

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



5-6/2002

**КОМПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ РАЗДЕЛЕНИЯ
СУЛЬФИДНО-СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ**

**ТРЕХМЕРНЫЕ МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДЛЯ ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ**

**ТЕРМОДЕГИДРАТАЦИОННЫЕ ВОДЫ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

От главного редактора

Уважаемые коллеги!

В марте 2003 г. нашему журналу исполняется 70 лет!

Журнал под названием «Проблемы советской геологии» основан академиком Иваном Михайловичем Губкиным, который был его первым главным редактором. Стил ь журнала, определенный И.М.Губкиным — выдающимся исследователем богатств недр нашего отечества, сохранился и после переименования журнала сначала в «Советскую геологию», а затем в «Отечественную геологию».

Традиции журнала поддерживались и развивались трудами главных редакторов — И.Ф.Григорьева, Е.Т.Шаталова, И.А.Беляевского, Г.И.Горбунова, Н.П.Лаверова, В.М.Волкова, А.И.Кривцова; их заместителей — А.А.Амирсланова, Г.С.Момджи, Л.В.Пустовалова, М.В.Семеновой, А.И.Жамойды, В.Н.Полуэктова, Г.А.Израилевой, А.Д.Щеглова, С.С.Мухина, Г.В.Ручкина, Р.В.Добровольской и ответственных секретарей — Е.И.Баринковой, Н.Э.Красновой, Л.Д.Овчининской, М.В.Рогачевой.

В сложных условиях последнего десятилетия журнал сохранился благодаря поддержке руководителей Роскомнедра (В.П.Орлов), МПР России (В.Г.Артюхов, В.В.Караганов, А.Е.Наталенко), ЦНИГРИ (И.Ф.Мигачев), РосГео (В.Ф.Рогов).

Редколлегией журнала много сделано для демонстрации минерально-сырьевого потенциала России и субъектов Российской Федерации, пропаганды научно-технических достижений и передовых разработок в сфере наук о Земле и, в первую очередь, результатов прикладных исследований. В последние годы редколлегия журнала поддерживает и развивает связи между геологами стран СНГ.

В юбилейном году редколлегия предполагает выпустить целевой номер журнала, объединяющий как обзорные статьи, так и частные работы (включая историко-мемуарные), а также ввести специальную юбилейную рубрику «К 70-летию журнала».

В связи с этим обращаюсь ко всем коллегам, кто в самых разнообразных формах поддерживал и поддерживает наш журнал, и к тем, кому наш журнал так или иначе помогал и помогает, откликнуться на данное обращение и прислать в возможно короткие сроки предложения по направленности и содержанию целевого номера журнала, а также соответствующие статьи.

А.И.Кривцов

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5-6/2002

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *М.В.Рогачева* (отв. секретарь), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *Б.А.Соколов, В.И.Старостин, А.А.Шнак*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, И.С.Грамберг, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, В.Ф.Рогов, Е.И.Семенов, В.В.Семенович, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

<i>Пакульнис Г.В.</i>	
Углеродистые породы и гидротермальная урановая минерализация	
<i>Рипп Г.С., Платов В.С., Гусев Ю.П., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.</i>	
Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс в Западном Забайкалье	
<i>Соколов С.В., Шпанов Е.П., Курпизанов И.И.</i>	
Минералогическая и температурная зональность Вознесенского редкометалльно-флюоритового месторождения	
<i>Хейфец В.М., Фрик В.Л., Огородников И.В.</i>	
Симметрия в эволюции геологической среды на примере одного из золоторудных регионов Узбекистана	
<i>Катанский М.Ю., Жидков С.Н.</i>	
Методика построения трехмерной геологической модели месторождений с использованием программных средств компании GEMCOM	
<i>Дубов Н.В., Звездов В.С.</i>	
Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудонесным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения	

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

<i>Королева М.Н.</i>	
К вопросу о возрасте жарыкского известняка Центрального Казахстана и проблемы выделения ашгилля	
<i>Кулаковский А.Л.</i>	
К характеристике зоны контакта гранитоидного цоколя и чехлы в Северном Приладожье	

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

<i>Романов В.А.</i>	
3	Потоки рассеяния: сток вещества с суши и водная миграция элементов. 46
<i>Чекавидзе В.Б., Исакович И.З.</i>	
9	Бассейны термодегидратационных вод юго-востока Русской платформы и их минерогенетические особенности ... 51

ДИСКУССИИ

17	<i>Бергман И.А.</i>
21	Еще раз о литий-магний-отношении как критерии карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций. 55

РЕПЕНЗИИ

23	<i>Зайцев В.Г.</i>
	Новые книги по тектонике и поисковым методам. 62
27	Первооткрыватели отечественных месторождений. 63

33	К 100-летию Арнольда Вильгельмовича Пэка. 93
	Памяти Алексея Борисовича Каждана. 94
	Памяти Игоря Сергеевича Грамберга. 95
35	Памяти Владимира Михайловича Терсентьева. 96

Релакция: Р.В.Лобровольская, М.В.Рогачева
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Подписано в печать 24.09.2002. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз. Заказ № 3987

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Тел: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@pol.ru

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография.
103051 Москва, Цветной бульвар, 30

Углеродистые породы и гидротермальная урановая минерализация

Г.В.ПАКУЛЬНИС (ВИМС)

Среди гидротермальных месторождений урана имеется группа крупных и уникальных с кондиционными рудами, суммарные запасы которых составляют до 1 млн т урана. Это месторождения типа «несогласия» районов Атабаска в Канаде и Ист-Аллитейтор в Австралии, месторождение Шлема-Альберода и месторождения Роннебургского рудного поля в юго-восточной Германии, а также района Франсвилл Габона в Африке. Специфическая особенность этих месторождений — пространственная связь с горизонтами пород, обогащенными углеродистым веществом. Во всех случаях углеродистое вещество исходно сапропелитового типа претерпело метаморфические изменения и представлено высококарбонизованными разностями от антраксолита (метаморфизм зеленосланцевой фации на Роннебургском рудном поле [5]) до графитоподобных и графита (амфиболитовая фация метаморфизма в районах Атабаска и Ист-Аллитейтор [24, 27]); в графит превращено углеродистое вещество антраксолитового типа и во внутренних зонах контактового ореола вокруг интрузии гранитов на месторождении Шлема-Альберода [16]. Судя по данным химического состава, окисленным антраксолитом представлено углеродистое вещество в сланцах в районе Франсвилл [22].

Так как углеродистые породы не только обладают большим восстановительным резервом, но часто заметно ураноносны, то естественно предположение, что они служили и источником урана для вышеуказанных месторождений. Однако для районов Ист-Аллитейтор и Атабаска данные по углеродистым породам в удалении от рудных полей свидетельствуют о низких содержаниях урана — около $6 \cdot 10^{-4}\%$ в районе Ист-Аллитейтор [27], в районе Атабаска около $1,5 \cdot 10^{-4}\%$ при $3 \cdot 10^{-4}\%$ в среднем в окружающих метасеипелитах [25, 29]. Если исходить из запасов урана на месторождениях этих районов и параметров горизонтов углеродистых пород, то роль последних как источника урана представляется малореальной, особенно для такого уникала, как Сигар-Лейк в районе Атабаска. Длительные споры велись по поводу Роннебургских месторождений. При первоначально принятой гипотезе об их осадочно-метаморфогенной природе [5] в Восточной Германии была обследована вся протяженная полоса распространения углеродистой толщи. Но ничего путного обнаружено не было, рудоносным осталось Роннебургское поле, расположенное между двумя основными швами Нейдек-Криммитчауской глубинной зоны, к которой юго-восточнее приурочено жильное месторождение Шлема-Альберода и далее месторождения Яхимовской группы в Чехии. Детальные геохимические исследования, выполненные перед прекращением работ на Роннебургском поле, привели их исполнителей к выводу, что и здесь углеродистые сланцы вряд ли могли быть основным источником урана для месторождений, несмотря на заметно повышенные содержания в них урана ($16 \cdot 10^{-4}\%$ в среднем). Тот же уровень фоновых концентраций урана имеют углеродистые сланцы (до $18 \cdot 10^{-4}\%$) в районе месторождения Шлема-Альберода, но на самом месторождении содержания урана в углеродистых сланцах понижены ($16,5 \cdot 10^{-4}\%$ в среднем), как впрочем и в слюдяных и амфиболовых сланцах [15]. Невелики, в общем, и средние содержания урана в рудовмещающей толще района Франсвилл:

$3,5 \cdot 10^{-4}\%$ в нижней части черных сланцев и $4,98 \cdot 10^{-4}\%$ в подстилающих их красноцветных песчаниках. Исключение представляют конгломераты нижней части красноцветной толщи, обогащенные тяжелыми минералами — $9,6 \cdot 10^{-4}\%$ [22].

На указанных месторождениях главная роль углеродистых пород, несомненно, заключалась в осаждающем воздействии на уран, благодаря восстановительным свойствам углеродистых веществ, в них заключенных, и потому размещение урановой минерализации определялось, наряду с другими факторами, позицией углеродистых веществ во вмещающей среде. Внешне просты соотношения урановой минерализации и углеродистых пород в районе Ист-Аллитейтор, особенно на месторождении Джабилука (рис. 1), где руды приурочены главным образом к внутрипластовым кремнистым брекчиям в горизонтах углеродистых пород. Брекчии возникли в местах замещения кварцем пропластков доломитов-магнезитов [20, 23]. На месторождении Рейнджер-3, приуроченном к пологой тектонической зоне, размещение урановой минерализации также контролируется горизонтом высокоуглеродистых пород, причем в последнем расположены основные руды. На более сложно устроенном месторождении Рейнджер-1 наиболее концентрированные руды снова сосредоточены внутри и вблизи прослоев, богатых углеродистым веществом в верхней части рудовмещающей пачки, но здесь ореол урановой минерализации более обширен, распространяется как вверх, так и вниз от углеродистых пород. На месторождении Кунгарра, которое приурочено к висающему крылу надвига рудовмещающих сланцев на песчаники протоплатформенного покрова (см. рис. 1), руды локализованы в наиболее тектонически нарушенной зоне между углеродистыми породами и песчаниками, причем наиболее концентрированные руды сосредоточены непосредственно под горизонтом углеродистых пород [17].

Если на месторождениях района Ист-Аллитейтор урановая минерализация локализована в самой толще, вмещающей углеродистые породы, причем богатые руды сосредоточены внутри или вблизи последних, то на месторождениях восточной части впадины Атабаска, для которых углеродистые породы также обязательный элемент, руды, как правило, заметно от них удалены, на что впервые было обращено внимание в работе [24]. На большинстве месторождений восточной части впадины руды расположены выше по восстанию разрывных зон в углеродистых породах, на их головах, на поверхности структурно-стратиграфического несогласия в менее литифицированных, чем в районе Ист-Аллитейтор, песчаниках протоплатформенного покрова (рис. 2).

Своеобразны соотношения между урановой минерализацией и углеродистыми породами на Роннебургском рудном поле. Здесь в складчатой толще на относительно глубинных, удаленных от пермского покрова пластово-линзовидных месторождениях основные, хотя и бедные руды содержатся в интервале около 50 м от подошвы высокоуглеродистых сланцев силура в ордовикских слюдяных сланцах (40% общих запасов поля), в зоне, где сланцы ордовика несколько (до 0,5% [6]) обогащены углеродистым веществом. Сами же сланцы силура (до 10% углеродистого вещества и более) не несут урановой минерализации, но

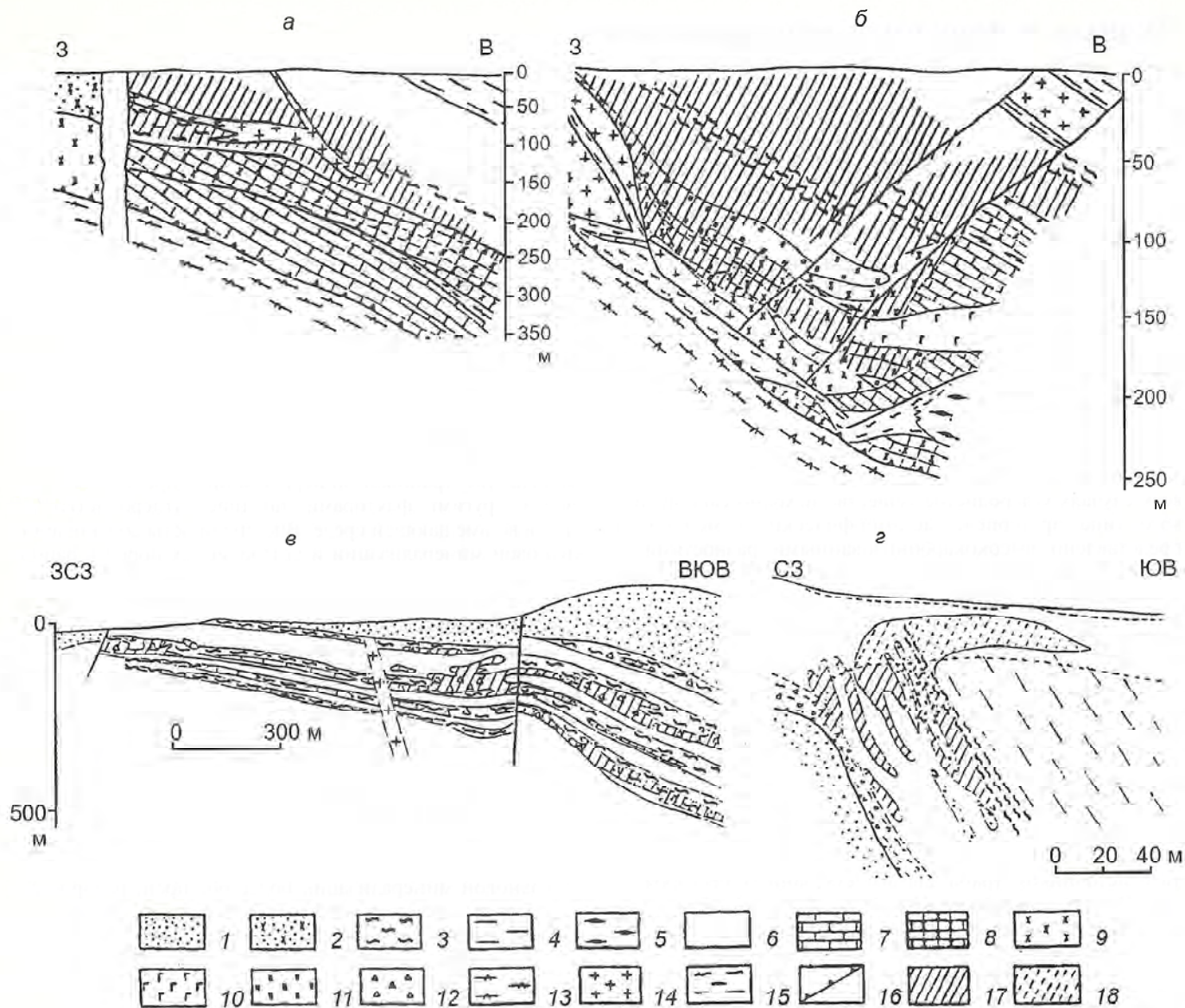


Рис. 1. Геологические разрезы месторождений района Ист-Аллагейтор, по работам [17, 18, 20, 23]:

месторождения: а — Рейнджер-3, б — Рейнджер-1, в — Джабилука, г — Кунгара; 1 — песчаники; 2 — хлоритизированные песчаники; 3 — углеродистые сланцы; 4 — кварц-мусковитовые сланцы; 5 — линзовидные сланцы; 6 — хлоритизированные сланцы; 7 — доломиты и магнезиты; 8 — хлоритизированные доломиты и магнезиты; 9 — хлоритовые породы; 10 — долериты; 11 — вторичные микрокварциты; 12 — брекчии микрокварцитов; 13 — кристаллические сланцы; 14 — граниты и пегматиты; 15 — зона смятия; 16 — разрывные нарушения; 17 — урановая минерализация; 18 — шлейф вторичной урановой минерализации на месторождении Кунгара

довольно богатые руды в них приурочены к силлам диабазов (20% общих запасов) и карбонатным породам (16% общих запасов). Руды в обоих случаях локализованы не в сланцах, а в эндоконтактных зонах диабазов и карбонатных пород. Существенная доля (до 10%) бедных руд содержится также в карбонатно-углеродистых породах нижнего девона, встречаются такие руды и в углеродистых породах нижнего карбона. Картина резко меняется в рудных зонах вблизи верхнепермского платформенного покрова. В таких зонах оказались сконцентрированными наиболее богатые руды (около 12% общих запасов поля), причем главным образом уже в самих высокоуглеродистых тектонически нарушенных сланцах силура.

Примечательно, что та же, в сущности (от верхов ордовика до девона), толща, сохранившаяся в синклинальной складке, служит рудовмещающей и для жильного месторождения Шлема-Альберода. Практически все запасы урана месторождения (80 тыс. т [3]) содержались в жилах

внутри этой толщи, причем по последним данным 70—80% запасов были локализованы среди сланцев «главным образом в темных филлитах и углеродистых сланцах» [1]. Надо полагать, в жилах среди контактово-измененных сланцев верхов ордовика и углеродистых сланцев силура. Остальные 20—30% запасов содержались в жилах среди «мафических» пород, сходных по составу с диабазами и скарнированными карбонатными породами.

О непосредственном участии углеродистых веществ в урановом рудообразовании свидетельствуют как приуроченность руд к горизонтам углеродистых пород, так и уменьшение в них в рудных зонах количеств углеродистых веществ. Например, на месторождении Джабилука содержание углеродистых веществ в рудных зонах снижается до 5—6%, против до 30% исходных [20, 23]. Однако на Джабилуке в горизонтах углеродистых пород наиболее богатые руды сконцентрированы в кремнистых на кварц-хлоритовом цементе брекчиях, не содержащих углеродистых ве-

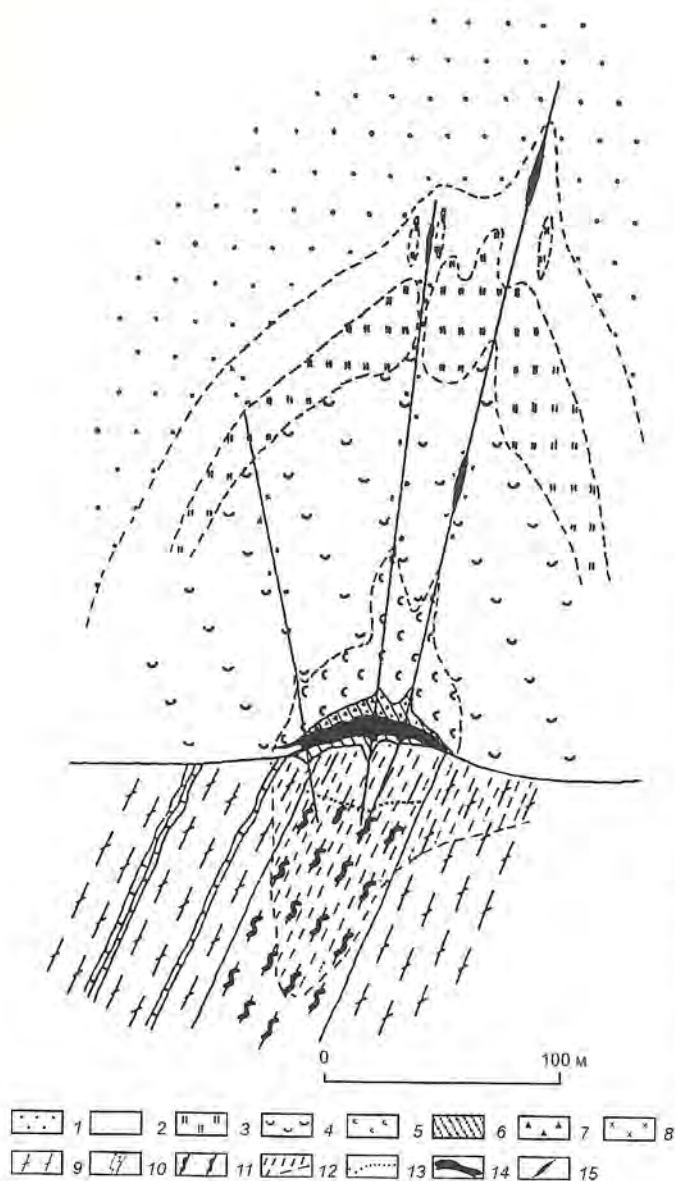


Рис. 2. Зоны изменений вокруг рудной залежи месторождения Сигар-Лейк, по работе [19]:

1 — розовые песчаники; 2 — сероцветное изменение; 3 — вторичное окварцевание; 4 — сероцветное изменение и глинизация; 5 — интенсивная глинизация; 6 — массивные глины; 7 — гематитизация; 8 — лимонитизация; 9 — метапелиты; 10 — кальций-силикатные породы; 11 — графитосодержащие метапелиты; 12 — зона окolorудных изменений в фундаменте; 13 — верхняя граница сохранности графита; 14 — основная рудная залежь; 15 — висячие рудные тела

шеств. К тому же на этом месторождении и на других месторождениях района Ист-Аллигейтор значительная часть руд локализована и вне углеродистых пород в жилах и прожилках хлорита. На месторождениях восточной части впадины Атабаска рудные залежи, приуроченные к головам горизонтов углеродистых пород, зачастую расположены над зонами, в которых на том или ином протяжении углеродистое вещество полностью уничтожено (см. рис. 2).

Локализация урановых руд не только в горизонтах углеродистых пород, но и на удалении от них свидетельствует о появлении в рудообразующих растворах подвижных восстановителей, возникших за счет твердых углеродистых веществ. Имеются факты, подтверждающие присутствие в

растворах, кроме CO_2 , подвижных углеродистых соединений и на некоторых других гидротермальных месторождениях урана. Так, по данным Г.Б.Наумова [9], «анализ плотных разностей настурана на одном из месторождений настуран-карбонатной формации показал, что в большинстве из них содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ составляло несколько сотых, а иногда и десятых процента»; анализ чистых кристаллов флюорита, сопровождающих настурановые руды на месторождении уран-молибденовой формации, выявил наличие во флюорите ароматических углеводородов и графита.

Г.Б.Наумов не приводит данных о составе газовых, кроме CO_2 , фаз во флюидных включениях, но утверждает, что во включениях ни метан, ни другие его гомологи обнаружены не были [9]. Однако при изучении Раббит-Лейк — первого из месторождений восточной части впадины Атабаска было обращено внимание на присутствие метана в газовой-жидких включениях, на значительные концентрации метана и углекислого газа во вмещающих породах и высказано предположение, что метан возник при взаимодействии растворов с углеродистым веществом, в данном случае с графитом [24]. Примерно в это же время значительные количества метана (в широко варьирующих соотношениях с CO_2) были обнаружены во флюидных включениях на месторождениях района Ист-Аллигейтор, причем появление метана также посчитали результатом взаимодействия воды с графитом при температурах около 200°C [30]. В дальнейшем к предположению о возникновении газовых фаз при взаимодействии графита с водой привели и результаты детального изучения графита пород и жильных углеродистых веществ на других месторождениях впадины Атабаска [26].

В принципе при взаимодействии углерода с водой могут образоваться CO_2 , CO , H_2 и CH_4 , соотношения между которыми зависят от окислительно-восстановительного потенциала среды, температур и давлений, причем, судя по термодинамическим данным [10], образованию их способствуют более высокие температуры и пониженные давления. Поскольку в рудовмещающие толщи месторождений районов Ист-Аллигейтор и Атабаска углекислота определенно поступала из глубинного источника, то систему углерод- CO_2 можно рассматривать как определяющую взаимодействие углеродистых веществ с водой. По термодинамическим данным, при температурах $150\text{--}200^\circ\text{C}$ и давлениях $50\text{--}100$ МПа, приемлемых для уранового минералообразования, среди газообразных восстановителей должен преобладать метан (в вероятных количествах до целых молей на килограмм раствора), что согласуется с вышеизложенными фактическими данными. При температурах около 200°C в ощутимых вероятных количествах (до сотых долей моля на килограмм) может появляться водород, но практически не должен образовываться CO . Так как, судя по термодинамическим данным, метан почти единственный, не считая CO_2 , продукт взаимодействия углерода с водой, то он, вероятнее всего, и служил основным восстановителем урана. Однако известно, что метан при обычных условиях инертен и в смеси с воздухом воспламеняется лишь при $650\text{--}750^\circ\text{C}$. К сожалению, не обнаружено сведений о свойствах метана при параметрах гидротермального уранового рудообразования, в частности о его способности восстанавливать уран при температурах $100\text{--}200^\circ\text{C}$, давлениях $50\text{--}100$ МПа и различных концентрациях углекислоты.

Месторождения районов Ист-Аллигейтор и Атабаска формировались при участии концентрированных натрово-хлоридно-углекислотных растворов, вызывавших в обоих районах сходные масштабные метасоматические изменения. Такие растворы склонны к гетерогенизации с распадом на жидкую водно-солевую и паровую фазы, в которых, как утверждают авторы работы [8], «даже при низких степенях гидролиза NaCl за счет разницы в летуче-

стях происходит накопление в паровой фазе HCl , а в водно-солевой NaOH . Или иначе, при перемещении растворов вверх должны возникать более легкая и подвижная опережающая кислотная и отстающая следующая щелочная волны. Возможно, именно это на данных месторождениях и послужило причиной смены кислотных по типу метасоматических изменений (замещение полевых шпатов гидрослюдами и карбонатов кварцем) на щелочные (интенсивная хлоритизация всех компонентов пород). При этом кислотная обстановка должна была способствовать образованию метана, а щелочная, наоборот, проявлению восстановительных свойств метана.

Жильное месторождение Шлема-Альберода формировалось при участии углекислотных растворов, содержащих, в отличие от вышерассмотренных, значительно меньшие количества хлоридов [4]. В жилах выделения настурана или прилегают непосредственно к стенкам трещин, или отделены от них узкими щетками кварца, или совместно с кальцитом расположены внутри жил [14]. По данным В.Л.Барсукова и Н.Т.Соколовой [1], внутрижилые растворы были агрессивными только по отношению к породам типа диабазов и скарноидов и практически не взаимодействовали с углеродистыми сланцами. Но при этом в жилах среди углеродистых сланцев было сосредоточено не менее трех четвертей всех запасов месторождения. Вдоль рудных жил в углеродистых сланцах возникали лишь каймы осветления, вызванные уничтожением в них графита и зачастую обогащенные пиритом. Мощность каймы осветления, как правило, невелика 0,5–2 см, но встречались каймы мощностью 30–50 см, причем более глубокое осветление углеродистых сланцев наблюдалось только в тех местах, где почки и массивные выделения настурана были размещены непосредственно в зальбанде жилы [16]. Хотя каймы осветления и тонки, но восстановительный резерв графита, в них заключавшегося, надо считать одной из главных причин осаждения урана в жилах, поскольку, например, при исходном содержании графита 1% и мощности каймы 1 см потенциальный восстановительный резерв графита на площади 1 м², в принципе, был достаточен для образования нескольких килограмм настурана. Хотя указаний на присутствие газообразных восстановителей во флюидных включениях не встречено, но локализация масс настурана в жилах вне углеродистых пород определенно свидетельствует об участии в рудообразовании подвижных соединений углерода, возникших за счет графита. Судя по параметрам рудообразования (температуры 150–180°C, давления 50–100 МПа) [4], это, скорее всего, снова был метан. Поведение графита около рудных жил изучалось В.А.Успенским [16], установившим переход графита в каймах осветления из трехмерно-упорядоченный повышенной дисперсности с резким сокращением до полного исчезновения его количества. Такая схема разрушения графита согласуется с данными более поздних исследований, проведенных на месторождениях впадины Атабаска [26], где метан установлен аналитически. Надо отметить, что В.А.Успенский, кроме того, упоминает о сегрегации графита, уменьшении степени карбонизации и увеличении содержания водорода в углеродистом веществе.

Если В.Л.Барсуков и Н.Т.Соколова придерживаются мнения о перемещении растворов, под воздействием которых возникли каймы осветления, только по вмещающим жилы трещинам, круто секущим напластование пород, то Г.Б.Наумов с соавторами полагают, что на месторождении имело место латерально-восходящее движение растворов [11–13]. Обоснованием этому послужили весьма высокая проницаемость углеродистых сланцев вдоль сланцеватости, их осложнение частыми и довольно мощными послойными нарушениями и, главное, характер изменчивости удельной жильной проницаемости в про-

странстве и анализ данных по флюидным включениям, из которых следует, что градиенты давлений и уменьшения концентрации углекислоты были направлены снизу вверх и с востока на запад к области основного насыщения рудными жилами (рис. 3). Если это так, то растворы, двигаясь по углеродистым сланцам (рН суспензии 6,8–7,6; Eh 640–540 мВ [14]), могли сохранять повышенные кислотность и восстановительный потенциал, что должно было при подтоке растворов к трещинам, круто секущим напластование и вмещающим руды, способствовать образованию за счет графита метана и CO_2 в каймах осветления (CO_2 в количествах, зависящих от уже имевшихся ее концентраций в трещинных растворах).

Для месторождений Роннебургского рудного поля нет фактических данных о параметрах рудообразования и составе растворов. Судя по минералого-геохимическим особенностям, рудообразование совершалось при невысоких, менее 150°C температурах, неблагоприятных для генерации метана, и варьирующих давлениях и концентрациях углекислоты.

На относительно глубинных месторождениях рудного поля во вмещающих основные бедные руды подсилурийских сланцах ордовика, слабо (до 0,5%) обогащенных углеродистым веществом и, кроме того, доломитом, урановая минерализация представлена рассеянными микронными выделениями коффинита. Для этой минерализации характерно пропорциональное увеличению содержания урана уменьшение количеств углеродистого вещества и доломита в сланцах, свидетельствующее о прямом восстановлении урана углеродистым веществом с окислением последнего до CO_2 и сопряженным с этим увеличением кислотности, компенсируемым растворением доломита. При этом вдоль коротких прерывистых прожилочков возникали ореолы осветления, лишенные углеродистых веществ и доломита, на внешней стороне которых концентрировались урановые минералы в уже визуально заметных каемочках, а в зальбандах прожилков, сложенных доломитом или анкеритом, образовывались корочки из коффинита и настурана. В осаждении урана участвовал и пирит, имевшийся в сланцах. Настуран и коффинит отлагались на корродированном пирите как в пределах ореолов осветления, так и вблизи ореолов на пирите, окруженном пятнами осветления. Высокоуглеродистые кремнистые сланцы силура в отличие от подстилающих ордовикских не содержат активных нейтрализаторов кислотности растворов и, к тому же, подобно таким сланцам на месторождении Шлема-Альберода, обладают высокой проницаемостью вдоль слоистости и осложнены многочисленными послойными срывами. Как уже указывалось, на относительно глубинных месторождениях среди этих сланцев урановая минерализация локализована только в диабазах и карбонатных породах, в их эндоконтактовых зонах. В таких породах, способных к нейтрализации кислотных растворов, в их эндоконтактовых зонах в местах послойных срывов под воздействием рудообразующих растворов карбонаты растворялись и переотлагались, а минералы диабазов подвергались кислотным изменениям, сопряженно с чем осаждались настуран и коффинит.

На месторождениях Роннебургского поля, приближенных к верхнепермскому покрову, наоборот, урановая минерализация сосредоточена в самих углеродистых сланцах. Особенности ее свидетельствуют о ведущей роли в восстановлении урана прямо окислявшегося углеродистого вещества в условиях резкого снижения содержания CO_2 в растворах. Распределение урановой минерализации контролируется секущими трещинами с яркими ореолами осветления с нередко вложенными в них ореолами гематитизации. Как и в сланцах ордовика высокие концентрации урана приурочены непосредственно к фронту осветления, в пределах ореолов осветления к корродированным

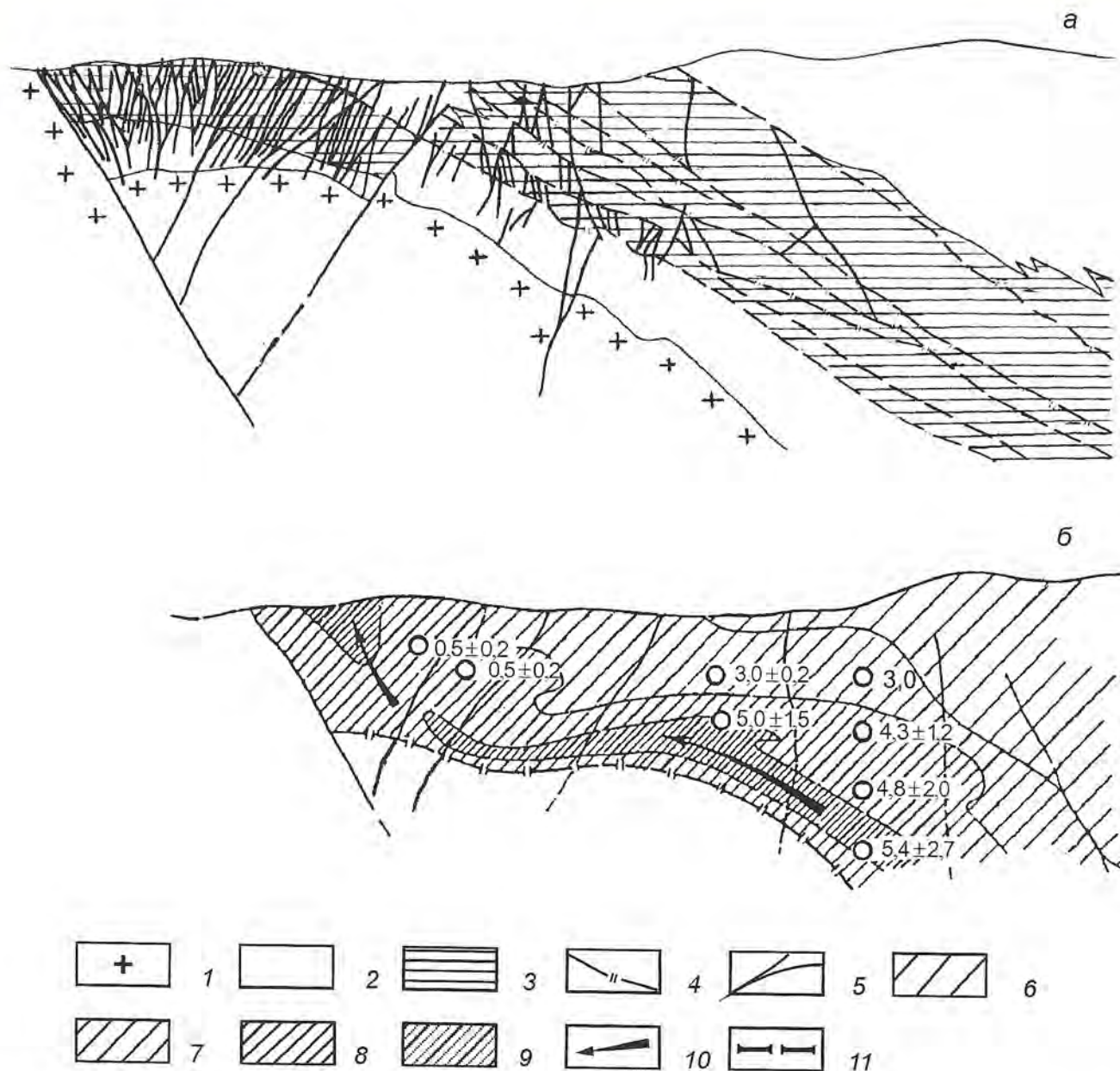


Рис. 3. Месторождение Шлема-Альберода, по работам [11, 13]:

a — схематический геологический разрез; *б* — концентрация CO_2 в % (кружки) в газопо-жидких включениях в рудных минералах для отдельных участков месторождения и изолинии удельной жильной проницаемости в проекции на вертикальную плоскость; 1 — граниты; 2 — кварцево-слюдистые сланцы; 3 — пакки благоприятных пород; 4 — зоны продольных нарушений; 5 — секущие (поперечные) нарушения; изолинии жильной проницаемости, усл.ед.: 6 — менее 0,2, 7 — 0,2—0,5, 8 — 0,5—1, 9 — более 1; 10 — направление наименьшего сопротивления; 11 — нижняя граница выклинивания пакки благоприятных пород

выделениям древнего пирита, а во многих трещинах в центре ореолов расположены прожилки настурана, в т.ч. и внутри ореолов гематитизации.

Из сопоставления данных по крупным и уникальным гидротермальным месторождениям урана, пространственно связанным с углеродистыми породами, следует, что углеродистые породы совсем не обязательно служили источником урана для руд этих месторождений. Особенно это относится к уникальным месторождениям типа «несогласия» районов Атабаска Канады и Ист-Алтигейтор Австралии с углеродистыми породами раннепротерозойского возраста, массы которых явно недостаточны для образования руд, особенно при малых содержаниях в них урана (первые граммы на тонну). Главная роль углеродистых пород заключалась в их мощном восстанавливающем воз-

действии на уран, благодаря углеродистым веществам, в них заключенным. И хотя на всех этих месторождениях углеродистые вещества глубоко метаморфизованы, преобразованы не менее чем в антракосолит, их восстанавливающее воздействие проявлялось вне зависимости от степени преобразования. Такое воздействие оказывал даже трехмерно упорядоченный графит.

Из рудообразующих растворов уран осаждался или при прямом восстановлении углеродистыми веществами, или под воздействием подвижных газообразных восстановителей, возникших за счет углеродистых веществ, и тогда рудообразование могло совершаться вне углеродистых пород, на том или ином от них удалении. Но в обоих случаях из-за противодействия свободной CO_2 рудообразованию должно было способствовать или удаление CO_2 при сни-

жении внешнего давления, или ее нейтрализация. Судя по термодинамическим данным [10], при низких менее 150°C температурах ведущим будет прямое восстановление урана углеродистыми веществами, что, несомненно, имело место на месторождениях Роннебургского рудного поля с углеродистыми веществами типа антраксолита. При температурах более 150°C практически единственным газообразным восстановителем, возникающим за счет углерода, может быть метан. Его образованию, так же как и восстановлению урана, должно способствовать удаление избыточной CO_2 , прежде всего из-за снижения внешнего давления. Определенно весьма значительным из-за геолого-структурных особенностей было снижение внешнего давления в рудных зонах месторождений «несогласия» районов Атабаска Канады и Ист-Аллигейтор Австралии, где и установлены существенные количества метана аналитическими методами. Не исключено, что на этих месторождениях, особенно на месторождениях восточной части впадины Атабаска, метан мог продуцироваться и при электрохимических явлениях. В этой части впадины Атабаска горизонты графитосодержащих пород обладают высокой электропроводимостью (на чем основан один из методов поиска месторождений), и выходы этих крутозалегающих горизонтов к поверхности структурно-стратиграфического несогласия, в принципе, должны быть катодными окончаниями природных гальванических элементов, на которых графит мог преобразовываться в метан.

При всей определенности участия углеродистых веществ в гидротермальном урановом рудообразовании, их взаимодействия с гидротермальными растворами все же неясным остается вопрос, каким образом преодолевалась высокая устойчивость к химическим превращениям этих глубокометаморфизованных углеродистых веществ (по данным Р.В.Гецевой, антраксолиты Роннебургских месторождений сгорают только при 500–800°C [5]), в т.ч. трехмерно упорядоченного графита, причем при температурах до 200°C и в присутствии CO_2 , препятствующего химическим превращениям. Можно предполагать, что этому способствовали высокая дисперсность углеродистых веществ, каталитические свойства вмещающих сред, в составе которых на всех месторождениях присутствуют в той или иной мере гидратированные филлосиликаты. Не исключено и влияние хлоридов, содержащихся в растворах. Кроме того, неясным остается, каким образом в условиях, характерных для гидротермального уранового минералообразования, преодолевалась инертность метана, если он служил основным газообразным восстановителем урана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков В.Л., Соколова Н.Т. Предрудные гидротермальные изменения вмещающих пород на урановом месторождении Шлема (Рудные горы, ФРГ). I. Принципиальная геохимическая характеристика // Геохимия. 2000. № 1. С. 55–57.
- Величкин В.И., Власов Б.П., Омеляненко Б.И., Янбухтин Т.К. Модель гидротермального магматогенного уранового рудообразования // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 1. С. 12–22.
- Величкин В.И., Власов Б.П. Геологические факторы, определяющие масштабы жильных урановых месторождений в северной части Богемского массива // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 5. С. 400–412.
- Власов Б.П., Матюшин Л.В., Наумов Г.Б. Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 3. С. 205–221.
- Гецева Р.В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения // Вопросы геологии урана. М., 1957. С. 20–36.
- Гецева Р.В., Дерягин А.А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана // Вопросы прикладной радиогеологии. М., 1963. С. 71–93.
- Лавров Н.П., Винокуров С.Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии) // Итоги науки и техники, серия рудные месторождения. Т. 21. М., 1988.
- Малинин С.Д., Кравчук И.Ф. Распределение элементов в равновесиях с участием флюидов // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М., 1991. С. 57–117.
- Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. — М.: Атомиздат, 1971.
- Наумов Г.Б., Ачеев Б.Н., Ермолаев Н.П. К вопросу о движении гидротермальных растворов // Геология рудных месторождений. 1968. Т. X. № 4. С. 29–39.
- Наумов Г.Б., Ачеев Б.Н., Ермолаев Н.П. К замечаниям о движении гидротермальных растворов // Геология рудных месторождений. 1971. Т. XIII. № 1. С. 117–119.
- Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П. Опыт изучения движения рудоносных растворов на месторождениях жильного типа // Кинетика и динамика геохимических процессов. М., 1971. С. 151–161.
- Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Влияние режима углеводородной кислотности раствора на формирование настуран-карбонатных жил // Геохимия гидротермального рудообразования. М., 1971. С. 61–77.
- Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В., Малышев Б.И. Роль контактового метаморфизма в формировании уранового оруденения // Геохимия. 1986. № 8. С. 1113–1128.
- Соколова Н.Т., Моторина З.М., Успенский В.А. и др. Преобразование рассеянного органического вещества под воздействием процессов контактового метаморфизма и ураноносных гидротермальных растворов // Геохимия. 1972. № 1. С. 110–123.
- Фой М., Педерсен К. Кунгарра // Полезные ископаемые Австралии и Папуа—Новой Гвинеи. Т. 1 / Под ред. К.Найта. М., 1980. С. 499–505.
- Юнен Дж., Колвилл Р. Рейнджер-1 // Полезные ископаемые Австралии и Папуа—Новой Гвинеи. Т. 1 / Под ред. К.Найта. М., 1980. С. 487–489.
- Brunet P. Geology of the Cigar Lake uranium deposit (Saskatchewan, Canada) // Economic minerals of Saskatchewan. Edited by C.F.Gilboy and L.W.Vigross. Saskatchewan Geological Society, Special Publication 8. 1987. P. 99–119.
- Economic Geology of Australia and Papua New Guinea. Vol. I. Metals, Knight C.L. ed. «Austral. I.M.M.». 1975.
- Ewers G.R., Ferguson J., Needham R.S., Donnelly T.H. Pine Creek geosyncline, N.T., Ferguson J., ed. // Proterozoic unconformity and Stratabound deposits. Vienna: IAEA, 1984. P. 135–206.
- Gauthier-Lafaye F., Veber F. The Franciscan (Lower Proterozoic) Uranium Ore Deposits of Gabon // Econ. Geol. 1989. Vol. 84. № 8. P. 2276–2285.
- Hegge M.R. Geologic setting and relevant exploration features of the Jabiluka uranium deposits // Proc. Australs., Inst. Mining. and Met. 1977. Vol. 264. P. 19–32.
- Hoeve J., Sibbald T. On the origin of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in Saskatchewan // Econ. Geol. 1978. 73. P. 1450–1473.
- Laine R.T. Uranium deposit's of the Carswell structure // Uranium Deposits of Canada. 1988. P. 155–169.
- Landais P., Dereppe J.M., Philp R.P. Characterization of graphite alteration and bitumen genesis in the Cigar Lake deposit (Saskatchewan, Canada) // Can. J. Earth Sci. 1993. Vol. 30. P. 743–753.
- Needham R.S., Ewers G.R., Ferguson J. Pine Creek geosyncline (IAEA-TC-450.5/9) // Recognition of Uranium Provinces. IAEA, 1988. Vienna.
- Sibbald T.I.I. Geology and genesis of the Athabasca basin uranium deposits. (IAEA-TC-450.5/4) // Recognition of Uranium Provinces. IAEA, 1988. Vienna.
- Wallis R.H., Saracoglu N., Brummer J.J., Golightly J.P. Geology of the McClean Uranium Deposits // Uranium Exploration in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada, ed E.M.Cameron; Geological Survey of Canada. 1983. Paper 82-11. P. 71–110.
- Ypma P.I.M., Fuzikawa K. Fluid inclusion and oxygen isotope studies of the Nabarlek and Jabiluka deposits, N.T., Australia. Ferguson J., Goleby A.B., eds. Uranium in the Pine Creek geosyncline. Vienna: IAEA, 1980. Proc. Ser. P. 375–395.

Новый щелочно-основной карбонатитовый комплекс в Западном Забайкалье

Г.С.РИПП (Геологический институт СО РАН), В.С.ПЛАТОВ, Ю.П.ГУСЕВ (ГФУП «Бурятгеоцентр»), О.В.КОБЫЛКИНА, А.Г.ДОРОШКЕВИЧ, В.Ф.ПОСОХОВ (Геологический институт СО РАН)

На площади Юго-Западного Забайкалья геологическими работами в 60–70 годах было обнаружено несколько проявлений эндогенных карбонатных пород. Из них Халютинское и Аршанское привлекли внимание в качестве объектов, представляющих интерес на стронциевое и редкоземельное оруденение. Уже в это время Г.М.Яценко, позднее П.И.Радченко, Е.С.Мауришин высказывали предположение об их принадлежности к карбонатитам. Работы Бурятгеоцентра последних лет по ГДП-200 и исследования Геологического института СО РАН по проектам РФФИ (96-05-64715, 99-05-64435) способствовали обоснованию их карбонатитовой природы и открытию новых проявлений, привели к выделению впервые для региона магматического комплекса, специализированного на редкоземельные и редкие элементы. Особенность выделяемого комплекса определяется: связью карбонатитов со щелочно-основными породами повышенной и высокой калиевоности; высокими концентрациями в карбонатитах сульфатной фазы.

Большая часть анализов, приведенных в статье, выполнена в лабораториях Геологического института СО РАН. Химический состав пород и некоторых минералов определен методом атомной абсорбции А.А.Цыреновой, И.В.Боржоновой, Г.И.Булдаевой, Н.Л.Гусевой; редкие и рудные элементы проанализированы рентгено-флуоресцентным (Б.Ж.Жалсараев), редкоземельные — химико-спектральными методами (Т.И.Казанцева и Л.А.Левантуева). Состав минералов изучен Н.С.Кармановым и С.В.Канакимым на модернизированном микроанализаторе MAP-3. Изохронный рубидий-стронциевый возраст пород определен В.Ф.Посоховым на масс-спектрометре МИ-1201Т, а состав кислорода и углерода в карбонатах, серы в сульфатах — в лабораториях изотопных исследований ОИГИМ СО РАН г.Новосибирск и ТО ИГИМС г.Томск.

Геологические условия формирования комплекса. Рассматриваемая территория расположена в Западно-Забайкальской позднемезозойско-кайнозойской рифтовой области, представляющей собой часть Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической провинции. Рифтообразование и сопровождающий его магматизм связываются с Нижне-Селенгинским плюмом [11]. В интервале от средней юры до новейшего времени здесь установлены не менее 14 эпизодов магматической активности [5]. Преобладающими продуктами их были субщелочные и щелочные базальты, включая трахибазальты, тефриты, тефрофолиты, тешениты, нефелиниты, шонкиниты [3–5, 11].

Непосредственно на рассматриваемой площади развиты раннемеловые магматические образования (иволгинская серия), представленные малыми трещинными телами карбонатитов и ассоциирующими с ними дайками щелочных габброидов и сиенитов (халютинский комплекс), а также Ошурковским массивом [8] апатитоносных пород (ошурковский комплекс). Последний в связи с недостаточной изученностью остается за рамками данного исследования.

Породы халютинского комплекса изучены на участках Халютинский, Ошурковский, Аршанский и Южный, расположенных в обрамлении Нижнеоронгойской и Иволгино-Удинской позднемезозойских впадин (рис. 1). Они прорывают гнейсы и кристаллические сланцы, различные по составу и возрасту ультраметаморфические и магматические породы. Распространение этих пород контролируется зоной Гусино-Удинского глубинного разлома.

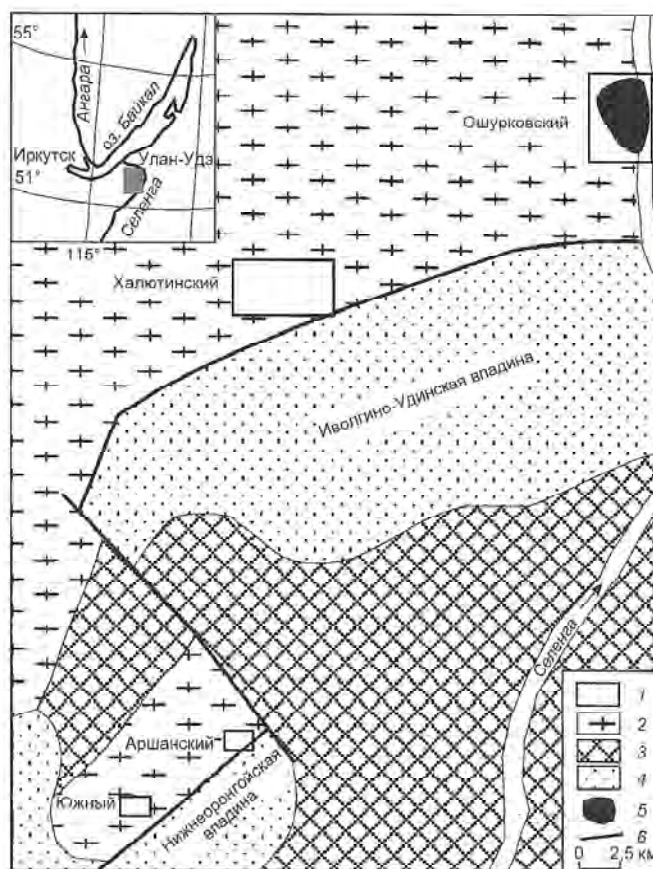


Рис. 1. Схема расположения участков развития пород халютинского комплекса (на врезке — район исследований):

1 — контуры участков распространения карбонатитов; 2 — гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — интрузивные образования (сиениты, граниты); 4 — мезозойские угленосные терригенные отложения; 5 — Ошурковский массив апатитоносных пород; 6 — Гусино-Удинский разлом

Петрографическая и петрохимическая характеристики халютинского комплекса. В состав комплекса нами включены карбонатиты, щелочные габброиды и сиениты.

Карбонатиты. Морфология карбонатитовых тел. Карбонатиты представлены дайкообразными телами, дайками, жилами, плащеобразными залежами и телами, имеющими форму диатрем. Так как карбонатиты менее устойчивы к выветриванию, чем силикатные породы, то на месте их распространения образуются участки понижения в рельефе, сопровождающиеся элювиально-делювиальными свалами выветрелых обломков.

Наиболее крупное дайкообразное тело карбонатитов установлено при ГСР-50 и по данным бурения скважин на Халютинском участке. Мощность его составляет около 100 м, простирание северо-западное с падением на юго-запад под углом 40–45° (рис. 2). По простиранию тело не оконтурено, однако, судя по естественным выходам карбонатитов, длина его более 500 м.

Жильные тела и дайки, установленные на всех участках, кроме Аршанского, прослеживаются на расстояние 250–350 м. Мощность большей части из них составляет 0,3–10 м. Они, как правило, сопровождаются биотитиза-

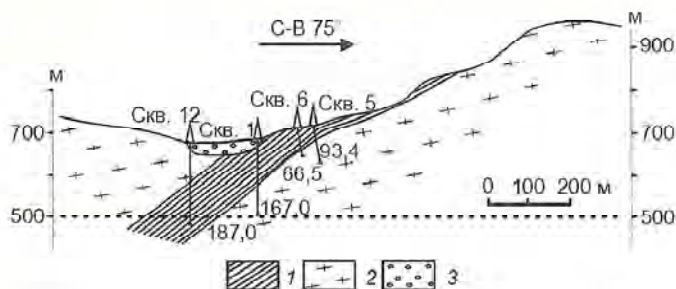


Рис. 2. Характер залегания дайкообразного тела карбонатов на Халютинском участке:

1 — карбонаты; 2 — ультраметаморфические гранитоиды; 3 — аллювиальные отложения

цией. В эндоконтактах вместе с биотитом (флогопитом) нередко ассоциируют магнетит, апатит, щелочные полевые шпаты, наблюдаются неотчетливо выраженные зоны закалки. Полосчатость в них согласна поверхности контактов и фиксируется ориентировкой зерен и наличием полос различного минерального состава.

Тела трубообразной формы встречаются на участке Южный. Особенность этих карбонатов — их брекчиевые текстуры, аналогичные экструзивным образованиям. В составе литокластов, размер которых варьирует от миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике, присутствуют граниты, кристаллические сланцы, габброиды, сиениты, жильный кварц и биотитовые, альбит-биотитовые метасоматиты. Последние, слагающие зоны по периферии трубообразных тел, преобладают среди литокластов.

Минеральные типы карбонатов. Карбонаты представлены редкоземельным (Аршан, Южное) и барий-стронциевым (Халютинская группа, Ошурковское) типами. Особенность первого — повышенное и высокое содержание бастнезита при подчиненной роли паризита, алланита. К числу характерных минералов этой группы относятся также стронцийсодержащий барит, баритоцелестин, флюорит и биотит. В небольших количествах в них отмечены калиевый полевой шпат, альбит, магнетит, гематит, стронцианит, циркон. Редкоземельные минералы, как и в большинстве известных месторождений карбонатов, содержат легкие лантаноиды, а биотит характеризуется низкой глиноземистостью, повышенной магниальностью и фтористостью. Детальная характеристика минералов, присутствующих в карбонатах, приведена в работе [9].

Плащеобразные залежи Аршанского участка имеют двухъярусное строение. В подошвенной части расположены серые карбонаты с большим количеством обломков ксеногенных пород. Выше они перекрываются светлыми карбонатами, обогащенными флюоритом, бастнезитом, баритоцелестином. На участке Южный среди мелкозернистого карбоната, имеющего признаки экструзивного происхождения, присутствуют литокласты средне-крупнозернистого карбоната, кристаллизация которого проходила в промежуточном очаге. Впоследствии они были транспортированы на более высокий гипсометрический уровень в момент внедрения карбонатов второй фазы.

В две фазы сформировались барий-стронциевые карбонаты Халютинского поля. В первую кристаллизовались севиты с апатитом, магнетитом, флогопитом, баритоцелестином и аксессуарными доломитом, рихтеритом, монацитом, цирконом. Их повышенная флюидонасыщенность обусловила интенсивные автометасоматические преобразования, сопровождавшиеся перекристаллизацией кальцита, появлением такситовости в породах, образованием гидротермальных прожилков стронцианита, кальцита. Во

вторую фазу внедрились бефорситы, секущие и цементирующие дробленные участки севитов. В составе бефорситов присутствуют апатит, барит, магнетит, флогопит. Порода имеет массивное сложение, для нее не характерны автометасоматические процессы.

Апатит — типоморфный минерал как кальцитовых, так и доломитовых карбонатов, содержится в количестве 3—4%. Он выделился на начальной стадии кристаллизации, слагает пойкилитовые включения в карбонатных минералах, вкрапленность, линзовидные скопления тонкоигловчатых кристаллов, ориентированных так же как кальцит и доломит согласно полосчатости пород. Апатит содержит до 1,5% легких лантаноидов, до 1,5% SrO, для него характерно также присутствие (в среднем 0,89%) сульфат-иона. С апатитом ассоциируют редкие вкрапленники монацита.

Биотит по составу близок флогопиту. Он более магниальный, чем в комагматичных силикатных породах. Как и для большинства известных карбонатитовых массивов, флогопиты характеризуются низким содержанием алюминия (обычно не более 11% Al_2O_3) и титана (табл. 1). В них 1/2—1/3 части железа представлена окисной формой.

Структурно-текстурные особенности карбонатов. Карбонаты — это в основном мелкозернистые породы с массивными, полосчатыми, такситовыми и брекчиевыми текстурами. Полосчатость параллельна контактам дайковых тел, субсогласна подошве в плащеобразных залежах. Она определяется единой ориентировкой зерен минералов, слагающих карбонаты, и минеральной расслоенностью. В барий-стронциевых карбонатах это полосы, линзочки, сложенные апатитом, баритоцелестином, а также цепочки зерен магнетита, флогопита в массе кальцита или доломита. В редкоземельных карбонатах полосчатость подчеркивается линзовидными сегрегациями бастнезита, флюорита, баритоцелестина, огибающими контуры ксенокластов.

С автометасоматическими изменениями связано появление такситовых текстур, участков перекристаллизации, более крупнозернистых гидротермальных кальцитов, образование прожилков стронцианитового и кальцит-стронцианитового составов. Брекчиевые текстуры широко распространены в карбонатах Аршанского и Южного участков. Здесь в карбонатной матрице присутствует различное количество ксенокластов и автолитокластов. Это граниты, кристаллические сланцы, габброиды, жильный кварц, дайковые породы, а на участке Южный — альбит-биотитовые и существенно биотитовые породы, представляющие собой экзоконтактовые метасоматиты, развитые вокруг каналов проникновения карбонатов. Форма литокластов в одних случаях угловатая, сопровождаемая шлейфом более мелких обломков, в других — округлая галькоподобная, несущая следы абразивной обработки в процессе их транспортировки. Последние характерны для карбонатов Южного участка, имеющих многочисленные свидетельства экструзивного происхождения. В этих карбонатах встречаются так же газовые пустоты, как в вулканических породах.

Среди автолитокластов установлены две группы. На Халютинском участке это брекчии кальцитового карбоната, цементированные бефорситом. На Южном участке автолитокласты представлены обломками среднезернистых (до крупнозернистых) карбонатов и агрегатов существенно флюорит-кальцит-бастнезитового состава в мелкозернистом карбонате. Они относятся к продуктам начальной стадии кристаллизации карбонатитового расплава в промежуточной камере, которые затем были дроблены и транспортированы на верхние уровни. Широко распространены в карбонатах порфировидные структуры, образованные фенокристаллами биотита, магнетита, кальцита, барита, баритоцелестина в мелкозернистой ка-

1. Средние химические составы породообразующих минералов карбонатитов и щелочных метасоматитов, %

Участок	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F
<i>Карбонатиты</i>											
Халюта	Рихтерит (7)	55,96	0,94		7,89	0,23	19,84	8,34	3,73	1,18	
	Биотит (11)	42,48	0,14	10,77	7,18	0,13	23,12		0,18	10,65	3,53
Аршан	Биотит (13)	39,11	1,33	12,28	13,95	0,33	17,0		0,04	10,23	2,59
Южный	Биотит (7)	39,53	1,66	11,29	13,77	0,25	17,49			10,19	3,35
<i>Щелочные метасоматиты</i>											
Халюта	Эгирин-диопсид (1)	52,86	0,1	1,39	11,66	0,4	10,43	20,17	2,37		
	Гастингсит (1)	40,94	0,54	10,63	18,65	0,43	9,72	9,91	3,3	2,03	
	Рихтерит (11)	52,3	0,24	2,06	14,33	0,51	14,11	7,2	4,27	1,39	
	Биотит (5)	39,45	0,93	10,55	12,9	0,36	17,39		0,14	10,1	3,18
Южный	Рихтерит (3)	53,88	0,15	2,13	10,44	0,24	17,31	5,34	6,03	0,64	1,2
	Биотит (4)	36,2	1,97	16,67	17,44	0,4	12,42		0,13	9,7	1,44

Примечание: железо приведено как FeO общее; в скобках — число анализов.

льпиковой массе. В брекчиевых карбонатитах Аршанского и Южного участков эти минералы встречаются в виде кристаллокластов, незакономерно рассеянных в мелко- и тонкозернистом агрегатах кальцита.

Химический состав и геохимические особенности карбонатитов. По химическому составу (табл. 2) карбонатиты относятся к севитам, и только на Халютинском участке встречаются бефорситы. По вещественно-геохимической

2. Химические составы карбонатитов халютинского комплекса, %, ppm

Компонент	1(15)	2(4)	3(3)	4(6)	5(4)	6	7
SiO ₂	1,55	1,99	8,03	3,46	14,57	2,72	3,63
TiO ₂	0,03	0,01	0,07	0,08	0,18	0,15	0,33
Al ₂ O ₃	0,21	0,04	0,2	0,48	1,52	1,06	0,99
Fe ₂ O ₃	2,49	0,45	0,82	0,38	2,18	2,25	2,41
FeO	0,56	3,37	0,47	0,79	0,66	1,01	3,93
MnO	0,45	0,57	0,22	0,23	0,22	0,52	0,96
MgO	0,5	14,88	0,61	0,47	1,01	1,8	15,06
CaO	40,41	32,91	40,62	37,6	42,18	49,12	30,12
Na ₂ O	0,1	0,1	0,05	0,11	0,74	0,29	0,29
K ₂ O	0,06	—	0,07	0,1	1,16	0,26	0,28
P ₂ O ₅	1,1	1,72	0,13	0,19	0,28	2,1	1,9
SrO	6,75	1,17	0,8	8,63	0,14	0,86	0,69
BaO	7,44	0,66	10,6	3,1	1,99	0,34	0,64
TR ₂ O ₃	0,31	0,24	0,31	4,25	0,96	0,43	0,44
F	0,11	0,2	0,17	6,11	1,39	0,29	0,31
CO ₂	34,42	38,95	30,62	27,56	28,06	36,64	36,81
SO ₃	4,61	2,69	5,29	4,5	1,97	0,88	1,08
Y	56	20	55	93	29	119	61
Nb	9,6	—	—	—	7	1204	569
Zr	413	—	10	—	80	189	165

Примечание: Халютинское поле: 1 — севит, 2 — бефорсит, 3 — Ошурковское; 4 — Аршанское; 5 — Южное; 6 — средний кальцитовый, 7 — средний доломитовый карбонатиты, по (Wooley et al., 1989); в скобках — число анализов.

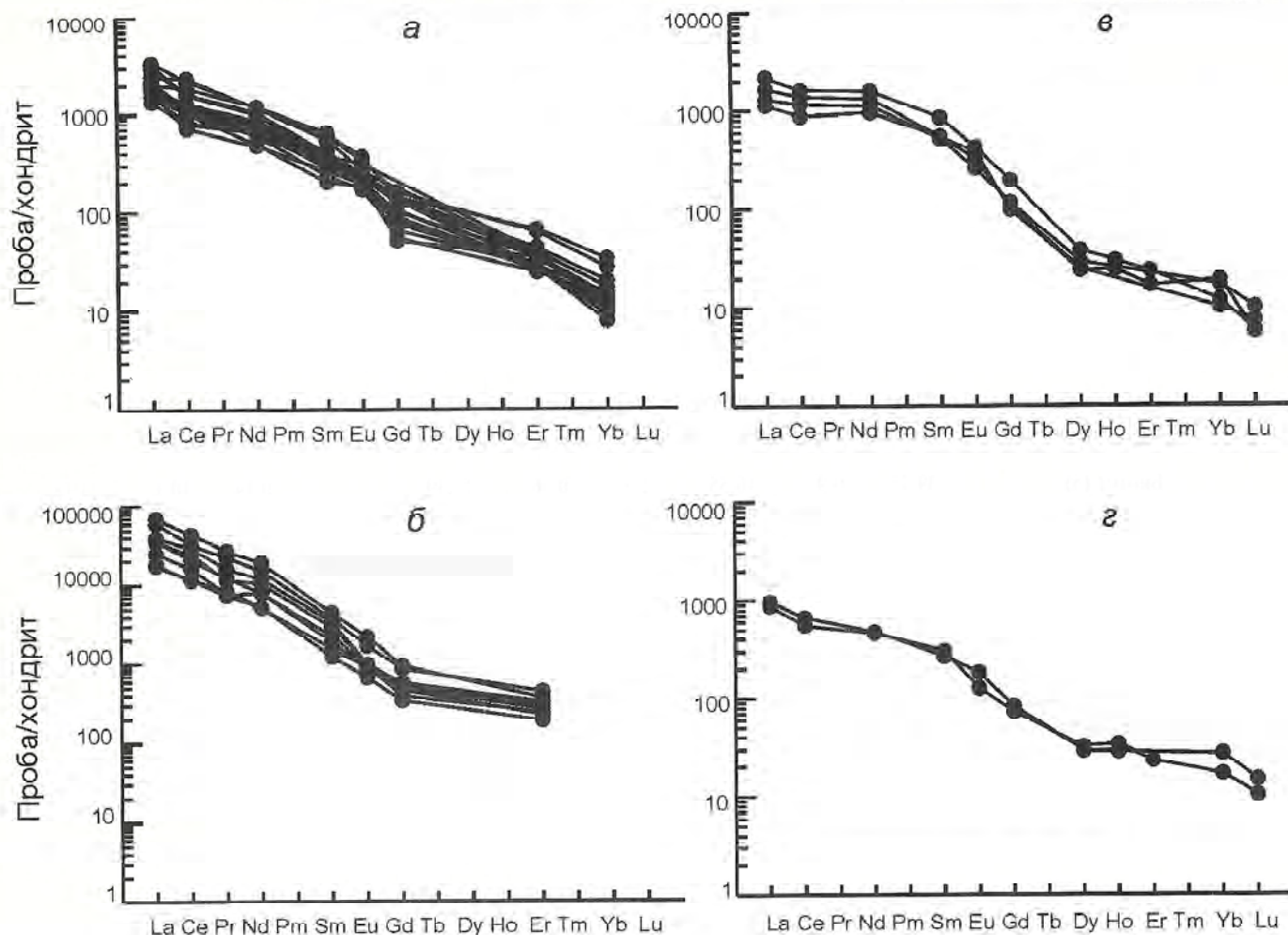


Рис. 3. Распределение РЗЭ в карбонатах халютинского комплекса:

а — Халютинское поле; б — Аршанское проявление; в — Ошурковский участок; г — Южное проявление

специализации выделяются редкоземельная (Аршан, Южный) и барий-стронциевая (Халюта, Ошурково) группы. Содержание большей части компонентов в них отвечает среднему составу карбонатов [14]. Особенность пород Западного Забайкалья — высокие содержания Ba, Sr, сульфатной серы в обеих группах карбонатов, РЗЭ и фтора в редкоземельной группе. В то же время в них существенно более низкие концентрации ниобия, фосфора и циркония. Спектр РЗЭ карбонатов подобен составу карбонатов из других регионов (рис. 3).

Особенности состава стабильных изотопов. Изотопная характеристика карбонатов приведена в табл. 3. Все полученные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7055—0,7062) в безрубидиевых минералах (кальцит, барит, целестин, стронцианит, апатит, ба-стнезит) несколько выше, чем у карбонатов, связанных с щелочно-ультраосновными и натровыми щелочно-основными комплексами пород. В то же время они близки первичным стронциевым отношениям в континентальных щелочных и субщелочных базальтах Западного Забайкалья и аналогичны стронциевым отношениям в комагматичных карбонатах щелочных габброидов и ситингах.

Изотопные составы углерода и кислорода в фенокри-стах и неизмененных поздними процессами кальцитовых и доломитовых карбонатах ложатся в контур поля со значениями, характерными для отщепленных от мантии магматических карбонатов. Кислород кальцитов основной массы более обогащен тяжелым изотопом и аналогичен составу эффузивных и субвулканических карбонатов,

что связано с изотопным обменом между расплавом и присутствующей в нем флюидной фазой [12]. В продуктах гидротермальной стадии углерод становится более легким ($-9,3\text{‰}$ $\sigma^{13}\text{C}$), а кислород еще более утяжеленным (19‰ $\sigma^{18}\text{O}$). Влияние корового источника отмечено на Аршанском проявлении, где кислород резко обогащен легким изотопом (до -6‰ $\sigma^{18}\text{O}$), а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ увеличиваются до 0,7061. Состав сульфатной серы подобен составу серы карбонатов других регионов.

Обоснование карбонатитовой природы эндогенных карбонатных пород. Структурно-текстурное и вещественное своеобразие карбонатов Юго-Западного Забайкалья вызвало неоднозначность оценки их природы. В связи с этим был проведен комплекс исследований, включавших, кроме традиционных методов, также термобарогеохимические, детальные геохимические, в т.ч. анализ РЗЭ, определение изотопных составов кислорода, углерода, серы, стронция [9]. О принадлежности пород к карбонатам свидетельствует присутствие таких типоморфных минералов, как апатит, флогопит, магнетит и аксессуарных — циркон, монацит, пироксид. Полученные кривые нормированных содержаний РЗЭ (см. рис. 3), изотопные составы кислорода и углерода в карбонатах, серы в сульфатах (см. табл. 3) также подобны кривым РЗЭ и изотопным составам большинства известных карбонатов из других регионов. И только состав стронция в безрубидиевых минералах (apatит, стронцианит, кальцит, баритоцелестин) несколько обогащен радиогенным изотопом в сравнении с карбонатами щелочно-ультраосновных и натровых ше-

3. Изотопная характеристика карбонатитов халютинского комплекса

Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\sigma^{13}\text{C}, \text{‰ PDB}$	$\sigma^{18}\text{O}, \text{‰ SMOW}$	$\sigma^{34}\text{S}, \text{‰}$	Анализируемый материал
Халютинское поле					
Апатит	0,70555±7				Севит
Кальцит	0,70548±8	-5,48 (4)	13,23 (4)		
Баритоцелестин	0,70590±7			9,5 (1)	
Сульфидная сера				1,5 (1)	
Доломит		-4,38 (6)	9,78 (6)		Бефорсит
Барит	0,70594±1			11,1 (2)	Гидротермалиты
Стронцианит		-6,83 (5)	14,96 (5)		
Кальцит	0,70583±1	-9,3 (2)	17,24 (2)		
Ошурковское					
Кальцит	0,70563 (2)	-5,95 (7)	10,8 (7)		Севит
Барит	0,70546			6,17 (4)	
Аришанское					
Бастнезит		-5,6 (2)	5,9 (2)		Фенокристы
Кальцит	0,70590 (1)	-5,42 (6)	-5,05 (6)		Матрикс
Барит	0,70610 (1)			13,02 (3)	
Южный					
Кальцит		-5,10 (3)	5,30 (3)		Первая фаза
Кальцит	0,70669 (2)	-7,26 (5)	17,17 (5)		Вторая фаза
Барит				10,6 (1)	Фенокристы
Бастнезит		-3,53 (2)	18,15 (2)		Сегрегации флюидной фазы

Примечание: в скобках — число анализов.

лочно-основных комплексов. Но это вполне можно объяснить связью карбонатитов с породами высокой калиево-сти. Такие же первичные стронциевые отношения имеют и мезозойские щелочные базальтоиды Западного Забайкалья, а также щелочно-основные породы, комагматичные карбонатитам.

Оценка температур образования пород нами проведена с помощью кальцит-доломитового и апатит-биотитового геотермометров по соотношению изотопного состава сульфидной и сульфатной серы, а также термобарогеохимического изучения солевых, расплавных и флюидных включений в минералах из карбонатитов (бастнезит, флюорит, апатит, доломит, кальцит). Присутствие пластинок ильменита в магнетите в качестве продуктов распада твердого раствора уже само по себе свидетельствует о температурах более 575°C. Наиболее низкие температуры получены по кальцит-доломитовому геотермометру (500—600°C) на Халютинском участке, что связано с частичным выносом магния из кальцита при более поздних метасоматических преобразованиях. Последнее подтверждается широко проявившейся перекристаллизацией карбонатитов, изотопным сдвигом кислорода в кальцитах. Но даже в этом случае они имеют существенно более высокие температуры, чем у гидротермальных образований. Все остальные методы зафиксировали температуры более 500°C, в основном 600—800°C.

Силикатные породы представлены дайками мощностью 3—7 м и протяженностью до сотен метров. Контакты их с

вмещающими породами прямолинейные с маломощными зонками закалки. Как правило, это единичные тела, однако на Шалутайском участке Халютинского поля встречается комбинированная дайка, в которой совмещены параллельные тела шонкинита и сиенита.

Установлены две петрографические группы пород — амфибол-пироксеновые и существенно биотитовые. Первая, наиболее изученная, распространена на Халютинском, вторая — на Южном участке. Абсолютный возраст тех и других одинаков. В обеих группах присутствуют габброиды повышенной и высокой щелочности и сиениты (рис. 4, табл. 4). Среди габброидов присутствуют меланократовые и мезократовые разновидности. В основном это мелко- и среднезернистые породы с такситовой текстурой, обусловленной шлирами полевых шпатов и участками, обогащенными меланократовыми минералами. Они относятся к высокощелочной существенно калиевой серии ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=10,83$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 0,3—0,4) и близки шонкиниту [6, 7]. Породы характеризуются высокой глиноземистостью (коэффициент Al составляет в среднем 1,91), количество нормативного нефелина в основном меньше 7,5%, магнезиальность 54—69%.

Главные породообразующие минералы представлены калиевым полевым шпатом (40—60%), эгирин-диопсидом (25—40%) и гастингситом (5—25%), местами биотитом. В числе второстепенных и аксессуарных установлены биотит, апатит, рихтерит, титанит, циркон, кальцит, алланит. Присутствуют также целестин, целестинобарит, которые



Рис. 4. Положение точек силикатных щелочно-основных пород Халютинского комплекса на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [5]:

1 – Халютинское поле; 2 – Южное проявление

обусловили аномально высокие содержания бария, стронция и сульфатной серы (2–5%).

Породы имеют гипидиоморфнозернистую, пойкилитовую структуры. Калиевый полевой шпат образует неправильной и таблитчатой формы зерна с пятнистыми и шнуровидными пертитами альбита. Последний, разрастаясь, вытесняет калишпатовую часть зерен. Иногда альбит образует самостоятельные выделения неправильной формы. В зерна калиевого полевого шпата включены пироксен, биотит, титанит. К числу особенностей минерала следует отнести повышенное содержание бария (до 2,5% BaO).

Пироксен по составу относится к диопсиду, содержащему 35–46% эгиринового минерала. Он участками замещен рихтеритом, гастингситом. В амфиболах повышена концентрация щелочей, понижена титанистость и постоянно присутствует калий. Сумма щелочей в них не менее 5%. Биотит в количестве 4–6% встречается в виде агрегатов чешушек, приуроченных к скоплениям амфиболов и эгирин-диопсида. Он развивается по трещинкам в гастингситах, замещает пироксен, слагает оторочки вокруг шпатов полевого шпата и характеризуется повышенным содержанием фтора (табл. 5).

4. Химические составы щелочных габброидов и сиенитов халютинского комплекса, %, ppm

Компонент	Габбро		Сиенит		Шовкинит	Сиенит
	1 (12)	2 (10)	3 (4)	4 (12)	5	6
SiO_2	50,94	48,92	58,62	58,27	47,7	57,2
TiO_2	1,48	1,23	1,04	1,12	1,9	0,86
Al_2O_3	13,25	16,68	15,42	17,84	11	13
Fe_2O_3	1,69	4,01	1,14	2,3	3,3	2,8
FeO	2,38	5,62	2,13	2,84	4,3	1,8
MnO	0,1	0,14	0,07	0,07	0,13	0,12
MgO	2,93	3,9	1,67	1,88	10,9	4,1
CaO	7,23	6,93	2,84	3,27	7,1	2,6
Na_2O	3,03	4,07	4,81	5,22	1,3	1
K_2O	6,64	4,37	4,47	5,63	7,6	11,2
P_2O_5	1,62	0,56	0,52	0,48	1,8	0,58
CO_2	1,48	0,61	0,88	0,38		
S	0,67	—	0,45			
F	0,44	0,2	Н.о.	0,08		
Sr	17 665	1310	5000	831	4000	1000
Ba	15 495	1327	9175	1557	9100	9800
Rb	112	73	125	89		
Zr	444	131	313	448		
Nb	22	13	19	19		
Y	32	24	23	22		
TR	1220		1083			
Zn	68	102	64	61		
Pb	50	—	27	12		

Примечание: 1, 3 – Халютинское; 2, 4 – Южный; 5, 6 – шовкинит и сиенит месторождения Маунтин-Пасс; в скобках – число анализов.

5. Средние химические составы породообразующих минералов из щелочных габброидов и сиенитов халютинского комплекса, %

Участок	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F
<i>Щелочные габброиды</i>											
Халюта	Эгирин-диопсид (4)	52,46	0,1	2,04	13,61	0,37	9,02	18,27	3,39	—	
	Гастингсит (8)	40,52	0,78	11,72	17,3	0,4	10,27	10,84	2,97	2,1	
	Рихтерит (5)	52,22	0,22	2,08	14,34	0,42	13,94	5,2	4,97	1,6	
	Биотит (6)	38,8	1,67	10,99	15,29	0,29	16,28		0,23	10,08	2,65
Южный	Биотит (3)	36,15	2,91	14,9	18,26	0,34	12,33		0,2	9,76	0,73
<i>Сиениты</i>											
Халюта	Эгирин-диопсид (2)	52,18	0,12	2,8	12,51	0,28	9,52	18,48	3,69	—	
	Гастингсит (1)	39,53	0,39	10,84	16,85	0,34	10,04	10,84	2,5	2,11	
	Рихтерит (2)	52,28	0,16	2,09	14,97	0,5	13,59	6,03	4,92	1,4	
	Биотит (4)	38,93	1,18	11,59	14,39	0,31	16,59		0,19	9,91	1,79

Примечание: железо приведено как FeO общее; в скобках — число анализов.

Апатит прорастает зерна пироксена, полевого шпата. Он относится к фтор-апатиту (3,5—4,6% фтора), содержит до 1% TR₂O₃. Особенность его — присутствие SO₃ (0,67%). Целестин совместно с кальцитом выполняет интерстиции и вместе с амфиболом выполняет межзерновые пространства полевошпат-пироксеновых агрегатов. Изотопный состав серы целестина ($\sigma^{34}\text{S}$ 12,2‰) идентичен таковому сульфатной серы в карбонатах. Кальцит присутствует также в виде каплевидных выделений в титаните и пироксене. Он содержит до 1% SrO.

Сиениты слагают дайки, местами отмечены в виде шлировых выделений в шонкинитах. Они представляют собой серые мелкозернистые массивные породы. Их фигуративные точки на классификационной диаграмме (Na₂O+K₂O)—SiO₂ лежат в поле щелочных сиенитов. Na₂O/K₂O в них составляет 0,5—0,7, а содержание нормативного нефелина не более 0,1%. Они интенсивнее, чем шонкиниты, альбитизированы, отличаются меньшей меланократовостью и большим количеством щелочных полевых шпатов. Темноцветные минералы аналогичны шонкинитам. Из других минералов присутствуют кальцит, апатит, титанит, циркон. Калиевый полевой шпат так же как и в шонкинитах обогащен барием (1,5—2,5%). Апатит приурочен к скоплениям биотита, относится к фтор-апатиту, содержит до 3% P₂O₅. В нем так же как и в шонкинитах отмечена высокая концентрация сульфатной серы (до 1,27%). Повышенные количества P₂O₅ имеют также титаниты (до 1,65% массы TR₂O₃).

Фигуративные точки составов проанализированных габброидов и сиенитов лежат в поле K-Na субщелочной базальтовой серии (рис. 5). В ряде случаев они близки ультракалиевым породам. Высокие содержания натрия и калия в породах определили появление в них эгирина и амфиболов повышенной щелочности. Важная особенность пород — аномально высокие содержания бария, стронция, сульфатной серы, P₂O₅. Конфигурация кривых распределения P₂O₅ в шонкинитах подобна аналогичным кривым щелочных базальтоидов и карбонатитов. Силикатные породы Халютинского комплекса близки шонкинитам и сиенитам месторождения Маунтин-Пасс, отличаясь лишь более низкими магниезальностью и калиевоcтью.

Таким образом, о комагматичности силикатных пород и карбонатитов, кроме близкого возраста их образования, свидетельствует следующее.

В щелочных габброидах отмечен магматический кальцит. Он представлен каплевидными округлыми включениями в пироксене, титаните, калиевом полевошпате, а также интерстициальными и шлировыми выделениями без сколько-нибудь заметных реакционных границ с вмещающими минералами. В шлирах вместе с кальцитом

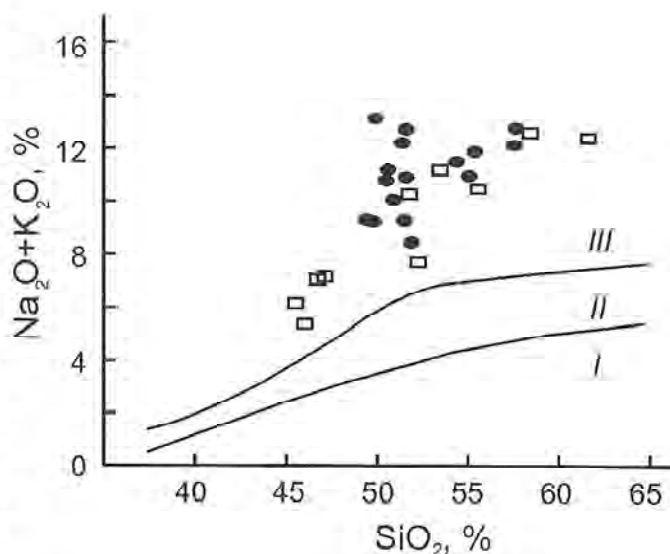


Рис. 5. Составы щелочно-основных пород, ассоциирующих с карбонатитами Западного Забайкалья:

поля серий: I — толеитовой, II — известково-щелочной, III — кали-натровой субщелочной базальтовой; остальные условные обозн. см. рис. 4

присутствуют биотит, щелочные полевые шпаты, в ряде случаев сульфаты бария и стронция, амфиболы. Сами кальциты отличаются повышенной стронциеcностью (до 1% SrO).

Калиевые полевые шпаты и биотиты из щелочных габброидов и сиенитов (Халютинский участок) содержат высокие концентрации бария (до 4,05% BaO в полевошпате и до 1,75% в биотите), который, как и стронций, — типоморфный компонент карбонатитов. В количестве нескольких десятых долей процента BaO присутствует в титаните.

Акцессорный апатит из щелочных габбро и сиенитов так же как и в карбонатитах, характеризуется высоким содержанием SO₃ (0,7—1,27%) и стронция (0,6—1,5% SrO).

В силикатных породах повышены содержания бария, стронция и редкоземельных элементов — типоморфных для карбонатитов. При этом шонкиниты и сиениты Халютинского участка имеют аномально высокие валовые содержания сульфатной серы, бария и стронция, связанные в т.ч. с присутствием самостоятельных сульфатных фаз этих элементов.

Состав РЗЭ, изотопов кислорода и углерода в карбонатах, серы в сульфатах, первичные Sr^{87}/Sr^{86} из силикатных пород и карбонатов имеют близкие значения.

Возраст комплекса. Изохронные рубидий-стронциевые определения возраста карбонатов укладываются в интервал раннего мела (Халютинский 127 млн.лет, Аршанский 119 млн.лет [1], Ошурковский 118 ± 11 млн.лет, Южный 122 ± 4 млн.лет). Близкие значения возраста получены и для сопутствующих силикатных пород. Раннемеловой возраст имеет дайка шонкинитов в пределах Халютинского участка [2]. У аналогичной дайки на участке Южный установлен возраст 130 ± 5 млн.лет.

Сопутствующие метасоматиты. На площади распространения комплекса встречаются щелочные метасоматиты. Они приурочены к зонам дробления вмещающих пород, слагаая сеть разноориентированных прожилков и участки метасоматического изменения гранитов, сиенитов, кристаллических сланцев. В пределах Халютинского и Ошурковского участков это существенно калишпат-альбитовые породы с рихтеритом, гастингситом, эденитом, эгирин-диопсидом, магнезиальным биотитом, апатитом. На участке Южный они представлены биотитовыми и альбит-биотитовыми породами с небольшим количеством рихтерита. Составы темноцветных минералов из метасоматитов (см. табл. 1) в целом близки составам аналогичных минералов из габброидов, сиенитов, карбонатов. Амфиболы характеризуются высокой щелочностью, а биотиты обогащены фтором. На всех изученных площадях распространена биотитизация, но она пока еще недостаточно изучена. Данные изотопного рубидий-стронциевого изучения биотитов из метасоматически измененных пород Южного проявления ложатся на изохрону, полученную по карбонатам. Возраст таких биотитсодержащих пород (рубидий-стронциевый метод), определенный на трех других участках ($115-120$ млн.лет), близок возрасту выделяемого комплекса.

Рудоносность комплекса. С карбонатами связаны два промышленно интересных типа полезных ископаемых. Один из них несет редкоземельное оруденение (Аршанское проявление), представленное существенно легкими лантаноидами. Для него характерно также повышенное количество флюорита и сульфатов бария и стронция. Оруденение подобно известному месторождению Маунтин-Пасс [13] — одному из крупнейших редкоземельных месторождений. Карбонаты его, как и в случае с Халютинским комплексом, ассоциируют с щелочно-основными породами (шонкинито, сиенито).

Второй тип перспективен в основном на стронций (Халютинское проявление). Наибольший интерес здесь пред-

ставляет стронцианит, хотя существенная часть стронция связана с баритоцелестином. В качестве попутных может извлекаться TR-содержащий апатит. В какой-то мере этот тип оруденения подобен месторождению Канганкунде.

Перспективы обнаружения новых проявлений обоих типов определяются не только участками выходов кристаллических пород, но и площадями распространения позднемезозойских рифтогенных впадин, металлогения которых остается еще недостаточно изученной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. 1995. № 2. С. 189—196.
2. Булаев К.Б., Андреев Г.В., Посохов В.Ф. Рубидий-стронциевый возраст щелочно-основных пород Халютинского месторождения приразломных карбонатов (Западное Забайкалье) // Докл. РАН. 1999. Т. 364. С. 213—216.
3. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Смирнов В.Н. Поздне-мезозойский магматизм Борогойской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 1305—1314.
4. Гордиенко И.В., Баянов В.О., Климух В.С. и др. Состав и возраст ($^{39}Ar/^{40}Ar$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 4. С. 583—591.
5. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В. Раннемеловая тефрит-фонолитовая ассоциация южного склона хр. Малый Хамар-Дабан (Западное Забайкалье) // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 3. С. 364—367.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
7. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации полкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. — М.: Наука, 1997.
8. Литвиновский Б.А., Завилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 730—744.
9. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. — Улан-Удэ: Наука, 2000.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. и др. Позднемезозойские вулканические карбонатиты Забайкалья // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 5. С. 659—663.
11. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое — кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115—138.
12. Deines P. Stable isotope variation in carbonatites // Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman. 1989. P. 301—359.
13. Olson B.J., Shawe D.R., Pray L.C. and Sharp W.N. Rare Earth Mineral Deposits of the Mountain Pass District San Bernardino County California. Washington.
14. Woolley A.R., Kemp R.C. Carbonatites: Nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman. 1989. P. 1—14.

Минералого-геохимическая и температурная зональность Вознесенского редкометалльно-флюоритового месторождения

С.В.СОКОЛОВ, Е.П.ШПАНОВ, И.И.КУПРИЯНОВА (ВИМС)

Уникальное по масштабам бериллиево-флюоритовое Вознесенское месторождение входит в состав одноименного рудного узла, расположенного в юго-восточной части Ханкайской аккреционно-складчатой системы [13]. Результаты изучения физико-химических условий формирования месторождений Вознесенского рудного узла, в т.ч. касающиеся оценки температурного режима образования флюорита, приведены в фундаментальной работе И.Н.Говорова [2] и публикациях других исследователей [1, 8, 12]. В этих работах было показано, что температуры гомогенизации газовой-жидких включений во флюоритах Вознесенского месторождения составляют 160–390°C. Мы в своей работе поставили задачу посредством изучения включений выявить на этом месторождении температурные тренды по латерали и вертикали и сопоставить их с изменением состава и свойств флюорита, на основании которых было проведено расчленение процесса рудообразования на стадии и была установлена пространственная минералогическая зональность рудных залежей [4].

Вознесенское месторождение [2, 5, 12] расположено непосредственно над кровлей гранитного штока гребневидной формы, приуроченного к осевой зоне антиклинальной складки. Рудная залежь в целом имеет клиновидную форму; в ее апикальной части находились наиболее богатые крупнокристаллические руды (ныне отработанные), а с глубиной содержание CaF_2 и BeO постепенно убывает. По простиранию месторождения обособлены три блока — Северный фланг, Главное рудное тело и Южная апофиза, разделенные разломами и обедненными промежутками (рисунок). В центральной части месторождения под Главным рудным телом гранитная кровля погружена наиболее глубоко, а на южном фланге она круто приподнимается. Южная апофиза представляет собой компактное плитообразное тело, сложенное равномерно богатыми рудами и ограниченное с боков зоной субмеридионального разлома и блоком плотных известняков.

Апокарбонатные руды на месторождении представлены главным образом фенакит-флюоритовым минеральным типом, меньше развиты руды хризоберилл-флюоритового типа. Характерная черта месторождения — широкое распространение дорудных и внутрирудных эксплозивных брекчий, с которыми связаны апобрекчиевые руды, сementированные преимущественно альбитовым материалом [6].

В результате детальных минералого-геохимических исследований в пределах месторождения была выявлена пространственная зональность (вертикальная и вдоль простирания), установленная по трем характеристикам: вариациям минеральных ассоциаций, свойствам флюорита (количеству и распределению РЗЭ, спектрам фотолуминесценции, кривым термовысвечивания) и температурам гомогенизации $T_{\text{гом}}$ включений минералообразующей среды во флюорите.

Подсчет по шлифам частоты встречаемости минералов в метасоматитах и прожилках, отобранных на разных уровнях глубинности, показал, что метасоматические руды нижних горизонтов характеризуются повышенным содержанием альбита и топаза (табл. 1). В составе прожилков на верхних горизонтах увеличивается количество слюды и карбонатов, а на нижних горизонтах — топаза и сульфидов. Эти наблюдения можно интерпретировать как свидетельство прямой зональности, т.е. более ранние минералы (альбит и топаз) тяготеют к нижним горизонтам, а бо-

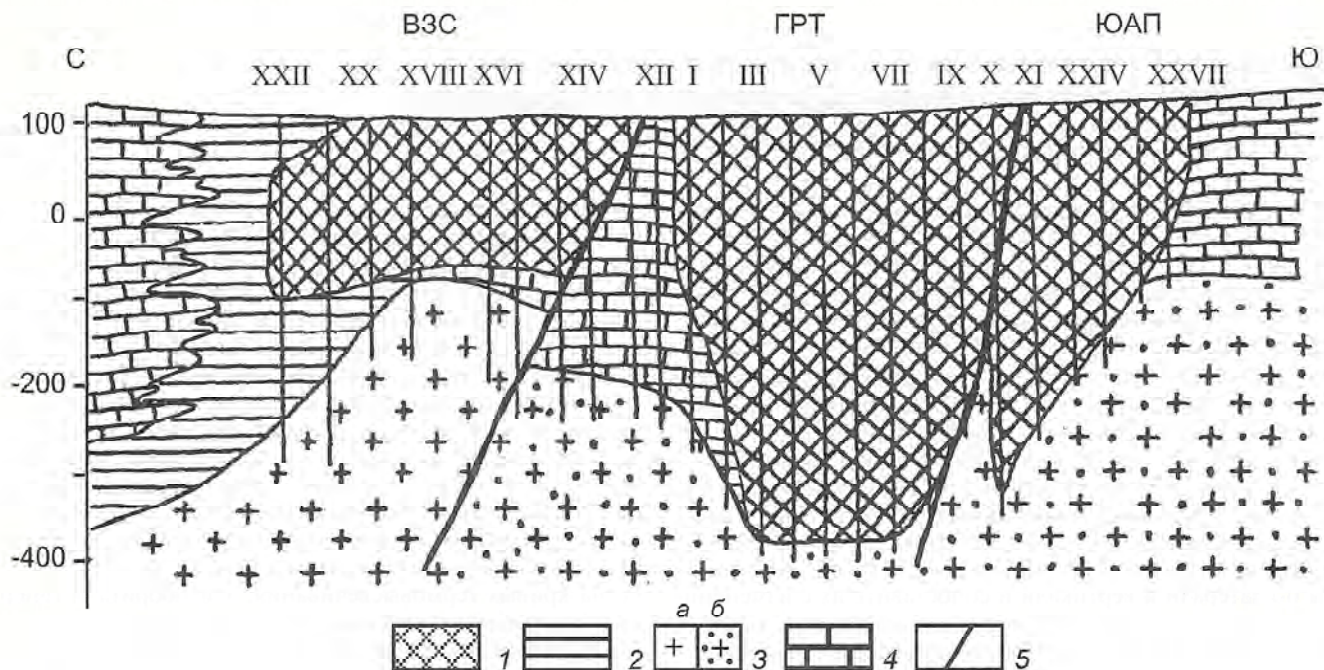
лее поздние (слюды и карбонаты) — к верхним. Из этой схемы, казалось бы, выпадают сульфиды, что обусловлено их кристаллизацией в две стадии. Главная масса сульфидов, выделившаяся на догрейзеновой постскарновой стадии вблизи гранитной кровли, и попала в проведенный подсчет, тогда как небольшое количество сульфидов заключительной гидротермальной стадии не было учтено.

В апокарбонатных рудах месторождения выделены две генерации флюорита [4]. Ранний флюорит I генерации, ассоциирующий с альбитом и Li-фенгитом, отличается резким дефицитом Eu, относительно высоким содержанием РЗЭ (особенно Hf) и парамагнитных центров Mn^{2+} , а также повышенной интенсивностью максимума полосы Yb^{2+} в спектрах фотолуминесценции и пиков TR^{2+} , Y^{2+} , F_{21}^0 на кривых термовысвечивания. У флюорита II генерации (ассоциирует с мусковитом и турмалином) все эти характеристики имеют пониженные значения, дефицит Eu небольшой. Широкое развитие флюорита I маркирует рудные столбы (см. рисунок, профили VII, XVIII, XXIV) относительно участков выклинивания и пережимов рудных залежей по простиранию месторождения, где ведущее положение занимает флюорит II (профили III, X, XXII). На глубоких горизонтах (350–450 м от поверхности) перечисленные свойства флюорита I генерации по своим значениям приближаются к таковым у флюорита II генерации, что отражает снижение интенсивности апокарбонатного метасоматоза и рудоотложения с глубиной.

Изучение включений минералообразующей среды проведено на образцах бериллий-флюоритовых руд, включающих обе генерации флюорита, которые были отобраны в разных участках рудной залежи с поверхности и на глубоких горизонтах. В исследованных флюоритах первичные включения, непосредственно характеризующие условия образования минерала-хозяина, встречаются редко (в 12 из 23 имевшихся образцов их вовсе не удалось обнаружить); в то же время широко представлены вторичные включения, обилие которых затрудняло поиск и изучение первичных разновидностей. Размеры первичных включений колеблются от первых до 12 мкм, но немалое их количество достигало в поперечнике 30–40 мкм. Мелкие первичные (и вторичные) включения чаще изометричные или несколько удлиненные, тогда как более крупные обладают неправильной, амёбовидной или звездчатой формой.

Практически все первичные включения, независимо от генерации флюорита, глубины и места отбора его образцов в рудной залежи, отнесены к двухфазовым газовой-жидким; в подавляющем большинстве из них газовый пузырек занимал 20–27% объема, а гомогенизация проходила в жидкую фазу водного раствора. Вместе с тем, в ряде образцов обнаружены ГЖВ с 30–35% газовой фазы, гомогенизирующиеся с критической точкой во флюид. Отметим, что только в двух случаях были достаточно уверенно диагностированы в качестве первичных включения, состоящие из газовой, жидкой и кристаллической фаз. Последние занимают объем около 5–7%, имеют призматический габитус и зеленый цвет, анизотропные; их растворение фиксировалось в температурном диапазоне от 260 до 300°C. Полная гомогенизация таких включений в образце 528-35 проходила в жидкую фазу с исчезновением газового пузырька, тогда как в образце 698-16 все исследуемые включения после растворения кристаллической фазы растрескивались.

При нагревании препаратов в термокамере вторичные включения гомогенизовались первыми при относитель-



Продольный разрез Вознесенского месторождения:

ВЗС — Северный фланг; ГРТ — Главное рудное тело; ЮАП — Южная апофиза; 1 — бериллий-флюоритовая руда; 2 — скарины; 3 — грейзенизированные и альбитизированные граниты (а — безрудные аляскиты, кварц мусковитовые грейзены, б — лейкограниты с Ta-Nb оруденением, кварц-топазовые грейзены); 4 — известняки, в т.ч. флюоритизированные; 5 — разломы; римские цифры — номера профилей

1. Изменение минерального состава рудной залежи Вознесенского месторождения с глубиной (в % числа наблюдений)

Интервал глубины, м	n		Слюда		Альбит		Топаз		Карбонаты		Сульфиды
	Мет	Прож	Мет	Прож	Мет	Прож	Мет	Прож	Мет	Прож	Прож
0—100	43	26	83,7	73,5	7	38,5	Нет	3,8	2,3	11,5	Нет
100—200	29	21	96,6	57,1	17,2	52,4	Нет	4,8	3,4	14,3	4,8
200—300	16	5	87,5	60	31,3	20	6,3	20	Нет	Нет	Нет
300—400	34	15	97	33,3	20,6	33,3	2,9	Нет	8,8	Нет	13,3

Примечание: n — число наблюдений; Мет — метасоматическая апокарбонатная руда; Прож — прожилки; Нет — в изученных шлифах минерал не встречен.

но низкой температуре, повышение которой приводило к их декрепитации, нередко попутно вызывающей разгерметизацию первичных включений и даже растрескивание препаратов по плоскостям спайности на мелкие осколки. Помимо того, взрывание первичных включений, наблюдаемое непосредственно под микроскопом в ходе экспериментов по гомогенизации, проходило и без влияния вторичных. Воздействие этих факторов не позволило замерить $T_{\text{гом}}$ включений во многих образцах и объясняет сравнительно небольшое количество термометрических данных, полученных по первичным включениям (табл. 2).

Результаты изучения включений в образцах флюорита I, отобранных с верхних горизонтов, свидетельствуют о проявлении на месторождении температурной зональности по латерали. В направлении от Южной апофизы к выклиниванию Главной рудной залежи на севере прослеживается снижение $T_{\text{гом}}$ и одновременно несколько увеличивается плотность минералообразующих растворов, о чем свидетельствует повышение степени наполнения преобладающих двухфазовых включений (0,7→0,85), гомогенизация

которых проходила в жидкую фазу. При условиях, близких к изобарическим, такие изменения в гидротермальных системах соответствуют регрессивному тренду температурного параметра [10].

Полученные по флюориту II термометрические данные противоречивы, но уменьшение в том же направлении разности между максимальными значениями температур гомогенизации включений во флюоритах I и II генерации ($\Delta T_{\text{гом}} = T_{\text{гом}}[\text{флюорит I}] - T_{\text{гом}}[\text{флюорит II}]$) от 185 до 10°C позволяет высказать следующие предположения: 1) при образовании позднего флюорита установленная тенденция в целом сохранялась, но снижение температуры с юга на северо-запад залежи проходило менее интенсивно; 2) температурный трепд на стадии выделения флюорита II отсутствовал или имел противоположную направленность. Для разрешения предложенной альтернативы необходимо получение дополнительных термометрических данных. Это же касается характеристики температурного режима рудообразования на глубоких горизонтах, поскольку по обеим генерациям флюорита температуры гомогенизации

2. Результаты изучения включений во флюоритах Вознесенского месторождения

Местонахождение	Образец	Генерация	Первичные включения			Вторичные включения
			Фазовый состав	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{дек}}, ^\circ\text{C}$	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$
Верхние горизонты						
Профиль III, Вык.	643-17	II	Г(22)+Ж		260—280	
Профиль III, Зап.	Вз-5-18	I	Г(15—20)+Ж Г(30)+Ж	275—315(9) 300—305(3)		200—220
Профиль VII, Зап.	697-15	I	Г(25)+Ж Г(30)+Ж	275—300(4) 305(1)	270—340	140—150
Профиль VII, Вос.	640-5	I	Г(25—30)+Ж	350—415(12)	280—420	250—265
		II	Г(20—22)+Ж Г(30—35)+Ж	285—310(3) 300—310(2)		
	698-16	I	Г(30)+Ж Г+Ж+К	395—405(3)	350—390 ≥345	
	698-9	II	Г(25)+Ж	350—360(2)	≥295	265—275
	Профиль XXIV, ЮАП	528-35	I	Г+Ж+К	480—510(8)	325—510
	528-45	II	Г(25)+Ж	260—325(6)	180—350	130—190
Глубокие горизонты						
Профиль VII, Вос.	685-175	I	Г(20—22)+Ж Г+Ж+CO ₂	315—325(4)	230—315 175—210	
	716-26	I	Г(20)+Ж	260—300(7)	220—290	
Профиль XXIV, ЮАП	688-23	II	Г(25)+Ж	310—340(6)		

Примечания. 1. Г — газовая фаза (содержание в %); Ж — жидкая фаза; К — кристаллическая фаза. 2. Полужирным шрифтом выделены включения с гомогенизацией во флюидную фазу; в остальных случаях гомогенизация проходила в жидкую фазу водного раствора. 3. В скобках — число замеров температур гомогенизации.

включений удалось замерить лишь в небольшом числе образцов.

Во флюоритах I генерации из Главного рудного тела, отобранных с глубоких горизонтов, зафиксировано снижение $T_{\text{гом}}$ включений относительно образцов с поверхности, что, на первый взгляд, не согласуется с минералогической зональностью. Следует однако учитывать вполне реальную возможность существования более высокого флюидного давления на глубинных уровнях. Это предположение косвенно подтверждается меньшим объемом газовой фазы и более низкими температурами декрепитации включений во флюоритах, отобранных с глубины. Известно, что для получения истинных температур минералообразующих процессов, протекающих при повышенном давлении, требуется введение положительных поправок к $T_{\text{гом}}$ включений, иногда весьма значительных. Разгерметизация первичных включений во флюоритах Вознесенского месторождения, визуально наблюдаемая в опытах по гомогенизации и происходящая независимо от декрепитации вторичных включений, указывает на высокое флюидное давление в рудообразующей системе. Определенные посредством газовой-жидких включений давления составляют $(0,48 \pm 1,33) \cdot 10^2$ МПа, но преимущественно $(0,65 \pm 0,74) \cdot 10^2$ МПа [8]. По многофазовым (Г+Ж+К) включениям давление было оценено приблизительно в 10^2 МПа [1]. При таком флюидном давлении поправки к $T_{\text{гом}}$ газовой-жидких включений 250—400°C могут достигать 60—70°C, причем для включений из флюорита с нижних горизонтов поправки должны быть более высокие. Поэтому вполне вероятно, что температуры кристаллизации отобранных на глубине флюоритов I генерации превышали таковые для флюоритов той же генерации с поверхности и, следовательно, термометрические данные не вступают в противоречие с минералогическими. В то же

время имеющиеся в нашем распоряжении результаты изучения включений во флюорите II из Южной апофизы не показывают заметных различий между поверхностными и глубинными образцами по $T_{\text{гом}}$ и совпадают в отношении фазового состава (степени наполнения) двухфазовых газовой-жидких включений.

Следует иметь в виду, что замеренные $T_{\text{гом}}$ включений во флюоритах могут быть значительно выше действительных, если исследуемые образцы подвергались предварительному нагреву [15]. Причина такого явления обусловлена неупругими деформациями стенок включений, которые возникают вследствие увеличения внутреннего давления в вакуолях при повышении температуры и приводят к увеличению объема полости включений. Было установлено, что величина этого эффекта зависит от температуры перегрева и сильнее проявляется на включениях более крупного размера и (или) неправильной формы. Как показали Ф.Г.Рейф и Ю.М.Ишков [9], после нагревания до 480—500°C и охлаждения до комнатной температуры в повторных опытах $T_{\text{гом}}$ включений повышались по сравнению с исходными на 80—100°C. В наших экспериментах включения с температурами гомогенизации в интервале 260—340°C при повторных замерах гомогенизировались на 5—40°C выше, причем максимальное возрастание было зафиксировано для включений большего размера, аморфной формы и с более высокими изначальными температурами гомогенизации.

Поскольку немалая часть температур гомогенизации включений была определена в тех препаратах, которые уже подвергались нагреванию для получения термометрической информации, то, основываясь на вышеизложенном, мы считаем, что для ряда образцов флюоритов обеих генераций в табл. 2 приведены их завышенные значения. Степень превышения варьирует и определяется уровнем

3. Корреляция между максимальной температурой гомогенизации включений (исходной и скорректированной) и люминесцентными свойствами флюорита

Образец	Генерация	$T_{\text{гом}}$ исходная, °C	$T_{\text{гом}}$ скорректированная, °C	Yb ²⁺	Yb ²⁺ /Eu ²⁺
B3-5-18	I	315	315	289	9,1
697-15	I	300	290	158	5,6
640-5	I	415	395	204	8,3
698-16	I	405	390	296	9,3
698-9	II	360	350	77,4	2,2
528-35	I	510	440	402	14,1
528-45	II	325	315	53,2	1,9
685-175	I	325	320	190	9
716-26	I	300	295	20,2	1,4
688-23	II	340	340	49,3	1,1
		r	r	n	p
Yb ²⁺		0,702	0,665	10	0,02
Yb ²⁺ /Eu ²⁺		0,662	0,638	10	0,02

предварительного нагрева, величиной и морфологией включений. Важно однако подчеркнуть, что уменьшенные с учетом эффекта перегрева температуры гомогенизации не изменили ранее полученных выводов, касающихся как латеральной и вертикальной температурной зональности на месторождении, так и соотношения максимальных температур гомогенизации включений в раннем и позднем флюорите.

Сопоставление замеренных (см. табл. 2) и скорректированных ($T_{\text{гом}}$ [флюорит I] 305–440°C, $T_{\text{гом}}$ [флюорит II] 300–350°C) значений не меняет общей картины и позволяет высказать предположение, что образование ассоциирующих с альбитом и Li-фенгитом флюоритов I генерации произошло при более высокой температуре, чем флюоритов II генерации, находящихся в парагенезисе с мусковитом ($\pm$ турмалин). Это было подтверждено посредством оценки верхнего уровня температур образования флюоритов обеих генераций (по образцам с поверхности). Для получения положительных поправок к скорректированным $T_{\text{гом}}$ включений мы воспользовались имеющимися в литературе определениями флюидного давления и концентраций растворов [1, 2, 8] и методическими приемами, изложенными в работе [7]. В результате по многофазовым включениям во флюорите I (обр. 528-35), принимая $P_{\text{фл}}$ 10² МПа и C 37–38%, было получено 540–550°C. Расчеты, проведенные на основании параметров (P (0,74±0,65)10² МПа, C 8–10%), которые характеризуют двухфазовые газово-жидкие включения с наиболее высокими $T_{\text{гом}}$ из флюоритов I и II генераций (обр. 640-5 и 698-9), дали соответственно 500 и 435°C.

Полученные данные превышают известные из литературных источников оценки температур формирования флюоритовых месторождений рассматриваемого типа, которые, заметим, основывались на температурах гомогенизации включений. К тому же наши данные подтверждаются результатами экспериментов [3, 11, 14, 16 и др.], основные выводы из которых сводятся к следующим положениям.

1. Фтор и кальций способны совместно мигрировать в растворах кислых электролитов варьирующих составов в широком температурном диапазоне, причем при снижении температуры от 800 до 150°C растворимость CaF_2 в них резко снижается.

2. Фтороносные растворы способны осаждать ассоциацию $\text{CaF}_2 + \text{SiO}_2$ (в виде кварца или силикатной фазы) на интервале 100–600°C, в который попадают полученные нами температуры образования флюорита Вознесенского месторождения.

3. При взаимодействии F-содержащих растворов с карбонатом Са метасоматическое развитие флюорита проходило только при участии жидководной среды, тогда как воздействие паровой фазы практически не приводило к его появлению в продуктах опытов.

4. Удаление CO_2 из минералообразующей системы благоприятствовало замещению кальцитовых известняков флюоритом.

Как видим, наблюдается соответствие этих положений с установленными посредством изучения включений условиями формирования флюоритового оруденения — интервалом температур, регрессивным трендом T -параметра и агрегатным состоянием минералообразующей среды. В рудах Вознесенского месторождения содержание CaF_2 с глубиной убывает. Для условий более закрытой системы на нижних горизонтах это может быть связано с повышенной ролью углекислоты в растворах. Напомним, что CO_2 -содержащие включения были обнаружены нами только во флюоритах, отобранных с глубоких горизонтов (см. табл. 2).

Исследователям включений хорошо известно, что получение термометрических данных методом гомогенизации подчас весьма трудоемкий процесс, и далеко не всегда удается сделать достаточное число замеров по первичным включениям. Поэтому в генетических и практических целях очень полезной может оказаться корреляция $T_{\text{гом}}$ включений с теми или иными свойствами минерала-хозяина. В нашем случае на одних и тех же образцах флюорита установлена значимая корреляция между максимальными температурами гомогенизации включений и фотолюминесцентными характеристиками флюорита (табл. 3), что подтверждает предложенную ранее интерпретацию последних в качестве типоморфных признаков стадийности минералообразования [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-64292).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бредихина С.А. Физико-химические особенности образования флюорита из месторождений Вознесенского рудного поля (Приморье) // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 78–87.
- Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. — М.: Наука, 1977.
- Куц А.Ф., Маркова В.В. Экспериментальное изучение взаимодействия фторидных растворов с карбонатными породами // Региональная минералогия и генезис минералов. Сыктывкар, 1975. С. 41–50.

4. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Свойства флюорита и условия образования бериллий-флюоритовых месторождений Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 2001.
5. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые месторождения Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. №1. С. 3–14.
6. Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллий-флюоритовые руды Вознесенского рудного района (Приморье) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 442–455.
7. Наумов В.Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982. С. 85–94.
8. Порывкин Д.С., Николаев В.А., Никитин А.А. и др. Термобарические условия образования слюдино-флюоритовых месторождений Приморья // Пятое Всесоюзное совещание по термобарогеохимии: Тез. докл. Уфа. 1976. С. 42–43.
9. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Ве-носные сульфатно-фторидные расплавы — продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Be-месторождение, Забайкалье) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096–1111.
10. Румянцев В.Н., Ганев И.Г., Руднев В.В. О причине пульсационного изменения температур гомогенизации включений при жильном минералообразовании // Геохимия и термобарометрия эндогенных флюидов. Киев, 1988. С. 56–59.
11. Рыженко Б.Н., Куровская Н.А., Малинин С.Д. Комплексобразование в системе $\text{CaF}_2(\text{кр})-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ при сверхкритических параметрах // Геохимия. 1999. № 12. С. 1345–1351.
12. Рязанцева М.Д., Шкурко Э.И. Флюорит Приморья. — М.: Недра, 1992.
13. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края (очерк). — Владивосток: Дальнаука, 1995.
14. Щербань И.П. Термодинамические и экспериментальные данные о процессе образования кварц-флюоритовых гидротермальных месторождений // Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VII. Новосибирск, 1972. С. 135–141.
15. Bodnar R.J., Bethke P.M. Systematics of Stretching of Fluid Inclusions I: Fluorite and Sphalerite at 1 Atmosphere Confining Pressure // Economic Geology. 1984. Vol. 79. № 1. P. 141–161.
16. Richardson C.K., Holland D.H. Fluorite deposition in hydrothermal systems // Geochimica et cosmochimica Acta. 1979. Vol. 43. № 8. P. 1327–1335.

УДК 553.41:(55.001.1)

© В.М.Хейфец, В.Л.Фрик, И.В.Огородников, 2002

Симметрия в эволюции геологической среды на примере одного из золоторудных регионов Узбекистана

В.М.ХЕЙФЕЦ, В.Л.ФРИК (ООО «НПГГЦ»), И.В.ОГОРОДНИКОВ (АК «УЗГЕОНЕФТЕГАЗДОБЫЧА»)

«Новым в науке явилось не выявление принципа симметрии, а выявление его всеобщности».

В.И.Вернадский

Попытки использования принципов симметрии для изучения эволюции геологической среды предпринимались неоднократно (Г.Клосс, Б.Зандлер, Л.Вейс, И.И.Шафрановский, Л.М.Плотников и др.). Существуют некоторые работы, авторы которых привлекают принципы симметрии для решения ряда геологических задач, например, для выяснения генезиса различных типов структур и текстур в деформированных породах (Б.Зандлер). Однако до настоящего времени все ограничивалось уровнем элементарной симметрии, а попытки выйти из него (например, временная и динамическая симметрии И.И.Шафрановского и Л.М.Плотникова), в конце концов, вновь сводятся к геометрической (пространственной) симметрии. В то же время понятие «симметрия» и ее принципы имеют значительно более глубокий смысл. Так, в физике, где этот вопрос разработан наиболее полно, выделяются три главных уровня познания: разрозненные сведения о различных явлениях природы; законы, объединяющие эти сведения; высший уровень — симметрии, устанавливающие связи между самими законами.

В области методологии науки (философии) под симметрией понимают неизменность (инвариантность) свойств и законов развития материальной системы и происходящих в ней взаимодействий при изменении каких-либо ее параметров или при произведении над ней определенных преобразований. При выполнении этих условий делается вывод о симметричности системы относительно этих преобразований. Важно, что симметрии накладывают определенные ограничения на происходящие в системе явления и процессы: их число, характер и число возможных вариантов поведения системы, в связи с чем позволяют, с одной стороны, «...сделать заключение о том, возможно или нет то или иное явление в принципе...», а с другой, «...сделать однозначные заключения о тех явлениях, которые не разрешаются; что не допустимо по симметрии, в реально-

сти обнаружено быть не может» [2]. Все это делает возможным осуществление целенаправленного поиска неизвестных на настоящий момент явлений и процессов на основании информации об известных процессах и действующих в системе принципах симметрии.

Так, современное, зафиксированное состояние земной коры одного из блоков Южно-Тяньшанской геосинклинали (Центральные Кызылкумы) многие авторы описывали как блоково-чешуйчатое или блоково-слоистое, подчеркивая лишь особенности, присущие собственно геосинклинали (мелкомасштабный уровень генерализации имеющейся информации), абстрагируясь от понятий рудный район, рудное поле и т.д. Развитие на той же информационной базе принципов физико-геолого-генетического моделирования позволило рассмотреть и постулировать ряд понятий, создающих принципиально новую концептуальную модель формирования золоторудных объектов различного класса. Следует отметить, что для изучения процессов внутри симметричной системы необходима их дифференциация, разделение и сортировка. В фундаментальной физике данная процедура реализуется применением калибровочных полей, о которых в приложении к геологической форме движения материи будет сказано ниже.

Симметрия геологической среды. Анализ действующих в эволюционирующей геологической среде закономерностей, законов, взаимосвязей и т.д. убеждает в существовании в ней систем симметрий. Последние, в случае геологической среды, объединены в иерархические ряды. Среди множества принципов симметрий, действующих на различных иерархических уровнях геологической формы материи, один из важных — «принцип дифференциации вещества геосреды». Содержание данного принципа симметрии неизменно (инвариантно) в любой области геологической среды и при протекании любого процесса. Оно

закладывается в перераспределении вещества с его разделением и накоплением отдельных компонентов с определенным набором свойств в пространственно ограниченной области геологической среды, с конкретными пространственными, петрофизическими, термодинамическими, структурными и другими параметрами. Заметим, что в зависимости от субъективных потребностей человека некоторые из данных концентраций носят наименование «месторождения полезных ископаемых».

Базируясь на генетической стороне формирования рудных месторождений можно постулировать и исследовать следующую проблему: процесс *мобилизации—миграции—локализации* обусловлен сложным взаимодействием геофизических и геохимических полей, где на отдельных этапах развития земной коры и всей системы в целом происходит трансформация их, давая толчок развитию следующего процесса (поля). Система замкнута и циклична. На отдельных этапах ее развития доминирует один или два физических или химических явления. Процесс развивался по цепочке: *разогрев* участка верхней мантии, резкое изменение *гравитации*, повлекшие за собой коллизионные процессы развития верхней части земной коры (заложение и замыкание Южно-Тяньшанской геосинклинали), резкие вариации электромагнитных полей, — начало процесса массопереноса и формирования геохимической специализации СВК. Динамика изменчивости процессов и физических полей может быть исследована инструментальными способами, с измерением вариаций физических и химических полей, путем петрологических и петрографических исследований глубинных ксенолитов, а также математического и физического моделирования.

Одно из объективных калибровочных полей, позволяющих изучать структуры геологической среды и процессы, протекающие в симметричной системе, — поле термодинамических параметров. При его использовании в геологической среде обнаруживается структура процессов, контролируемых определенными интервалами *PT*-условий. Так, диапазон формирования осадочных комплексов контролируется интервалом давлений и температур от их значения на дневной поверхности до глубин и температур начала метаморфических процессов (более 200°C и 50 МПа). Процессы метаморфизма соответствуют диапазону от 200°C и 50 МПа до температур и давлений, соответствующих началу плавления вещества литосферы. Магматические процессы возникают при температурах и давлениях, контролирующих расплавленное состояние геологической среды. Инвариантным признаком рассматриваемой системы, определяющим направление и специфику перемещения вещества, выступает принцип дифференциации вещества. То есть любой из указанных выше симметричных процессов, действующих в соответствующем *PT*-диапазоне, контролирует: 1) перемещение вещества геосреды (в различных его состояниях); 2) его разделение (дифференциацию) на составляющие компоненты (например, по массе в первом случае, химизму во втором и температуре консолидации в третьем); 3) накопление в определенных пространственно- и термодинамически ограниченных областях аномальных объектов геологической среды.

Сложная структура, контролирующая развитие земной коры в области расположения рудного поля Мурунтау, — система внутрикоровых метанадвигов и расположенная на уровне средних частей коры Джургантауская метабазитовая «линза», представляющая собой результат высоких субгоризонтальных внутрикоровых напряжений и тектоно-магматических активизаций в нижних частях коры и в верхней мантии. Особенности распределения внутрикоровых термодинамических полей, формирующихся в процессе эволюции указанных основных структур, определили в значительной степени и более тонкую структуру коры. Это, в первую очередь, характерное пространствен-

но-симметричное размещение интрузивных комплексов, приуроченных, с одной стороны, к краевым частям Джургантауской линзы, а с другой, к подошвенным частям метанадвигов, выходящих на средних уровнях коры. К этим же уровням приурочены промежуточные магматические камеры, служащие источниками вещества и энергии для верхнекорового магматизма.

Значительную роль в формировании неоднородностей блоково-слоистой модели строения верхней части разреза играют магматические интрузивные образования, которые, по материалам комплексной интерпретации, характеризуются мощностями 5—10 км. Результаты геофизических исследований однозначно указывают на весьма сложное внутреннее строение интрузий периферии Джургантауской линзы. Оно отвечает модели разрастающейся дифференциации вещества, слагающего интрузии, по составу и петрофизическим свойствам; от ядерной, наиболее глубокой части, характеризующейся плотными, высокоскоростными и высокомагнитными образованиями, с тенденцией понижения плотности и скорости прохождения упругих колебаний в направлении дневной поверхности. При этом отмечаются довольно контрастные границы субсферической, а при детальном рассмотрении и более сложной формы.

Среди наложенных границ термодинамического генезиса в верхних частях коры Джургантауского рудного района наиболее важным представляется сложный по морфологии объем области базификации. Он имеет сложное распределение по латерали, аномально осложнен в местах развития метаморфогенно-гидротермальных систем (рудные поля Мурунтау, Даугыз, Амантай, Кокпатас), где залегает на минимальных глубинах до 4 км и доступен для изучения. Являясь результатом непрерывного процесса термодинамической перестройки в коре, фронтальная часть области базификации зачастую представляет собой секущую по отношению к границам СВК.

Следующая, термодинамическая по генезису граница в верхней части разреза — прослеживаемая по геофизическим данным фронтальная часть метаморфитов. Она образует купольную по морфологии поверхность, которая, являясь производной развития процесса базификации в сложном (как правило, секущем) соотношении с вышележащими метатерригенными комплексами, по нашему мнению, отражает термодинамические процессы в верхней части коры, контролируя закономерности эволюции рудных процессов и определяя границы аномальных объектов класса «рудное поле», «месторождение». В то же время, органическая связь симметрии с асимметрией позволяет говорить об объективной необходимости существования блоковой (ячеистой) структуры расслоенной среды, для выявления которой может служить калибровочное поле изотропно-анизотропных свойств. Повторяемость геологических процессов в пределах каждого отдельно взятого блока (ячейки) играет роль пространственной симметричной решетки, кажда ячейка которой в пределах одного иерархического уровня после определенных преобразований (а в ряде случаев и без них) может заместить любую другую. То есть симметрия здесь представляется в виде систем ячеек и может быть калибрована по масштабу.

Возможность масштабной калибровки иерархического ряда слоистых геологических блоков означает неизменность основных принципов развития ячеек симметричных пространственных решеток как по вертикали, так и по горизонтали. Например, роль одного из законов сохранения в описанной выше системе играет принцип базификации, который симметричен (инвариантен) во всех масштабных системах: глобальной — формирование базитовой «линзы» на границе перехода от «базальтового» к «гранитному» слою, ее образование внутри литосферы; региональный — формирование областей базификации с нарушением, как

правило, значительным гранитно-гнейсового слоя; локальной — формирование в верхней части земной коры объема метаморфогенно измененных пород с максимальной концентрацией их в пределах купольных воздыманий. Калибровочным полем, позволяющим разделить (отличить) перечисленные разномасштабные процессы, служит принцип сохранения магмами петрохимических особенностей их формирования.

Следует отметить, что изучение основ принципа базификации приводит нас в область нелинейных процессов и сред, способных к самоорганизации. К таковым относятся и геологическая среда, в которой, как и в любой самоорганизующейся среде действуют два важнейших принципа: во-первых, в ее пределах процессы не направлены на выравнивание и деструкцию, т.е. не стремятся к достижению максимума энтропии; во-вторых, для среды существует набор устойчивых способов организации процессов, так называемых собственных функций нелинейной среды, обладающих всеми необходимыми свойствами и признаками: а) имеет определенную (повторяющуюся) геометрическую форму; б) локализуется в пределах определенных (контролируемых *РТ*-параметрами) участков геологической среды; в) способна к перемещению в пространстве.

В заключение отметим, что в геологии калибровочные поля содержат информацию об изучаемом объекте, а в не-

которых случаях сами служат источниками свойств данного объекта.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

1. Пути эволюции геологической среды на всех масштабных уровнях от глобального до микро определяются иерархически системой симметрий.

2. Геологическая среда — нелинейная система, способная к самоорганизации, т.е. имеющая набор устойчивых способов организации процессов.

3. Применение принципов симметрии в геологии позволит, с одной стороны, систематизировать имеющиеся знания, а с другой, определить направления исследований, прогнозируя возможные законы и закономерности развития геологической среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баращенко В.А. За пределами теории Эйнштейна — суперсимметрия и супергравитация // Знание — сила. 1987. № 7. С. 29—37.
2. Желудев И.С. Физика кристаллов и симметрия. — М.: Наука, 1987.
3. Утияма Р. К чему пришла физика (от теории относительности к теории калибровочных полей). — М.: Знание.
4. Фейнман Р. Характер физических законов. — М.: Наука, 1987.
5. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. — Л.: Недра, 1975.

УДК 550.8.072

© М.Ю.Катанский, С.Н.Жидков, 2002

Методика построения трехмерной геологической модели месторождений с использованием программных средств компании GEMCOM

М.Ю.КАТАНСКИЙ, С.Н.ЖИДКОВ (ЗАО «НВК ВИСТ», ЦНИГРИ)

Стремление повысить эффективность геологоразведочных и горных работ обусловило необычайно широкое применение компьютерных технологий, позволяющих сократить сроки выполнения практически всех операций, связанных с построением геологической модели месторождения, статистической обработкой данных опробования, выделением и увязкой рудных пересечений в рудные тела, подсчетом запасов, созданием комплекта рабочей графики (разрезы, планы, блок-диаграммы и т.п.), проектированием и планированием добычных работ.

Исторически сложилось так, что сначала были компьютеризированы операции подсчета запасов, как наиболее трудоемкие и ответственные, связанные с огромным объемом рутинных вычислений. Компьютерному же моделированию геологической обстановки отводилось значительно меньшее внимание. Хотя именно неверной интерпретацией геолого-структурных данных объясняется подавляющее большинство не утверждений запасов вновь разведанных месторождений, превышение плановых показателей потерь и разубоживания и не подтверждения запасов на действующих карьерах и рудниках. С одной стороны, это объясняется отсутствием трехмерных визуализаторов типа *MicroStation* и геологических программ высокого класса, а с другой, значительной трудоемкостью объемного представления геологической информации при традиционной организации работ, т.е. вручную.

К сожалению, в ближайшее время горно-геологические организации не будут оснащены отечественными программами необходимого уровня, и все надежды приходится возлагать на импортное программное обеспечение. Несмотря на его непомерную, на первый взгляд, для предприятий России и СНГ стоимость, опыт работы некото-

рых из них, где внедрены компьютерные технологии (Кумтор, Кузбасс), показывает несомненную их эффективность. Не случайно именно сейчас, когда наметилась тенденция к экономическому росту добывающих отраслей промышленности, многие из них приступили к информационному перевооружению производства.

Программное обеспечение. На российском рынке представлено программное обеспечение нескольких компаний США, Великобритании, Австралии и Канады. На первых порах наиболее активно внедрялись разработки фирм *TechBase* (Михайловский ГОК, Карельский окатыш, Гипроцветмет, Гипроникель и др.) и *DataMine* (АЛРОСА, ПОЛИМЕТАЛЛ и др.). Однако в последние 5 лет более активно стала приобретаться продукция канадской компании *GEMCOM Software Inc.*, которая успешно рекомендовала себя на таких предприятиях, как Бурятзолото, Кумторский рудник (Киргизия), Южно-Уральская горнорудная компания, а в настоящее время устанавливается на рудниках ОАО «ГМК «Норильский никель», АО «Уралэлектромедь», ЗАО «Корякгеолдобыча» и др. Этот неожиданный, на первый взгляд, успех обусловлен целым рядом причин, которые делают продукцию *GEMCOM* достаточно привлекательной для отечественных потребителей:

- система работает в среде *Windows 95/98/2000*;
- для работы с ней пригодны компьютеры среднего класса (начиная с *Pentium 200МГц/4Гб/16Мб* и выше);
- база данных формата *Access*, что значительно облегчает ввод данных и работу с ней;
- существуют версии для индивидуальных рабочих мест, ориентированных на работу специалистов и сетевая версия с поддержкой работы с базой на *SQL сервере*;

модульный принцип позволяет гибко подходить к запросу пользователя для решения конкретных задач; выбирается отдельный пакет или в комплект подбираются только нужные модули;

импорт и экспорт данных большого количества форматов позволяют переносить данные между программами подобного класса;

в ближайшее время закончится локализация программы и перевод руководства пользователя на русский язык;

прогрессивная система скидок и льгот (в т.ч. для вузов).

Основу горно-геологического проектирования любой сложности составляет правильно построенная геологическая модель месторождения. Функции системы GEMCOM позволяют создавать модели любой сложности (в т.ч. пластовые). Ниже приведен пример создания геологической модели одного из рудных месторождений с использованием геологического пакета *Resource Evaluation Edition*.

Объект моделирования. Процесс построения трехмерной геологической модели, предвещающей подсчет запасов, мы опишем на примере одного из месторождений цветных металлов, приуроченного к толще раннепротерозойского возраста, представленной чередованием метаморфизованных пород типа песчаников, алевролитов, аргиллитов и реже сланцев, которая разбита тектоническими нарушениями на ряд блоков, смещенных друг относительно друга по вертикали на 25—250 м. Некоторые из нарушений маркируются дайками среднего—основного состава. В пределах рудного поля толща образует антиклинальную брахискладку, на фоне которой развиты пликативные структуры второго порядка, нередко весьма интенсивные.

Прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к одной из пачек песчаников и практически не выходит за ее пределы в подстилающие и перекрывающие породы. Рудные тела имеют пласто- и линзообразную формы, достигая по простиранию 1000—2500 м, по падению 500—1500 м и по мощности 5—200 м. Морфология тел весьма сложная и в значительной степени зависит от кондиций. Разведка месторождения осуществлялась вертикальными и наклонными скважинами, горными выработками (канавы, траншеи, шурфы, квершлагги) вскрыта лишь верхняя часть основных рудных тел.

Этапы моделирования. Для данного объекта работа началась с создания базы данных. Она включает следующие основные таблицы: «*Координаты устьев скважин*»; «*Инклинометрия*»; «*Литология*»; «*Опробование*».

В интересующей нас в первую очередь таблице «*Литология*» присутствуют следующие колонки: номера скважин (выработок); отметка начала интервала от устья, м; отметка конца интервала от устья, м; код породы (1, 2, ..., n); краткое описание пород. Каждая литологическая разность пород метаморфических и интрузивных пород, типы руд (окисленные, первичные, смешанные), зоны тектонических нарушений получили соответствующие числовые коды. В серии вспомогательных командных таблиц (про-файлах) каждому коду заданы соответствующие типы штриховки и заливки для вывода на экран и печать, значения объемной массы и ряд других характеристик, необходимых для решения задач геологического моделирования, подсчета запасов и проектирования добычи.

Далее был построен тектонический «каркас» (рис. 1) месторождения. Учитывались нарушения с амплитудой вертикальных смещений более 100 м.

Эта операция позволила выделить 12 тектонических блоков (рис. 2), для каждого из которых создавались самостоятельные (!) геологические модели, которые на заключительном этапе были объединены в общую модель место-

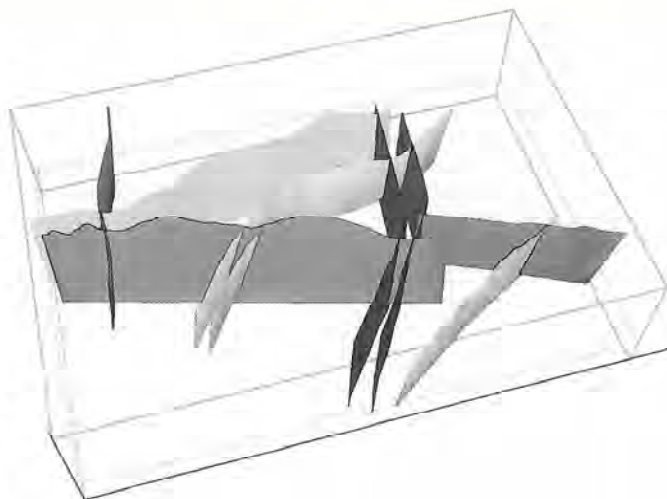


Рис. 1. Тектонический каркас месторождения

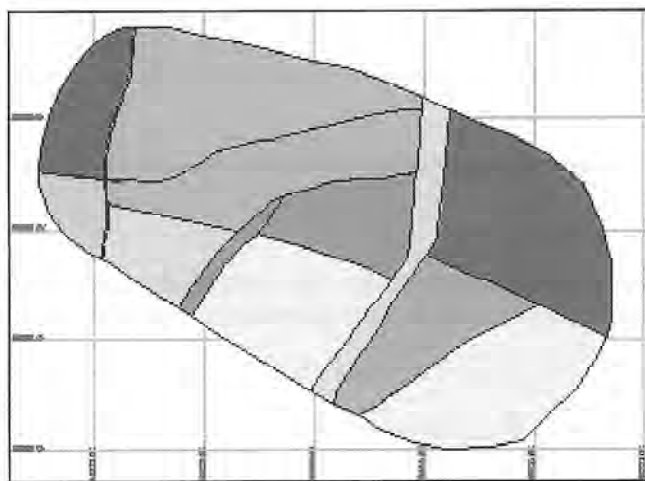


Рис. 2. Блоки, являющиеся объектами моделирования

рождения. В пределах каждого блока применялся свой алгоритм моделирования, определяемый рядом причин, важнейшей из которых, по нашему мнению, стала интенсивность пликативных дислокаций.

Всего были сформулированы две основные стратегии, выбор которых определяется в первую очередь интенсивностью и характером складчатых дислокаций моделируемых пластов: для блоков с относительно спокойным залеганием пластов пород; для блоков с наличием опрокинутых складок.

1. Автоматически определяются координаты точек пересечения разведочных выработок с кровлей и подошвой каждого слоя (1, 2, ..., n), которые записываются в виде специальных файлов *.mex (например, seam_1_roof.mex, seam_1_foot.mex и т.д.) в директории Point. По выделенным точкам для кровли и подошвы каждого слоя отстраиваются с использованием метода триангуляции или гридирования поверхности (рис. 3), записываемые в специальном каталоге Surfaces.

Из пар поверхностей, отвечающих кровле и подошве каждого слоя с помощью специальной функции, строятся (рис. 4) объемные тела (solids), которым также присваивается имя, записываемое в каталоге Solids. Для удобства дальнейшей работы с этими каталогами (сортировка, объединение и др.) имена поверхностей и тел имеют трехчленную структуру. Например, «блок_1» — «слой_5» — «к/з пес-

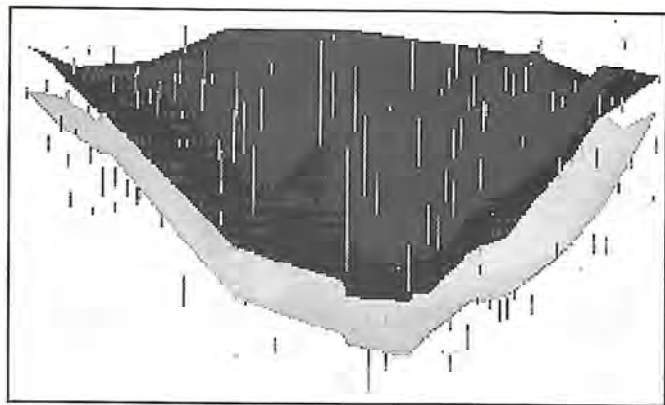


Рис. 3. Поверхности кровли (черная) и подошвы (серая) моделируемого пласта пород

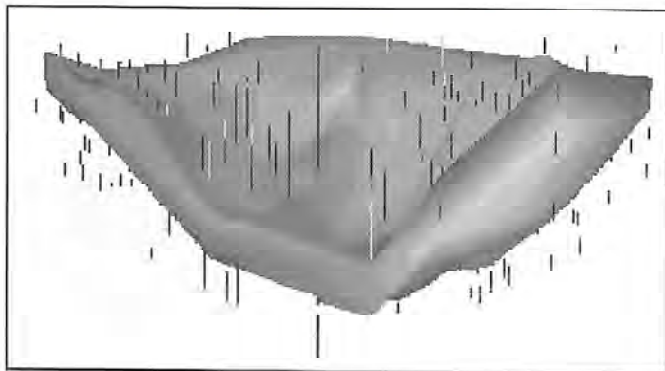


Рис. 4. Объемная модель пласта, построенная по исходным поверхностям

чаник». Кроме того, для каждого тела прописываются код пород, что позволяет связать его с таблицами, содержащими значения объемной массы, типы штриховки и другими параметрами, необходимыми при подсчете запасов и проектировании добычи.

Затем по данным геологического опробования в соответствии с действующими кондициями в разведочных пересечениях с помощью функции «композиции» выделяются интервалы балансовых и забалансовых руд и выводятся на экран. На параллельных планах и/или разрезах эти интервалы вручную увязываются в замкнутые контуры (рис. 5) рудных тел, которые далее уже в трехмерном пространстве (3D) соединяются с помощью специальных линий (tie lines) и отстраиваются в объемные тела (рис. 6). Таким же образом генерируются трехмерные модели тектонических нарушений, даек карстовых полостей и т.п.

Описанный вариант моделирования требует, однако, выполнения ряда дополнительных операций, т.к. построенные ранее поверхности контактов пород ограничены по периферии точками, а блоки ограничены тектоническими нарушениями, в результате чего образуется зазор между внешней границей блока и построенными геологическими телами. Чтобы избежать этого, необходимо создать несколько псевдоскважин на ребрах тектонического блока и включить их в моделирование.

2. В случае сложноскладчатого залегания пород в пределах моделируемого участка рудного поля, месторождения или блока с образованием опрокинутых складок в пересечениях могут быть две точки и более пересечения выработки с кровлей (почвой) слоя, и автоматическое построение поверхностей приведет к серьезным ошибкам.

Для описанной ситуации моделирование проводится как и для рудных тел путем оконтуривания каждого слоя

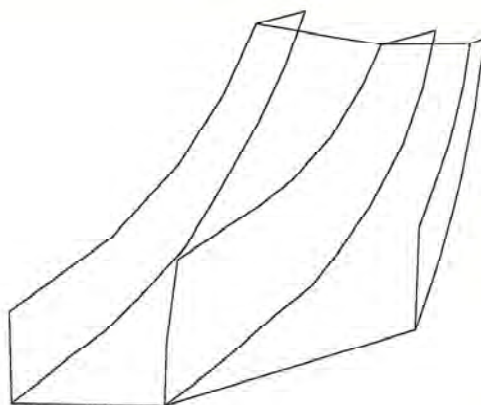


Рис. 5. Контуры рудных тел в параллельных профилях, соединенные связующими линиями

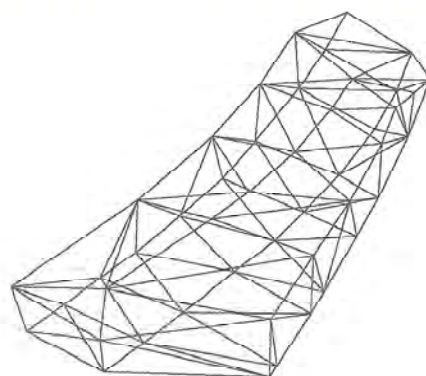


Рис. 6. Каркас объемной модели рудного тела (фрагмент)

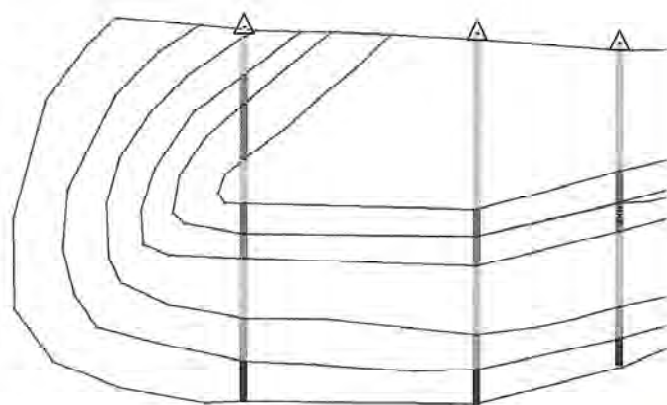


Рис. 7. Контуры пластов, отстроенные по литологическим данным

на планах или разрезах по литологическим интервалам, вынесенным на скважины, с помощью замкнутых линий (рис. 7), которые далее увязываются между собой для создания объемных моделей пластов (рис. 8). Контуры моделируемых пластов сразу замыкаются на следы нарушений, ограничивающих блоки, и необходимость создания псевдоскважин отпадает.

Правильность построения таких морфологически сложных фигур, как смятые пачки пород или рудные тела проверяется с помощью специальной функции *Check Solid/Surface Validity*, которая позволяет выделить элементы с сомнительной увязкой и скорректировать их либо путем построения дополнительных связующих линий, либо путем переувязки. Полученные обоими способами геологические модели блоков (рис. 9) сводятся в общую модель

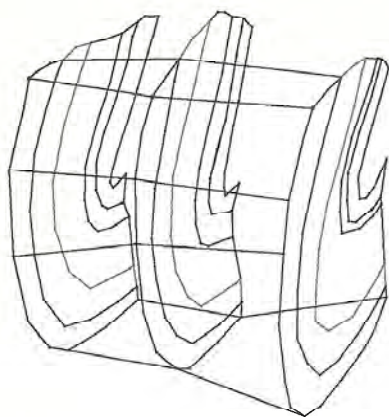


Рис. 8. Увязка контуров пластов между параллельными разрезами для построения объемных геологических тел

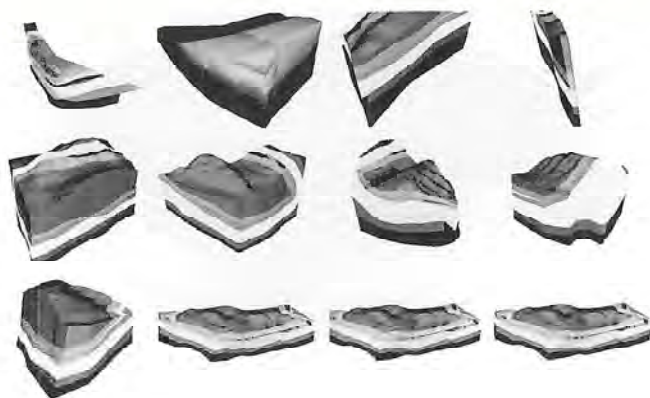


Рис. 9. Геологические модели блоков I—XII (см. рис. 2)

месторождения (рис. 10) и на этой основе создается пакет рабочей графики для подсчета запасов, проектирования карьера или рудника.

Для данного месторождения были созданы комплекты параллельных продольных и поперечных разрезов и планов масштаба 1:10 000, а также блок-диаграмма масштаба 1:5000 с «вырезкой». Эти операции автоматизированы, и задача геолога — задание ориентировки профилей и расстояния между ними.

Полученные изображения запоминаются в виде графических файлов различных форматов и далее оформляются и подаются на печать (рис. 11) с помощью встроенных графических редакторов Quick Plot и Plot Maker, которые обеспечивают получение материалов, отвечающих большинству отечественных стандартов оформления графики.

В заключение отметим следующее. Применение специализированных программ GEMCOM типа *Resource Evaluation* или *Advanced Resource*, успешно используемых геологами более чем в 70 странах мира, позволяет не только снизить затраты времени и число персонала (описанная выше модель и все дополнительные материалы были созданы всего двумя специалистами за 1,5 месяца), но и прежде всего резко повысить качество проектных работ и точность подсчета запасов. Вероятность субъективных решений практически исключается. Зарубежный опыт показывает, что для горнодобывающих предприятий затраты на программное обеспечение окупаются через 0,5—1,5 года за счет сокращения расходов на проектирование, закупку техники (самосвалы, экскаваторы, станки), уменьшение объемов вскрышных работ и др.

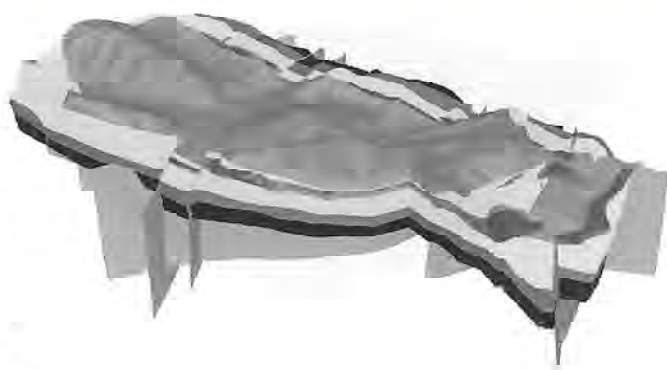


Рис. 10. Сводная трехмерная геологическая модель месторождения

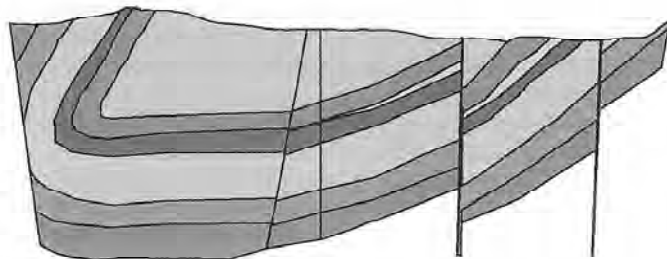


Рис. 11. Продольный геологический разрез масштаба 1:10 000

Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения

Н.В.ДУБОВ, В.С.ЗВЕЗДОВ (ЦНИГРИ)

Количественная геолого-генетическая модель (КГМ) сульфидно-силикатной системы, разработанная А.И.Кривцовым с соавторами [1—4, 9] на примере Талнахской группы медно-никелевых месторождений, позволила числом и мерой оценить существующие рудогенетические концепции, а также дополнить геолого-поисковую модель новыми прогнозными критериями и признаками. Расчетами баланса вещества и траекторий движения сульфидных капель в потоке силикатного расплава были установлены различия в скоростях перемещения собственно сульфидной, силикатно-сульфидной и остаточной силикатной составляющих рудоносных базитовых интрузий. Градиентно-векторным анализом структуры плотностных потоков в залежах вкрапленных и массивных руд были выявлены субгоризонтальные, диагональные и вихревые направления нарастания и убывания плотностей рудоносных дифференциатов, обусловленные гравитационным разделением сульфидно-силикатного расплава при поступательном движении по пологому залегающему магматическому каналу.

Примененные при разработке КГМ сульфидно-силикатной системы аналитические приемы позволили реконструировать обстановки и процессы рудонакопления, объяснить наблюдаемую латеральную и вертикальную зональность рудных залежей. Они дали возможное решение ряду генетических вопросов, ранее «не находивших» объяснения с точки зрения классической «ликвационной» концепции, в частности, наблюдаемому несоответствию между мощностями и массами залежей вкрапленных и сплошных руд и продуцирующих их плутонов. Дальнейшее развитие созданной модели возможно на основе компьютерного моделирования плотностной дифференциации рудоносных расплавов в объеме магматических тел с выявлением закономерностей распределения рудного вещества, что представляет собой одну из основных задач ведущихся в настоящее время работ, некоторые результаты которых изложены в настоящей статье.

Граничные условия постановки задачи численного моделирования плотностной дифференциации сульфидов в движущемся расплаве. При постановке задачи в качестве базовой была принята модель рудонакопления, предполагающая переход металлов, содержащихся в родоначальных магмах в рассеянной (каплевидной) сульфидной форме (в расплавленном виде), во вкрапленные и массивные (сплошные) руды. Сульфидные капли, обладающие избыточной плотностью по сравнению с силикатным расплавом, осаждаются в гравитационном поле ближе к донной области магматического потока. Одна часть, не достигнув ее, кристаллизуется с возникновением залежей вкрапленных руд. Другая в результате гравитационного осаждения и взаимного слияния образует в придонной области магматического тела (на контакте с подстилающими породами) высокоплотностной сульфидный расплав. Он аккумулируется в прогибах подошвы интрузии, формируя залежи массивных руд. Из-за различных реологических характеристик сульфидная, сульфидно-силикатная и остаточная силикатная составляющие магматического потока обладают разными скоростями движения. Перемещению сульфидного расплава в силу сравнительно низкой вязкости «выступающего» в качестве «смазки» для вышележащего сульфидно-силикатного расплава препятствуют подсымы бортов упомянутых прогибов. Поэтому в рассматриваемой модели тыловые (по потоку) залежи массивных руд принимаются за более ранние по отношению к фронтальным. Вкрапленные же руды в каждом

поперечном сечении — более поздние относительно ниже лежащих массивных руд, залежам которых родственны остаточные вкрапленные руды, далеко подвинутые по длине оси плутонов [2, 3].

Специфика рассматриваемой сульфидно-силикатной системы определяется различными плотностями трех главных минералов сульфидных медно-никелевых руд — пентландита, пирротина и халькопирита, которые разобщаются в гравитационном поле с возникновением в крайних случаях мономинеральных руд. При равенстве размеров сульфидных капель наклоны траекторий их погружения в движущемся силикатном расплаве определяются соотношением плотностей. Так, трасса осаждения пентландитовой капли в 1,5 раза, а пирротиновой в 1,25 раза круче траектории перемещения халькопиритовой капли. Таким образом, более тяжелые сульфиды «отстают» по латерали, а более легкие оказываются в итоге во фронтальных частях магматического потока и в значительном объеме «консервируются» в виде вкрапленных руд.

Описанная идеальная картина усложняется за счет нарастания сульфидных капель и их слияния в полиминеральные сферы в разных пропорциях при пересечении траекторий (увеличение соотношений радиусов капель в 2,5—3 раза вызывает рост угла траектории осаждения в 10 раз), изменения динамических характеристик потока и других факторов. Однако главный фактор, определяющий зональность рудных тел и распределение концентраций металлов в их пределах, — дифференцированное размещение рудообразующих сульфидов в гравитационном поле, которым, в частности, объясняются сохранность (неполнота перехода в массивные) и высокая медистость вкрапленных руд Талнахского месторождения, обусловленная «зависанием» значительной части халькопиритовых капель над массивными рудами [3].

Компьютерное моделирование плотностной дифференциации расплавных рудоносных сред — сложная задача, требующая учета многих факторов. Поэтому на первом этапе нами принята упрощенная форма полого залегающего магматического канала, позволяющая моделировать дифференциацию сульфидной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения. Граничные условия постановки задачи следующие.

1. Анализируются параметры установившегося ламинарного (число Рейнольдса менее 2000) потока сульфидно-силикатного расплава в канале, по форме представляющем собой уплощенную трубу постоянного сечения.

2. Движущаяся магма рассматривается как однородная вязкая жидкость, содержащая частицы рудного вещества — моно- и полиминеральные капли расплавленных сульфидов, по составу соответствующих халькопириту, пентландиту и пирротину. Их плотности превосходят средневзвешенную по потоку плотность силикатного расплава.

3. Принимается шарообразная форма сульфидных капель.

4. Их начальная скорость равна скорости магматического потока.

5. Исходное положение капель внутри потока произвольно.

6. Миграция сульфидных капель в движущемся расплаве складывается из их движения по потоку и осаждения к его донной части под действием силы тяжести.

7. При столкновении двух капель возникает третья, объем которой равен сумме объемов доноров, плотность —

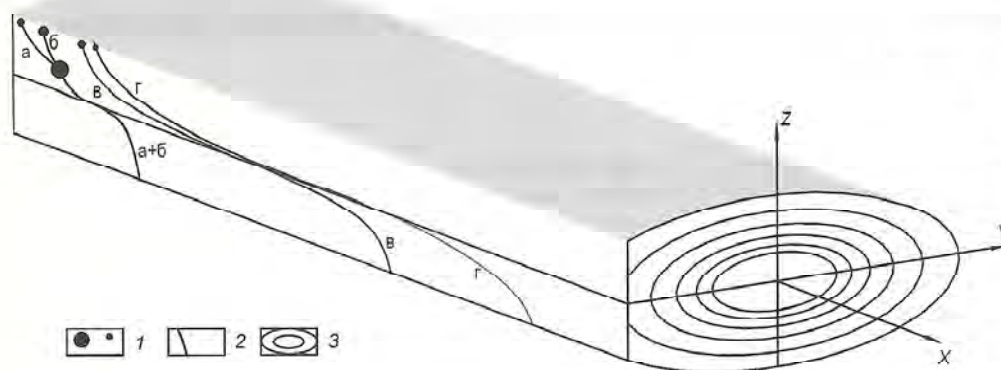


Рис. 1. Графическое представление физической модели переноса сульфидных капель потоком силикатного расплава:

1 — сульфидные капли; 2 — траектории движения сульфидных капель (a—г — исходных, a+b — результирующих после слияния); 3 — области расчетного канала с равными скоростями сульфидно-силикатного потока

средневзвешенному значению их плотностей, а скорость рассчитывается по закону сохранения количества движения.

Элементы физической модели проиллюстрированы на рис. 1. Задача моделирования сводится к расчету поля скоростей движения частиц в рассматриваемом потоке. Введение в модель градиента давления позволяет моделировать явления, связанные с воздействием гравитационных сил и магматического давления в наклонной трубе.

Размеры расчетного канала выбраны по параметрам Талнахского рудоносного интрузива, которые установлены бурением по поперечным и продольным профилям одноименного месторождения [3, 4, 6—8]. Длина расчетной трубы принята равной 16 км, большая полуось эллипса 500 м, малая полуось 50 м. Плотность силикатного расплава, выбранная для расчетов, 3 г/см³. Плотности сульфидов, г/см³: пентландита 5, пирротина 4,6 и халькопирита 4,3 [10].

Вязкость и скорости движения магмы взяты по аналогии с расчетными данными и результатами непосредственных измерений вязкости и скоростей течения базальтовых лав при Толбачинском извержении 1976 г., приведенными в статье С.А.Федотова [11]. Вязкость магмы зависит от ее температуры и флюидной фазы. В осевой части магматического канала — в области самых высоких температур — вязкость расплава минимальна, а скорость его течения максимальна. Повышение температуры основной магмы с 1200 до 1300°C вызывает снижение ее вязкости на два порядка. Дегазация расплава, напротив, сопровождается ростом его вязкости. В силу невозможности учета всех параметров для расчетов приняты несколько постоянных значений вязкости расплава для всего объема расчетного канала — 10³, 10⁴, 10⁵ пуаз.

Нижний предел диапазона скоростей потока магмы (у стенок канала) определяется условиями сохранения ее текучести и для интрузива мощностью 100 м составляет 0,1 мм/с. Верхний предел диапазона из условия сохранения устойчивости ламинарного потока в трубообразном канале принят равным 5 мм/с.

Взятые для расчетов радиусы рудных частиц (0,1—10 мм) отражают реальные размеры обособлений сульфидных минералов во вкрапленных и гнездово-вкрапленных медно-никелевых рудах норильских месторождений и позволяют промоделировать перенос сульфидных капель рудоносным расплавом с учетом увеличения их размеров на два порядка в результате столкновения и слияния. Для приближения количественных оценок к реальным условиям было принято, что в первичном расплаве сульфидные капли радиусом менее 1 мм имели мономинеральный состав, а более крупные — полиминеральный с произвольным соотношением минеральных фаз.

Алгоритм компьютерного моделирования переноса сульфидных капель сульфидно-силикатным магматическим потоком. В математическую модель процесса входят: вязкость η , скорость движения u и плотность $\rho_{\text{ж}}$ силикатного

расплава; геометрические параметры трубообразного канала эллиптического сечения; градиент давления P ; плотность $\rho_{\text{м}}$ и радиус R частицы рудного расплава — сульфидной капли; координаты ее начального расположения в расчетном канале.

Движение шарообразной частицы в анализируемой ситуации происходит под действием движущейся в канале жидкости и силы тяжести. Скоростной вектор частицы определяется как сумма скорости перемещения частицы вместе с расплавом вдоль оси трубы и скорости ее осаждения за счет гравитации.

Определим сначала параметры движения частицы под действием силы тяжести. В случае движения с малыми числами Рейнольдса (менее 2000) сила сопротивления F , действующая на медленно движущийся в жидкости шар, определяется по формуле Стокса:

$$F = 6\pi R \eta u, \quad (1)$$

где R — радиус шара; u — скорость движения шара; η — коэффициент динамической вязкости.

Приравняв силу сопротивления движению частицы действующей на нее силе гравитации:

$$F = \frac{3}{4} \pi R^3 (\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{ж}}) g, \quad (2)$$

можем рассчитать вертикальную составляющую вектора скорости движения частицы u_z :

$$u_z = \frac{2R^2(\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{ж}})g}{9\eta}, \quad (3)$$

где $\rho_{\text{м}}$, $\rho_{\text{ж}}$ — соответственно плотности рассматриваемой частицы и несущего расплава.

Скорость u_z примем постоянной для всего периода осаждения частицы в расплаве, т.е. до момента ее касания дна трубы. Таким образом, время оседания частицы в вертикальном направлении будет зависеть от координат ее начального положения в расчетном канале, избыточной плотности по сравнению с несущим расплавом и вязкостью последнего.

Рассмотрим теперь движение частицы вдоль оси трубы. Промоделируем в первом приближении продвижение расплава как стационарное течение жидкости в трубообразном канале постоянного эллиптического сечения. Ось трубы выберем в качестве оси X . Скоростной вектор потока всегда направлен по оси X и представляет собой функцию только от y и z . y и z компоненты уравнения Навье—Стокса [5] соотносятся как

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

т.е. давление P постоянно в поперечном сечении трубы. По x -компоненте

$$\frac{\partial^2 V}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{1}{\eta} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (5)$$

Отсюда следует, что $\frac{\partial p}{\partial x} = \text{const}$. Поэтому градиент давления можно записать в виде $\Delta p/l$, где Δp — разность давлений на концах трубы, а l — ее длина.

Решение для x -компоненты уравнений Навье—Стокса — поле скоростей, вычисляемое по формуле:

$$v = \frac{\Delta p a^2 b^2}{2\eta l a^2 + b^2} \left(1 - \frac{y^2}{a^2} - \frac{z^2}{b^2} \right), \quad (6)$$

где a, b — полуоси эллипса, определяемого уравнением

$$\frac{y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1. \quad (7)$$

Разобьем пространство внутри трубообразного канала на некоторое число концентрических колец толщиной Δx , сравнимой с диаметром рассматриваемой частицы, и будем полагать, что в пределах каждого из колец скорость потока u_i постоянна. Зная скорость осаждения частицы в вертикальном направлении и толщину конкретного слоя, мы можем определить время нахождения частицы в пределах этого слоя ΔT .

Рассмотрим движение частицы в кольцевом слое с номером n . Внутри этого кольца скорость потока равна U_n , а горизонтальная составляющая скорости переноса частицы при попадании в слой u_x^n . Тогда скорость потока, набегающего на частицу в начальный момент нахождения в слое, равна $u_0^n = U_n - u_x^n$. По мере движения в потоке скорость частицы «стремится» стать равной скорости потока.

Из уравнения (1) следует, что ускорение, придаваемое частице жидкостным потоком с учетом силы сопротивления, равно:

$$a = \frac{6\pi R \rho_{\text{ж}} \nu u_0^n}{\rho_{\text{м}} V_{\text{м}}}, \quad (8)$$

где $V_{\text{м}}$ — объем частицы; $\rho_{\text{м}}, \rho_{\text{ж}}$ — соответственно плотности рассматриваемой частицы и несущего расплава; R — радиус частицы; ν — кинематическая вязкость, связанная с динамической вязкостью η соотношением:

$$\nu = \eta / \rho. \quad (9)$$

За время Δt скорость изменится на величину $a\Delta t$ и станет равной

$$u_1^n = u_0^n - \frac{6\pi R \rho_{\text{ж}} \nu u_0^n}{\rho_{\text{м}} V_{\text{м}}} \Delta t; \quad (10)$$

за следующий отрезок времени Δt

$$u_2^n = u_1^n - \frac{6\pi R \rho_{\text{ж}} \nu u_1^n}{\rho_{\text{м}} V_{\text{м}}} \Delta t \quad (11)$$

и так далее до момента выхода частицы на границу со следующим слоем:

$$u_m^n = u_{m-1}^n - \frac{6\pi R \rho_{\text{ж}} \nu u_{m-1}^n}{\rho_{\text{м}} V_{\text{м}}} \Delta t, \quad (12)$$

где m — число интервалов Δt . Уменьшение Δt увеличивает точность решения.

Путь, пройденный частицей в направлении по оси трубы за время ее пребывания в слое с номером n , составляет

$$L_x^n = \sum_{i=1}^{i=m} \left(\left(u_{i-1}^n - \frac{6\pi R \rho_{\text{ж}} \nu u_{i-1}^n}{\rho_{\text{м}} V_{\text{м}}} \right) \Delta t \right), \quad (13)$$

За это же время путь частицы в вертикальном направлении составит

$$L_z^n = \frac{2R(\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{ж}})g}{9\nu\rho_{\text{ж}}} \Delta T_n, \quad (14)$$

где ΔT_n — время нахождения частицы в слое n ; g — ускорение свободного падения.

В зависимости от положения исходной точки движения частицы по оси OY число временных интервалов ΔT_n и их продолжительность будут различными. Движение частицы прекращается при достижении дна канала.

Усложним задачу, введя в рассмотрение некоторое число частиц N , каждая из которых характеризуется конкретными плотностями и размерами (радиусом) и имеет свое начальное местоположение. Задача определения их перемещения состоит просто из N задач расчета переноса отдельных частиц, но она усложняется, если учитывать столкновения и слияние последних.

При слиянии двух столкнувшихся частиц, обладающих массами $m_1 = \frac{4\pi R_1^3}{3} \rho_1$ и $m_2 = \frac{4\pi R_2^3}{3} \rho_2$, скоростями U_1 и U_2 ,

возникает третья, имеющая объем $V_{\text{рез}} = \frac{4\pi}{3} (R_1^3 + R_2^3)$, ра-

диус $R_{\text{рез}} = \sqrt[3]{R_1^3 + R_2^3}$, массу $m_{\text{рез}} = \frac{4\pi}{3} (R_1^3 \rho_1 + R_2^3 \rho_2)$ и плотность $\rho_{\text{рез}} = \frac{R_1^3 \rho_1 + R_2^3 \rho_2}{R_1^3 + R_2^3}$. Ее скорость будет определяться

по закону сохранения количества движения:

$$m_1 u_1^x + m_2 u_2^x = m_{\text{рез}} u_{\text{рез}}^x, \quad (15)$$

$$m_1 u_1^z + m_2 u_2^z = m_{\text{рез}} u_{\text{рез}}^z, \quad (16)$$

где u_n^x — проекция скорости частицы n на ось трубы OX ; u_n^z — проекция скорости частицы на вертикальную ось OZ .

После столкновения число частиц станет равным $N-1$, для каждой из которых известны все необходимые для расчета параметры.

Таким образом, на основе точного решения уравнения Навье—Стокса [5] разработан алгоритм расчета плотностной дифференциации сульфидной составляющей ламинарного магматического потока в трубообразном канале постоянного эллиптического сечения, который позволяет промоделировать характер миграции сульфидных капель во времени и пространстве.

Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудонесным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения. Для реализации представленного алгоритма разработана компьютерная программа расчета параметров миграции частиц в потоке жидкости. На вход программы подаются следующие данные: плотности силикатного расплава и переносимых им частиц рудного вещества (капель сульфидного расплава), число и размеры последних, геометрические параметры сечений трубообразного канала (длина, большая и малая полуоси эллипса) и значение кванта времени Δt .

Расчеты по предложенному алгоритму проводятся в следующем образом.

1. Начальная скорость перемещения рудных частиц принимается равной скорости течения магмы.

2. Задается их хаотичное исходное расположение в пространстве расчетного канала.

3. Для выбранного отрезка времени Δt рассчитывается новое положение всех частиц.

4. Фиксируются столкновения между ними. Рассчитываются параметры возникших при слиянии частиц, а «частицы-доноры» исключаются из дальнейшего моделирования.

5. Частицы, достигшие дна и/или конца трубы, удаляются из расчетного массива.

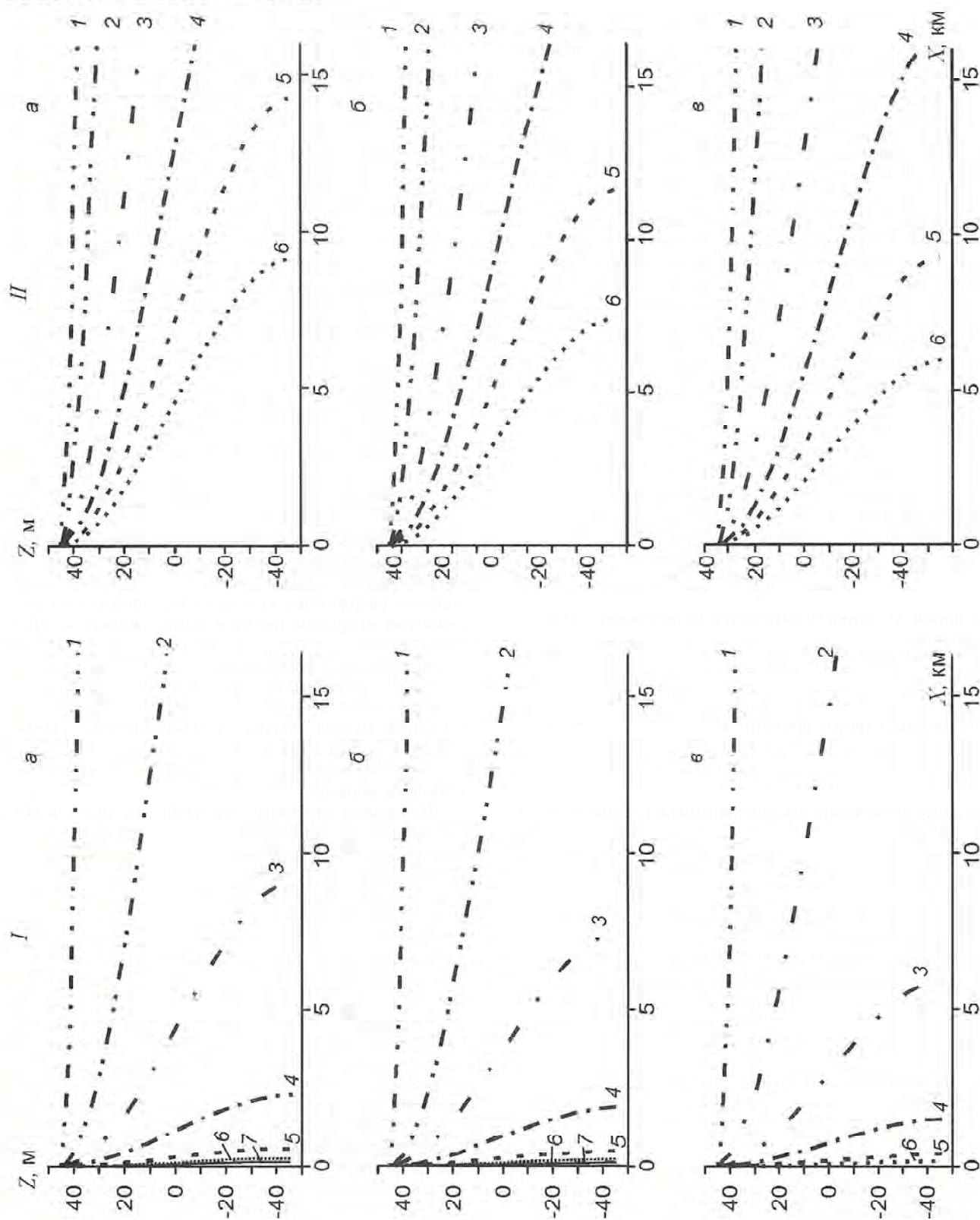
6. Если массив частиц «не пуст», компьютерная программа расчетов возвращается к пункту 3.

Для оценки влияния параметров движущихся в потоке частиц на характеристики их движения были проведены компьютеризированные расчеты полей скоростей и траекторий отдельных частиц с различными радиусами и плотностями для разных значений вязкости силикатного расплава. Для этого на вход программы подавалось некоторое

Рис. 2. Расчетные траектории переноса сульфидных капель различной плотности (ρ) и радиуса потоком силикатного расплава вязкостью 10^3 (I) и 10^5 (II) пуаз.

траектории переноса сульфидных капель: a — халькопировых ($4,3 \text{ г/см}^3$), b — пирротинных ($4,6 \text{ г/см}^3$), c — пентландитовых (5 г/см^3) с радиусом r (в мм) соответственно для I (II): 1 — 0,1 (1), 2 — 0,5 (2), 3 — 1 (4), 4 — 2 (6), 5 — 4 (8), 6 — 6 (10), 7 — 8; X — расстояние по оси

расчетного канала; Z — положение капель относительно горизонтальной плоскости симметрии канала



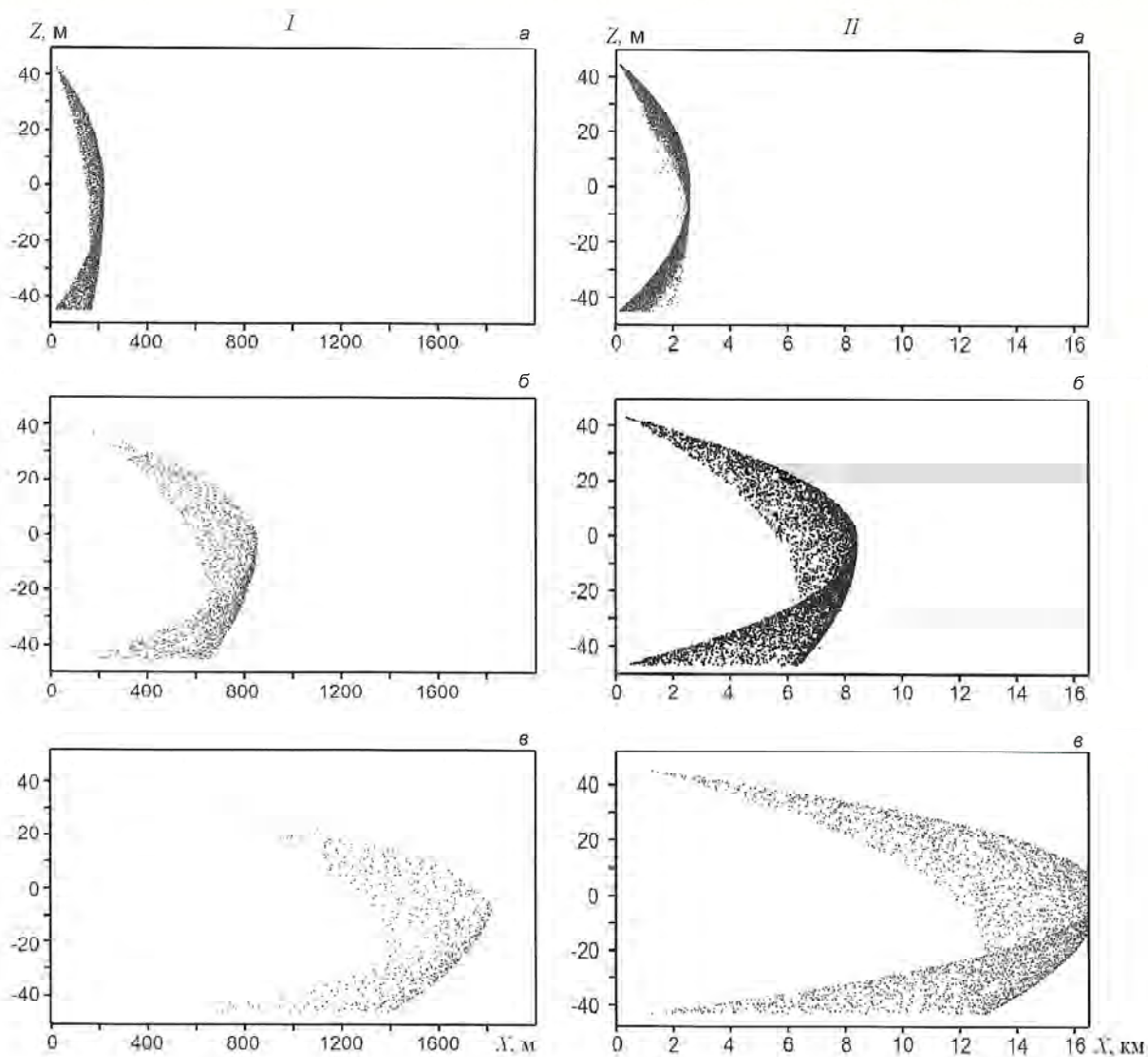


Рис. 3. Компьютерная модель переноса сульфидных капель потоком силикатного расплава вязкостью 10^3 (I) и 10^5 (II) пуаз при состоянии расчетной модели через различные промежутки времени после начала движения сульфидно-силикатного расплава:

время на I (II), ч: а — 30 (150), б — 60 (550), в — 120 (1110); точки — ареал рассеяния сульфидных капель; остальные условные обозн. см. на рис. 2

число частиц различных радиусов и плотностей, которые соответствовали вышеуказанным диапазонам.

Максимально возможное число частиц, которое может обработать на сегодняшний день программа, равно 10 000. Этому числу соответствует лишь часть пространства канала, выбранного для моделирования. Его размеры могут быть рассчитаны с использованием исходной концентрации сульфидов в магме. При принятом содержании сульфидов 0,01% область начального хаотического расположения принятых для расчетов 10 000 частиц может быть представлена в виде параллелепипеда со сторонами $100 \times 10 \times 0,005$ м, в пределах которого частицы могут совершать движение только в двух направлениях (по оси трубы и вертикально вниз). Столкнуться в процессе движения могут лишь частицы, изначально находившиеся в одной вертикальной плоскости.

Промежуток времени Δt выбирался таким образом, чтобы, с одной стороны, не пропустить при расчете все возможные столкновения частиц а, с другой, сократить время счета. Чем меньше Δt , тем точнее расчет. Чем она больше, тем скорее работает программа. Для оценки Δt сначала были взяты максимальный радиус частицы и минимальная вязкость расплава. При таких условиях скорость оседания частицы максимальна. Для частицы радиусом 10 мм

при вязкости расплава $\eta 10^4$ пуаз она равна 0,05 мм/с. Для учета возможных столкновений путь, пройденный частицей за время Δt , должен быть не менее двух ее радиусов. При среднем радиусе частиц 1 мм $\Delta t = 40$ с.

В результате проведенного компьютерного моделирования были рассчитаны траектории переноса шарообразных частиц рудного вещества различной плотности и радиуса силикатным расплавом разной вязкости, а также оценено укрупнение сульфидных капель в результате слияния. Графики (рис. 2) иллюстрируют траектории перемещения халькопиритовых ($\rho 4,3$ г/см³), пирротинных (4,6 г/см³) и пентландитовых (5 г/см³) капель расплавом вязкостью 10^3 и 10^5 пуаз. Состояния модели, т.е. расположение и число частиц внутри расчетного пространства через определенные промежутки времени после начала движения сульфидно-силикатного расплава с названными вязкостями приведены на рис. 3. Масштабы укрупнения сульфидных капель в движущемся расплаве, обладающем вязкостью 10^5 пуаз, показаны на рис. 4.

Анализ полученных материалов позволил установить следующее.

1. В магматическом потоке по оси канала (ось X) со временем проявляется расширение ареала рассеяния наблюдаемых частиц.

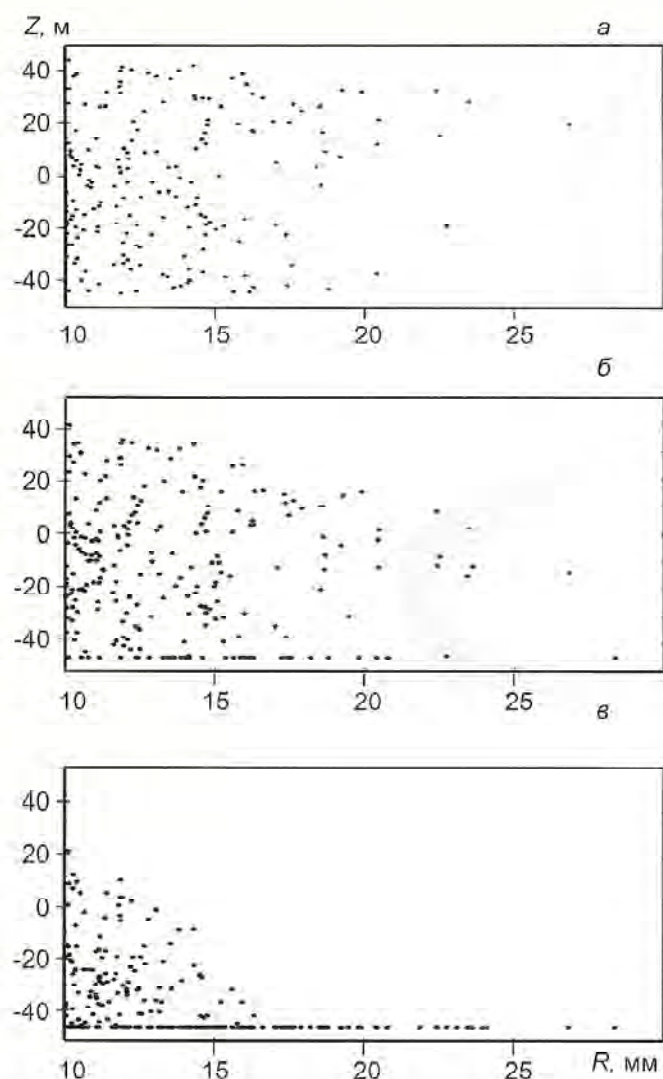


Рис. 4. Масштабы укрупнения сульфидных капель в результате слияния в потоке силикатного расплава вязкостью 10^5 пуаз через различные промежутки времени после начала движения (по данным численного моделирования):

время, ч: а — 30, б — 60, в — 120; точки — сульфидные капли; R — радиус капель; остальные условные обозн. см. на рис. 2

2. Изменение числа рудных частиц в расчетном пространстве неравномерно во времени. Концентрация сульфидных капель во фронтальной части потока расплава остается высокой, в то время как в тыловой заметно уменьшается уже через короткий промежуток времени.

3. Скорость оседания частиц гораздо выше в потоке с более низкой вязкостью и, соответственно, с более высокой скоростью течения.

4. Укрупнение капель в результате слияния наиболее интенсивно на начальной стадии движения и вызывает параболический рост скорости их погружения.

5. При начальных радиусах капель 0,1–10 мм процесс их укрупнения в результате пересечения траекторий осаждения приводит к возникновению частиц с радиусом до 35 мм.

Таким образом, численным моделированием плотностной дифференциации капель сульфидного расплава в магматическом потоке проиллюстрированы: зависимость дальности переноса капель от их радиуса и плотности; влияние вязкости магмы на расстояние миграции капель сульфидного расплава различного состава; параболический рост скорости погружения сульфидных капель в расплаве при их укрупнении в результате слияния.

В итоге получена расчетная картина сепарации сульфидной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения в полого залегающем трубообразном канале эллиптического сечения, которая не противоречит основным положениям ранее разработанной количественной геолого-генетической модели сульфидно-силикатной системы. С помощью созданной компьютерной модели можно оценивать расстояния и траектории перемещения частиц рудного вещества разной плотности и размера рудоносным расплавом различной вязкости, анализировать характер рассеяния сульфидных капель в магматическом канале во времени и пространстве, прогнозировать размерность частиц, образующихся в результате слияния исходных сульфидных капель на определенных отрезках процесса, и определять участки их скопления. Полученные результаты не противоречат наблюдаемой на реальных объектах Талнахской группы латеральной и вертикальной зональности рудных залежей, характеризующейся «зависанием» вкрапленных существенно медистых руд над гнездовыми и массивными (сплошными) медно-никелевыми, локализованными в приподнятых частях продуктивных плутонов.

Компьютерное моделирование проведено лишь для небольшого сегмента пространства расчетного канала и ограниченного числа переносимых рудных частиц. Ситуация будет иной, если на процессы столкновения и слияния сульфидных капель будут оказывать влияние «впереди и позади идущие» порции сульфидно-силикатного расплава. Кроме того, для моделирования принята постоянная вязкость расплава во всем объеме канала. Вязкость магм однако зависит от состава и содержания летучих компонентов и температуры, максимальной в осевой области канала. Поэтому для более строгого расчета ее следует рассматривать как функцию от координат, что может существенно повлиять на результаты моделирования. Для решения задач построения численной модели применительно к каналам переменного сечения и конвективному переносу рудных частиц, которые в большей степени отвечают реальным обстановкам рудообразования в сульфидно-силикатной системе, разработанные алгоритм расчета и программное обеспечение должны быть модифицированы, что предусмотрено дальнейшими работами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
2. Кривцов А.И., Чижова И.М., Егорова И.В. Баланс масс и содержания в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах // Отечественная геология. 1996. № 1. С. 3–8.
3. Кривцов А.И., Чижова И.М., Евстигнеева Т.Л. Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 55–66.
4. Кривцов А.И., Кочнев-Первухов В.И., Конкина О.М. и др. Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. — М.: ЦНИГРИ, 2001.
5. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.Б. Механика сплошных сред. Гидродинамика и теория упругости. — Л.: ОГИЗ, 1944.
6. Лихачев А.П. О динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 20–26.
7. Лихачев А.П. Модели распределения и накопления рудных веществ в интрузивах норильского типа // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 35–36.
8. Лихачев А.П. Талнахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды // Руды и металлы. 1998. № 1. С. 36–46.
9. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, М.М.Константинов, В.В.Кузнецов и др. // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 11–31.
10. Справочник металлурга по цветным металлам. — М.: Металлургиздат, 1953. Т. 1.
11. Федотов С.А. О подъеме основных лав в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений // Докл. АН СССР. 1976. № 10. С. 5–23.

К вопросу о возрасте жарыкского известняка Центрального Казахстана и проблемы выделения ашгилла

М.Н.КОРОЛЕВА

В данной статье приведен краткий обзор трилобитов ашгилла по книге М.К.Аполлонова [2, с.78], собранных им, как отмечено, в жарыкском известняке. Их возраст и распространение показывают, что если анализировать с точки зрения современной литературы, то жарыкские известняки вполне могут быть каралокскими. Правильнее было бы относить их к позднему ордовика, а не достоверному ашгиллу, пока нет детально изученного составленного опорного стратиграфического ашгилла Казахстана с привязкой к литослоям трилобитов и другой фауны.

Трилобиты, собранные М.К.Аполлоновым из известняка в урочище Жарык [2, с.78]. *Trinodus*=*Arthrorhachis* (синонимы): вид *tardus* известен не только в ашгилле, но и в позднем каралоке. Род распространен от тремадока до ашгилла, включая и типовой вид [19]. Известен в Европе, США, Азии.

Phillipsinella parabola — синоним *P.preclara* (D.Bruton, 1976). Род переизучен. Его представители встречаются в позднехасмопсовых известняках каралока Норвегии, среднем—позднем каралоке Букантау (Р.Н.Абдуллаев, О.Н.Халецкая, 1970), ашгилле Узбекистана и Казахстана (М.К.Аполлонов, 1974; Р.Н.Абдуллаев, 1972). Нахождение его в жарыкском известняке очень сомнительно, т.к. это типично терригенный род.

Telephina (*Telephina*) *fracta* — поздний каралок Богемии [24], этаж 4 с *Chasmops* Норвегии и Швеции (E.Ulrich, 1930). Род *Telephina* характерен для низов среднего ордовика—ланвири: в США — слои Чези, то же и в Казахстане — слои с *Roborgia marianna* и *Telephina bipunctata* (Лидиевский стратиграфический, ранний и средний ордовик), известен в среднем и позднем ордовике Чехии, Скандинавии, Британии, лланвири Ирландии (Harper, Graham и др., 1988) — космополит.

Remopleurides emarginatus — средний, поздний каралок Малайзии (Т.Кобаяши, Т.Намада, 1975), поздний каралок и ашгилл Чингиза (И.М.Колобова, 1971). Род космополит, его представители известны от аренига до ашгилла (Т.Кобаяши, Т.Намада, 1978). По данным В.Веббу (1973), близкие казахстанским формы рода известны в раннем и среднем каралоке Нового Южного Уэльса (Австралия); в Норвегии — таблица распространения ремоплеуриды в ордовике (F.Nikolaissen, 1982) показывает, что этот род доминирует в среднем и позднем каралоке, то же и в Казахстане [8].

Cyclopygidae — наиболее широко распространены в терригенных фациях от позднего аренига до ашгилла (Т.Кобаяши, Т.Намада, 1970; W.Dean et al., 1997), [3, 8].

Microparia (*Microparia*) *speciosa* — средний, поздний каралок. Типовой вид — *Microparia* (*Microparia*) *bruggeri* — арениг Богемии, Малайзии (Т.Кобаяши, Т.Намада, 1970), лландейло Памира (Е.А.Балашова, 1966). Много представителей рода установлены в позднем арениге Южного Уэльса в биоzone Фенниан [19], кроме изученных из аренига Богемии (L.Holub, 1912; L.Marek, 1961) известны из позднего ордовика Швеции, Польши (Z.Kielan, 1960) Казахстана [8], (М.К.Аполлонов, 1974), в *Nileid biofacies* в Китае [25].

Psilacella trirugata — поздний ордовик Гирвана (W.Whittard, 1952) *Psilacella bona* — лланвири, р.Сага Северного Казахстана [11], поздний арениг Южного Уэльса [19].

Sagavia sp. Представители рода принадлежат к семейству Cyclopygidae, подсемейство Cyclopyginae (R.Raymond, 1925); это типично терригенная фауна, и наличие *Sagavia* sp. а также Cyclopygidae и Microparia и других в жарыкском известняке требует проверки. Известны: *Sagavia felix* — лланвири—лландейло, Северный Казахстан, р.Сага [8]; *Sagavia glans* — поздний арениг [19] Южного Уэльса. *S. elongata* ашгилл, установлен по трилобитам в тектоническом блоке Сая Шакуш района Мадыген Узбекистана, но криноиды имеют возраст средний—поздний ордовик, ближе — каралок, граптолиты не найдены (З.Е.Петрунина, 1975). В другом тектоническом блоке района Сулюкты (предгорья Туркестанского хребта) много граптолитов явно каралокского возраста, но не найдены трилобиты (Л.Н.Репина и др., 1975).

Symphysops subarmata elongata — ашгилл (Z.Kielan, 1960), поздний ордовик Каналы, Чехии и др. (J.Barrande, 1852, 1872; G.Cooper, C.Kindle, 1936). Представители рода широко распространены как в терригенных слоях, так и в известняках от аренига до ашгилла, известны в лланвири Казахстана и Южного Уэльса, в Турции в Sort Tepe Formation — ашгилл (W.Dean et al., 1999).

Warburgaspis irregularis, по данным Z.Kielan, 1960, — средний, поздний ордовик, а не только поздний.

Hammatocnemis — средний, поздний ордовик Китая, синоним *Ovalocephalus* (М.Н.Королева, 1959), [22], поздний каралок Северного Казахстана, ашгилл (М.К.Аполлонов, 1974), поздний ордовик Таиланда — *Ovalocephalus* sp. (R.Fortey, 1995).

Cyphoniscus socialis — средний—поздний ордовик: Чези США (H.Whittington, 1956), этаж 4 (каралок) Норвегии, каралок Китая [24]. Шесть пифалон *Cyphoniscus* Salter описаны из раннего лланвири Южного Урала [1].

Установленный новый род *Lisogoraspis* (М.К.Аполлонов, 1974) — синоним *Gastropolus* (W.Whittard, 1966) из лланвири Шропшира и среднего аренига Южного Уэльса [19].

Установленный новый род *Trigonoproetus* (М.К.Аполлонов, 1974) — синоним рода *Xenocybe* (R.Owens, 1973) из позднего ордовика Британии.

Tretaspis aff. *granulata* (табл. XX, фиг. 10–12): образцы не описаны, по заключению A.Owen (1989). Они сходны — близки *Nankinolithus* (H.Lu, 1954) из позднего каралока.

М.Н.Чугаева в книге «Ордовик Казахстана» (1958, с.132) отмечал, что правильно установить возраст горизонта на основании анализа сообщества трилобитов можно лишь в том случае, если мы знаем их вертикальное распространение с аналогичным литологическим составом в опорном разрезе, а не строим свои заключения только по данным вертикального распространения трилобитов в других странах.

К сожалению, в Казахстане нет составленного опорного стратиграфического ашгилла, хотя данных для его выбора, дальнейшего изучения и составления имеются. Это площадь хребтов Чингиз и Тарбагатай, где работали многие геологи и палеонтологи, а также Чу-Илийские горы Южного Казахстана (работы Б.М.Келлера, М.Н.Чугаевой и др.).

Приведенные сведения о возрасте трилобитов жарыкского известняка Центрального Казахстана не умаляют значения всей книги М.К.Аполлонова об ашгилле. Изуче-

ние позднеордовикских трилобитов и страторазрезов необходимо для установления и обоснования более точного положения границ между ордовиком и силуром и для совершенствования региональной шкалы ордовикской системы, составленной И.Ф.Никитиным, М.К.Аполлоновым, Д.Т.Паем и др.

Выделенные для ордовика И.Ф.Никитиным и другими шесть структурно-фациальных зон (1972) и С.М.Бандалетовым (1969) для силура четыре фациально-структурные зоны с подзонами в основном совпадают. Н.Ф.Михайлова (1970) из этих зон изучила обширные коллекции граптолитов верхов позднего ордовика и пограничных отложений силура. Она отмечала, что установленная Б.М.Келлером зона *Rectograptus truncatus* для позднекарадокских отложений Южного Казахстана одновозрастна комплексу граптолитов нижней части акдомбакской свиты Восточного Казахстана и ангренинской свите Центрального. Позднекарадокские отложения постепенно сменяются отложениями с комплексом граптолитов ашгилла. Н.Ф.Михайлова предлагала проводить границу между ордовиком и силуром по кровле зоны *Glyptograptus persculptus*, в связи с чем обращено внимание на одновозрастность зон *Glyptograptus persculptus* и *Climacograptus normalis*. За основание силурийской системы необходимо принимать слои с акидогронтами типа *A. ascensus* и их аналоги. На этом уровне из бентосных групп могут быть единичные находки *Dalmanitina mucronata* и представители рода *Stricklandia*.

В позднем ордовике Чингиза и Тарбагатай О.П.Ковалевский выделил слои с *Amsassia chaetoides*, *Agetolites mirabilis* для позднего карадока и с *Catenipora Libera* с комплексом кораллов, характерных для слоев с *Holorhynchus giganteus* ашгилла. Трилобиты этих слоев для Чингиза частично изучены И.М.Колобовой (1972).

Один из разрезов силура, где имеются литобиофашии позднего ордовика и низов силура, расположен в Юго-Западном Чингизе, севернее горы Акдомбак. С.М.Бандалетов (1969, с.33) установил здесь стратотипический разрез позднего силура — альпеиской свиты. Приведем часть разреза из зоны контакта: на известковых песчаниках и зеленых алевролитах, содержащих *Holorhynchus giganteus* и остатки граптолитов позднего ордовика — *Dicellograptus* ex.gr. *complanatus* Lapw., *Climacograptus* aff. *supernus* E.et W. и *Rectograptus* ex.gr. *giganteus* Keller (определение Н.Ф.Михайловой), согласно без перерыва залегают: 1) буро-лиловые и серо-зеленые алевролиты и мелкозернистые песчаники, 200 м; 2) полимиктовые мелкогалечные конгломераты. В гальках известняка найдены: *Agetolites* sp., *Plasmoporella* cf. *convexotabulata* Kiaer, *Lichas* sp., *Bumastus* sp., *Pliomerina* sp. и другая фауна. Это уже литобиофашии альпеиской свиты раннего силура (табуляты определены О.П.Ковалевским).

Необходимо продолжить изучение фауны границ ордовика и силура в отдельных структурно-фациальных зонах, каждая из которых имеет свою специфику, и ашгилл, где имеются ордовик и силур, может быть представлен особым комплексом трилобитов, граптолитов, кораллов и другой фауны. Например, в Турции, по данным W.Dean и Z.Zhou (1988), только в центре юга и на юго-западе в формации *Sor-t-ter* установлен непрерывном разрезе ашгилл ордовика—силура, включающий трилобиты: *Cyclopyge*, *Cyphoniciscus*, *Panderia*, *Simphysops*, новый род *Ulugtella* Petrunina и один новый вид *Placoparia* (*Hawleta*) *marcouxi*.

В Чехии пытаются уточнить стратиграфическое положение карадокских слоев (Празский бассейн). P.Storch, M.Merge (1989) изучили найденные там пять видов граптолитов: *Climacograptus angustus* (Perner), *Glyptograptus teres* Perner, *Rectograptus truncatus fritschii* Perner, *Pleurograptus? chuchlensis* Pribul, *Dicellograptus anceps* (Nicholson). Как отмечают авторы, они не могут уточнить стратиграфическое положение формации. Точное ее положение по-прежнему

определяется старыми коллекциями и большей частью это сделать невозможно. Недавно найденные граптолиты были собраны в основании верхней части Косов (Kosov) вместе с фауной *Hirnantia*.

Трилобиты формации Kralov Dvov (ордовик) Празского бассейна республики Чехия наиболее полно изучены Ф.Шоу (2000). Он детально изучил 48 местных видов трилобитов, принадлежащих 41 роду, указав примерное число имеющихся экземпляров каждого вида.

Состояние изучения некоторых казахстанских позднеордовикских трилобитов все еще дискуссионно. Род *Philipsinella* переизучен Д.Брутоном (1976) и не может устанавливаться—подтверждать возраст слоев только лишь ашгилла. Карадокский род *Nankinolithus* (Lu, 1954) по изучению близкий родственник рода *Tretaspis* (M'Coy, 1849), но отличается отсутствием боковых глазных туберкул и глазных гребней, отсутствием в списках наружного порядка на фронтальной ямке I на щечных углах. При отсутствии соответствующей литературы, где имеются изображения и описание *Nankinolithus Nankinensis* (типовой вид), палеонтологи определяют его как *Tretaspis* и относят слои к ашгиллу (М.К.Аполлонов, 1974; И.М.Колобова, 1971; W.Weber, 1948).

Норвежские позднеордовикские иллаенидные трилобиты изучены D.Bruton и A.Owen в 1988 г. Описаны новые камерные луелиды (понятные) (*luelida*) методы измерения иллаенидных трилобитов, которые позволяют провести количественное определение выпуклости цефалонов и пидидиев. Применение этих методов показало, что ранее определенные диморфы *Stenopareia glaber* — только конечные члены непрерывного изменения и что вид распространяется от позднего карадока в ашгилл. Количественное и качественное различие между *S.glaber* и *S.linnaarsoni* представлено вместе с описанием *Illaeenus* (*Pari Illaeenus*) *roemerii* и образцов под названием *I.(p)* cf. *dalecarlicus*. Последний проливает свет на возможную связь между *Ostillaenus* и другими иллаенидами. Рассматривается и представлен в графическом виде сопоставительный материал из Швеции и новый материал о *Panderia* из Норвегии.

Изучение научных проблем геологии и палеонтологии в отдельных самостоятельных структурно-фациальных зонах и их специфичности — необходимое направление палеонтологической науки Казахстана, что подтверждается современными материалами по палеонтологии, петрографии и минералогии отдельных зон. Каждая зона специфична в той или иной области.

Выделены зоны: для силура Казахстана С.М.Бандалетовым (1969), ордовика И.Ф.Никитиным (1972). Изучаемая нами территория Восточно-Кокчетавского синклинория (ВКС) отнесена последним к Степняк-Бетпакалинской зоне. ВКС —северная часть зоны, где впервые для Казахстана происходили сильная эффузивная и интрузивная деятельность и тектонические движения (таконская фаза каледонской складчатости), наиболее сильно проявленные в среднем ордовике. Кратковременная карадокская трансгрессия с постепенной ликвидацией геосинклинального режима превратила территорию ВКС в блоковую структуру каледонид, подобно Северной платформе Китая, с которой она связана общим развитием фауны в ордовике. Силур здесь отсутствует, ашгилл размыт.

Следует отметить, что граница между ордовиком и силуром в 1984 г. была утверждена в Москве МСК по кровле зоны граптолитов ордовика *Glyptograptus persculptus* и в основании граптолитовой зоны *Akidograptus acuminatus* силура (Н.Ф.Михайлова, 1970; М.К.Аполлонов, 1992).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анцыгин Н.Я. Трилобиты Караколь-Михайловского горизонта раннего ордовика Южного Урала // Матер. по палеонтологии палеозоя Урала и Сибири. 1977. С. 68—93.

2. Аполлонов М.К. Ашгильские трилобиты Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1974.
3. Балашова Е.А. Систематика трилобитов *Asaphina* и их предтеки в СССР. — Л.: Недра, 1976.
4. Бондарев В.И., Бурский А.З., Нехорошева Л.В. Схема стратиграфии ордовика Арктических районов Урало-Новоземельской складчатой области и ее сопоставление со схемами ордовика Северной Европы // Междунар. геол. Конгресс. XXII сессия. М., 1968. С. 86—94.
5. Заика-Новицкий В.С. Стратиграфия среднего ордовика Степнякско-Акуйского района в Северном Казахстане // Сб. науч. тр. Киев, 1970. № 5. С. 171—180.
6. Копаткевич Р.А. Общие черты геологического строения части коксенгирского синклинория в Северном Казахстане // Сб. науч. тр. КазГМИ. 1959. № 20. С. 114—126.
7. Королева М.Н. Новые среднеордовикские трилобиты *Shumardina* Северного Казахстана // Палеонтологический журнал. 1964. № 1. С. 71—75.
8. Королева М.Н. Трилобиты ордовика Северо-Восточного Казахстана. — М.: Недра—Алма-Ата: КазИМС, 1982.
9. Королева М.Н. Новые данные о среднем ордовике Лидиевского стратотипа и трилобитах *Asaphina* в Северном Казахстане. — Алматы: КазЮТА-Минерал, 1995.
10. Королева М.Н. Казахские трилобиты семейства *Cyclopygidae* Raymond 1925 // Палеонтологический журнал. 1967. С. 79—91.
11. Королева М.Н. Палеобиогеография ордовикских трилобитов Восточно-Кокчетавского синклинория Северного Казахстана // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 38—42.
12. Пикетин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. — Алма-Ата: Наука, 1972.
13. Петрунина З.Е. Трилобиты и биостратиграфия тремалока западной части Саяно-Алтайской горной области. Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. 1966.
14. Розова А.В., Розов С.Н. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Северо-Западного Салаира. — М.: Наука, 1985.
15. Ушаков С.А., Ясманов П.А. Дрейф материков и климаты Земли. — М.: Мысль, 1984.
16. Хэ Го-Цы. Стратиграфия и гриптолитовая фауна ордовикских отложений Севера и северо-запада Центрального Казахстана. Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. 1964.
17. Цай Д.Т. Гриптолитовые комплексы нижнего ордовика и лавирна Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 5. С. 23—34.
18. Шлыгин Е.Д., Жуков М.А., Копаткевич Р.А. // Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. М., 1961. Вып. 41.
19. Fortey R.A., Owens R.M. The Arenig Series in South Wales: Stratigraphy and Palaeontology Arenig Series in South Wales // Bul. of British Museum (Nat. Hist.), Geol. 1987. Vol. 41, № 3. P. 9—303.
20. Frederick C. Shaw Trilobites of the Kralov Dvor Formation (Ordovician) of the Prague Basin Czech Republic // Vestnik esk ho geologick ho ustau 75, 4, 2000. P. 371—404.
21. Gongzheng Yin, Ronald P. Tripp, Zhiyi Zhou et al. Trilobites and Biofacies of the Ordovician Pagoda Formation, Donggongsi of Zunyi, Guizhou Province, China // Trans. of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci., 90, 2000. P. 203—220.
22. Tripp Ronald P., Zhou Zhiyi, Pan Zhenqin. Trilobites from the Upper Ordovician Tangtuo Formation Jiangsu Province, China // Trans. of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci., 80, 1989. P. 25—68.
23. Yin Gongzheng. Ordovician Trilobites Succession Guizhou, China // Region. Geol. Surv. Team of Guizhou, 1986. № 4 (vol. 9). P. 410—424.
24. Zhou Zhiyi, Dean W.T. Ordovician Trilobites from Chedao, Gansu Province, North-West China. 1986. Vol. 29. Part 4. P. 743—786.
25. Zhou Zhi-yi, Zhou Zhi-qiang, Zhang Jin-lin. Ordovician trilobite biofacies of North China Platform and its western marginal area // Acta Palaeontologica Sinica. 1989. Vol. 28. № 3. P. 296—313.

УДК 551.24+552.32(470.22)

© А.Л.Кулаковский, 2002

К характеристике зоны контакта гранитогнейсового цоколя и чехла в Северном Приладожье

А.Л.КУЛАКОВСКИЙ (ИФЗ РАН)

В Северном Приладожье, по существующим представлениям, между выступами архейского гранитогнейсового цоколя и областью распространения протерозойской флишовой толщи ладожской серии расположены относительно узкие зоны питкьянтской серии, представляющей собой нижнюю часть чехольного комплекса и сложенной преимущественно метазфизитами основного состава, а также осадочными (карбонатными и терригенными) породами. В данной статье предложен иной вариант трактовки генезиса пород, относимых к питкьянтской серии, равно как и природы самих этих зон, рассмотренных ниже под названием «зоны контакта» (ЗК).

Питкьянтская серия (зоны контактов) заметно отличается как по набору пород, так и по структурному стилю и от гранитогнейсового цоколя, и от ладожской серии. Наиболее распространенная разновидность пород ЗК — так называемые амфиболовые сланцы; это название — не совсем удачное (поскольку главный минерал этих пород — роговая обманка не может в силу своего габитуса определять сланцеватость) и, строго говоря, эти породы представляют собой рассланцованные (и/или катаклазированные) амфиболиты с наложенным биотитом. Обилие таких амфиболитов и определяет в первом приближении индивидуальность ЗК, хотя своеобразие последних этим не исчерпывается. Специфический облик ЗК придает значительно повышенная (по сравнению и с цоколем, и с ладожской серией) доля в их разрезе карбонатных пород, разнообразных тектонитов (бластокатаклазитов, милонитов, филлонитов) и метасоматитов (вторичных кварцитов, грейзенов, известковых и магнезиальных скарнов и скарноидов и др.). А особенностью

структурного стиля ЗК следует считать линзовидно-полосчатый характер деформационных (разрывных) структур разного порядка при подчиненной роли складчатых (и притом преимущественно не крупных) форм.

Имеющиеся в литературе данные о характере площадного распространения питкьянтской серии противоречивы. Многие исследователи вслед за финскими геологами начала прошлого века придерживаются мнения о повсеместном присутствии между цоколем и ладожскими сланцами питкьянтских пород. Но в некоторых работах приводятся данные о нередком тектоническом выклинивании питкьянтской серии; так, контакты гранитогнейсового цоколя по разломам непосредственно с породами ладожской серии показаны на некоторых геологических картах [4, 5, 14].

Необходимо заметить, что границы ЗК (питкьянтской серии) на картах всегда будут в какой-то мере условными — какой бы из параметров (вещественных или структурных) не брать за основу при оконтуривании ЗК. Амфиболиты, близкие амфиболитам ЗК, широко распространены в пределах гранитогнейсового цоколя и изредка встречаются среди пород ладожской серии, карбонатные породы также иногда отмечены за пределами собственно ЗК: как в гранитогнейсах цоколя, так и в ладожских сланцах и гнейсах [4, 18]. Точно так же и разнообразные метасоматиты можно встретить (хотя и в несравнимо меньшем объеме) вне ЗК. С другой стороны, в пределах ЗК часто обнаруживаются пластины и линзы как гранитогнейсового цоколя (и на западе района — в зоне между Кириявалахтинским и Сортавальским выходами цоколя [1], и на востоке у Импилахтинского выступа [11, 14]), так и глиноземистых пород ладожской серии

[1, 14]. И по нашим данным, среди рассланцованных амфиболитов ЗК встречаются характерные для ладожской серии глиноземистые плагиогнейсы: гранат-биотитовые у северо-западного контакта Импилахтинского выступа, ставролит-гранат-биотитовые — у юго-восточного и ставролит-гранат-кордиеритовые — у северного контактов Киры-валахтинского выступа. Таким образом, границы ЗК на геологических картах отмечают лишь примерное положение контактов зон повышенной концентрации специфических, сильно переработанных (тектонически и метасоматически) пород, с одной стороны, и повышенной степени специфической деформации (рассланцевания, разлинзования и будинажа, катаклаза), с другой.

Породы зон контакта (петроструктурный аспект). Оставляя в стороне рассмотрение пород, более характерных для цоколя (гранитогайсов) и ладожской серии (глиноземистых сланцев и гнейсов), нежели для ЗК, остановимся на тех породах, которые, собственно, и определяют облик питкьярнтской серии (т.е. с нашей точки зрения, ЗК): существенно амфиболовые и карбонатные породы, а также «седиментогенных» (согласно бытующим представлениям [13, 15]) кварцитах и кластитах.

Амфиболиты. Существенно амфиболовые по составу породы широко распространены не только в ЗК (где они, как сказано, представлены преимущественно рассланцованными амфиболитами), но также слагают многочисленные дайки амфиболитов в гранитогайсах цоколя и, кроме того, так называемые интрузии основных пород ялимьякского типа [1] — среднезернистых амфиболитов, известных как в самих ЗК, так и среди ладожских образований.

На наш взгляд, все эти существенно амфиболовые породы относятся к одному интрузивному комплексу, а отдельные разновидности их отличаются по степени и характеру структурной и вещественной переработки. Идеализированную последовательность преобразования этих ортопород можно наметить в следующем виде: габбро-амфиболит → амфиболит → рассланцованный амфиболит → апоамфиболитовый милонит → метасоматически преобразованный апоамфиболитовый тектонит. Практически в каждом случае существенно амфиболовая порода содержит элементы (петроструктуры и/или минеральной ассоциации) как минимум двух стадий преобразования и относить ее к той или иной разновидности можно только по преобладающим в данном случае элементам петроструктуры или породообразующим минералам. Кроме того, иногда отдельные стадии переработки могут выпадать (и, например, рассланцованный амфиболит может возникать непосредственно по габбро-амфиболиту).

Габбро-амфиболиты распространены заметно меньше, нежели амфиболиты и рассланцованные амфиболиты и слагают чаще всего не крупные линзы в рассланцованных амфиболитах ЗК (более мощные из этих линз и показаны на картах как тела «пород основного состава»), отдельные участки в амфиболитах даек среди гранитогайсов цоколя, а также немногочисленные тела в породах ладожской серии. Характерными признаками габбро-амфиболитов можно считать массивную текстуру (полосчатость любого — композиционного, мигматитового и прочего генезиса практически отсутствует), среднезернистое сложение, микроструктуру типа офитовой (предпочтительная ориентировка роговой обманки не ощутима), реликты магматического (?) титаномегнетита.

Амфиболиты — преобладающая разность для даек в гранитогайсах цоколя, но также широко распространены в виде пластин и линз в ЗК. Полосчатость (композиционная и, в меньшей степени мигматитовая) обычно грубая и нечеткая; зато очень ярко проявлена линейность по роговой обманке, относящаяся к типу «проникающей» b-линейности. По минеральному составу амфиболиты практически не отличаются от габбро-амфиболитов.

Рассланцованные (и/или катаклазированные) амфиболиты наиболее типичны для ЗК, но встречаются и среди амфиболосодержащих пород даек в гранитогайсах. Петроструктура этих разностей характеризуется появлением новой генерации роговой обманки (нередко в шлифах более светлоокрашенной, чем роговая обманка амфиболитов), ориентировка которой резко отличается от таковой b-линейности, а также возникновением тонкой (иногда очень тонкой, катакластической) полосчатости; по минеральному составу рассланцованные амфиболиты отличаются от габбро-амфиболитов и амфиболитов обычным присутствием новообразованного биотита (по которому фиксируется нечеткая, в силу небольшого его количества, сланцеватость) и изредка кварца. В отличие от «проникающей» (более или менее в равной степени распространяющейся во всем объеме) b-линейности амфиболитов петроструктура рассланцованных амфиболитов (линейность по новообразованной роговой обманке, сланцеватость по биотиту, полосчатость) имеет неоднородный, зональный характер и интенсивность ее проявления обычно резко меняется вкрест простирания ЗК. Катаклиз (грануляция плагиоклаза) — другая сторона того же процесса структурно-вещественного преобразования амфиболитов (или габбро-амфиболитов) в рассланцованные амфиболиты. Нередко грануляция плагиоклаза в более лейкократовых полосах отчетливо сопряжена с рекристаллизацией роговой обманки и появлением новообразованного биотита в меланократовых полосах. Как правило, в рассланцованных амфиболитах сохраняются реликты петроструктуры амфиболитов (кристаллы роговой обманки ранней генерации, ориентированные по типу b-линейности, а также порфирыокласты плагиоклаза в матрике из более мелких, возникающих при грануляции зерен), а иногда и габбро-амфиболитов (идиоморфные крупные, не обладающие предпочтительной ориентировкой зерна роговой обманки). С рассланцованными (и катаклазированными) амфиболитами пространственно и генетически связаны существенно биотитовые (с реликтами роговой обманки и плагиоклаза) филлониты, слагающие обычно маломощные зонки по контактам тектонических линз рассланцованных амфиболитов (как в ЗК, так и в дайках).

Апоамфиболитовые милониты распространены довольно ограниченно в виде тонких полос в рассланцованных амфиболитах и представляют собой мелкозернистые тонкополосчатые породы, сложенные в основном вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, кальцитом, сульфидами. На апоамфиболитовую природу этих милонитов указывает тесная ассоциация их с рассланцованными разностями амфиболитов, а также иногда сохраняющиеся в матрике порфирыокласты роговой обманки и плагиоклаза.

Метасоматически преобразованные апоамфиболитовые тектониты встречаются в ЗК довольно часто, хотя и в незначительных количествах. Они представляют собой обычно рассланцованные амфиболиты или апоамфиболитовые милониты (реже амфиболиты и даже габбро-амфиболиты), в той или иной степени преобразованные в процессе постдеформационного метасоматоза. В полосчатых рассланцованных амфиболитах по материалу лейкосомы нередко идет формирование плагиоклаз-клинопироксеновой ассоциации (типа «околоскарновых» пород), в этих же рассланцованных амфиболитах встречаются участки роговообманко-клинопироксеновых инфильтрационных «жилых» скарнов, а по контактам с карбонатными породами возникают скаполитсодержащие ассоциации; по апоамфиболитовым милонитам отмечался порфиробластез антофиллита, кордиерита, граната, турмалина, в амфиболитах и габбро-амфиболитах — образование ассоциации кислотно-выщелачивания (куммингтонит — гранат — кварц). Все эти разнообразные (и, по всей видимо-

сти, разнотемпературные) метасоматиты объединяет безстрессовая обстановка формирования.

Как отмечено выше, в процессе преобразования амфиболовых пород отдельные стадии могут быть проявлены с разной степенью отчетливости, а иногда могут и вообще выпадать. Например, отмечены факты (зона южного контакта Кырьявалахтинского выступа цоколя) возникновения рассланцованных амфиболитов по габбро-амфиболитам (рис. 1), а милонитов и апомилонитовых Са-Fe-Mg-метасоматитов — по амфиболитам и габбро-амфиболитам (зона северо-восточного контакта того же выступа).

Особый интерес представляет процесс перехода амфиболитов (с характерной b-линейностью по роговой обманке) в рассланцованные амфиболиты, поскольку первые — наиболее распространенная разновидность амфиболсодержащих пород даек (в гранитогнейсах цоколя), а вторые — также наиболее обычная разновидность амфиболсодержащих пород, но в ЗК (т.е. питкьярантской серии). Характер соотношения амфиболитов и их рассланцованных разновидностей в обнажениях меняется в зависимости от интенсивности рассланцевания: от редкой сети тонких зон рассланцевания в массивных амфиболитах до мелких будин и линз последних в рассланцованных амфиболитах. В шлифах можно изредка наблюдать секущие контакты микролинзочек, сложенных светлоокрашенной роговой обманкой с наложенным биотитом (т.е. микрозон рассланцевания) по отношению к полосчатости амфиболитов с более темной роговой обманкой.

Очень ясно процесс перехода амфиболитов в рассланцованные амфиболиты можно проследить по изменению рисунка микроструктурной ориентировки роговой обманки в шлифах пород, отвечающих разным стадиям этого процесса (рис. 2). Из трех изученных образцов два отображены из пород «питкьярантской серии», один из дайки в гранитогнейсах, причем последний (900/10) характеризует промежуточную стадию преобразования амфиболитов (952/1) в рассланцованные амфиболиты (901/1). Из приведенных диаграмм можно видеть, что: рисунок ориентировки роговой обманки ранней генерации* характеризуется жесткой фиксацией оси [001] у шарниров мелких складок и рассеянием по большому кругу оси $\perp(100)$, т.е. ориентировка сугубо линейная и соответствует типичной b-линейности; ориентировка роговой обманки поздней генерации — практически монокристалльная с концентрацией $\perp(100)$ у полюса плоскости полосчатости (и/или сланцеватости по биотиту), т.е. линейно-плоскостная; по мере увеличения доли рекристаллизованной роговой обманки (поздней генерации) ориентировка ее становится все более упорядоченной, а ориентировка роговой обманки ранней генерации теряет исходную четкость. Очевидно также, что процессы рекристаллизации роговой обманки (возрастание доли зерен поздней генерации), биотитизации (а часто и окварцевания) и структурно-вещественной дифференциации (с возникновением все более четкой и тонкой полосчатости) сопряжены друг с другом.

Суммируя данные микроструктурного и петроструктурного изучения существенно амфиболовых пород, можно заключить, что: 1) петроструктурная эволюция амфиболовых пород «питкьярантской» серии, с одной стороны, и

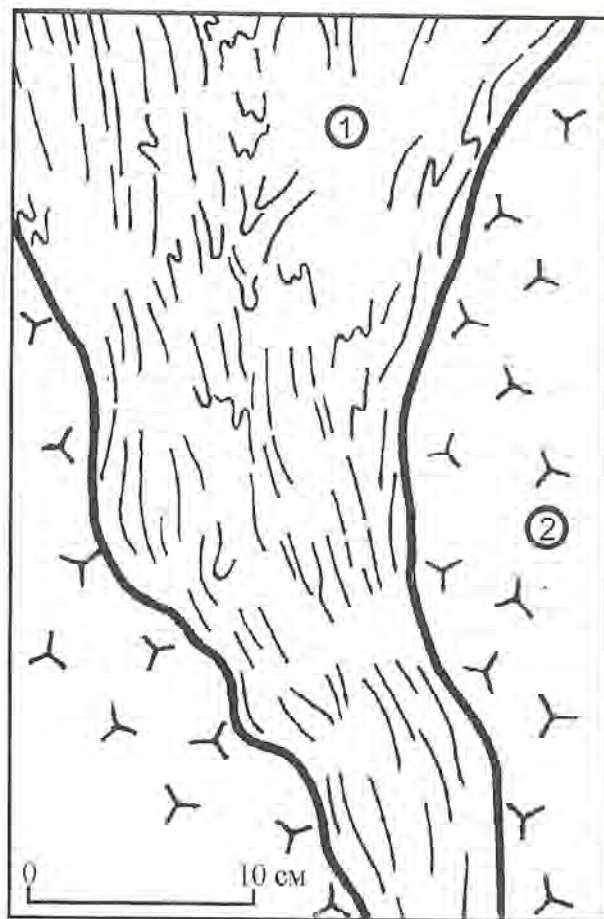


Рис. 1. «Жила» мелкозернистых биотитсодержащих рассланцованных амфиболитов (1) в среднезернистых массивных габбро-амфиболитах (2), зона южного контакта Кырьявалахтинского выступа цоколя

даек в гранитогнейсах, с другой, не просто сходная, но, по сути, идентичная; 2) первым «шагом» в эволюции и тех и других оказывается синметаморфическая деформация, ответственная за переход габбро-амфиболитов в амфиболиты с b-линейностью; 3) никаких следов более ранних событий в петроструктуре амфиболовых пород даек нет. Учитывая несомненные признаки (на макро- и микроуровне) возникновения рассланцованных амфиболитов по амфиболитам (с характерной b-линейностью), а также давно известное сходство состава и возраста амфиболсодержащих пород ЗК и даек в гранитогнейсах цоколя, можно с достаточной уверенностью рассматривать рассланцованные амфиболиты ЗК (или, что то же — «амфиболовые сланцы питкьярантской серии») как тектонически преобразованные амфиболиты даек.

Стоит заметить, что у прелюбопытствующих исследователей Северного Приладожья при разграничении «амфиболовых сланцев питкьярантской серии» и амфиболитов даек нередко возникали проблемы. Так, часть амфиболсодержащих пород среди гранитогнейсовых выступов некоторые геологи относили к питкьярантской серии [2, 13, 18]; при этом чередование «питкьярантских» амфиболитов с гранитогнейсами основания одни исследователи объясняли частой перемежаемостью тектонических линз тех и других [11], другие — захватом ксенолитов этих амфиболитов архейскими гранитогнейсами в ходе протерозойской ремобилизации последних [2, 13]. Ю.А. Морозов отмечал [11], что из-за сходства амфиболитов даек и амфиболовых сланцев питкьярантской серии контакт последней с выступами цоколя не всегда можно определить. И такая неуверенность вполне понятна, если единственным отличием

*Разделение зерен на генерации проводилось с использованием вспомогательных диаграмм (в координатах: X — угол между осью [001] и макроскопической b-линейностью, Y — угол между осью $\perp(100)$ и полюсом макроскопической полосчатости и/или сланцеватости), на которых все множество зерен в каждом из шлифов распадалось на две неперекрывающиеся совокупности; возрастное соотношение между этими совокупностями (т.е. идентификация их как генераций) определялось по замещению зерен одной совокупности (как правило, более густоокрашенных) зернами другой совокупности.

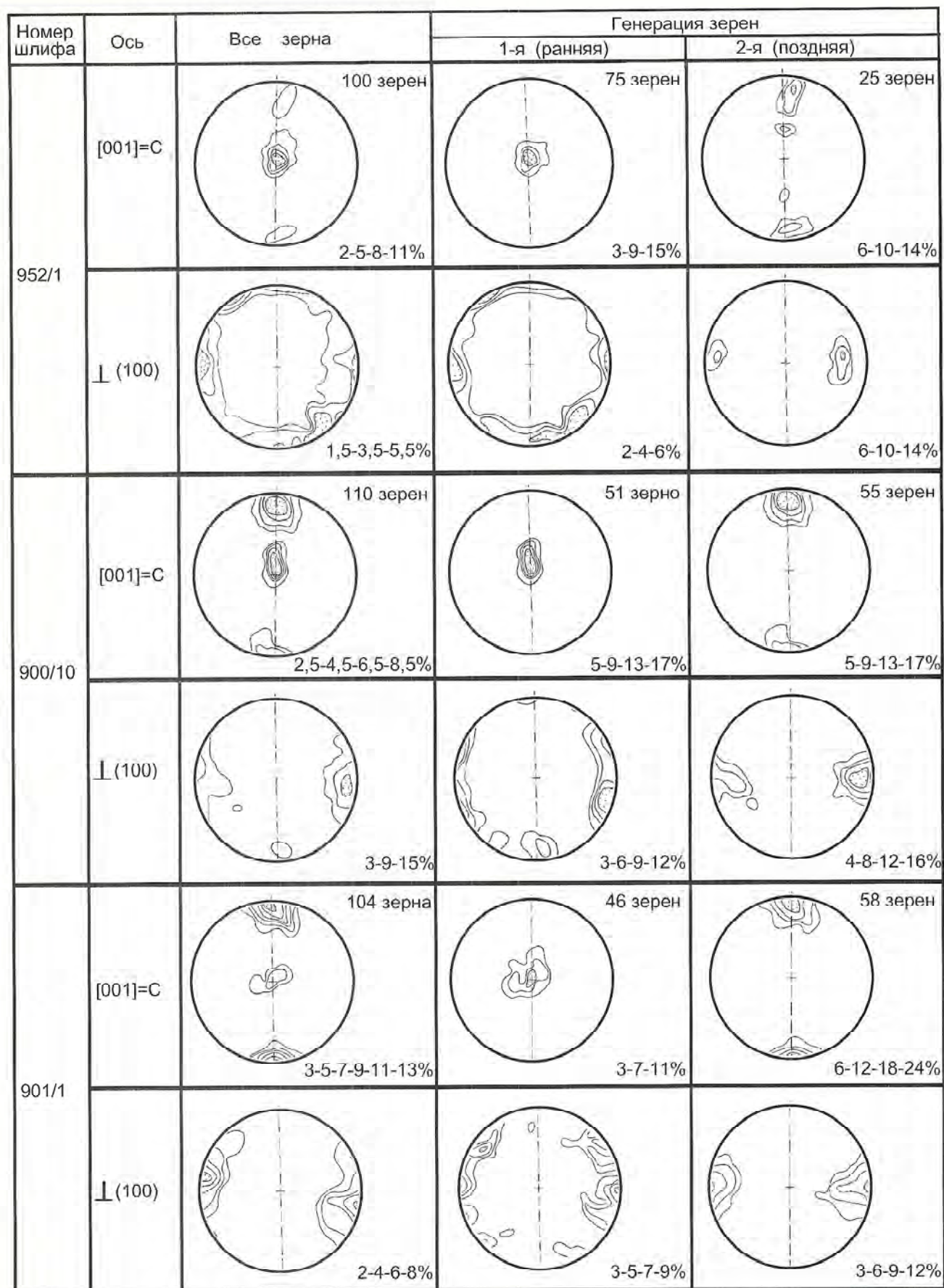


Рис. 2. Микроструктурная ориентировка роговой обманки в амфиболитах:

все диаграммы в плоскости, перпендикулярной плоскости полосчатости, б-линейности и шарнирам мелких складок, проекция на нижнюю полусферу; пунктир — след плоскости полосчатости; обр. 952/1 — массивный амфиболит питкьярантской серии; 900/10 — нечетко сланцеватый биотитсодержащий амфиболит дайки в Импилахтинском гранитогнейсовом «куполе»; 901/1 — рассланцованный биотит- и кварисодержащий амфиболит питкьярантской серии

амфиболитов даек от существенно амфиболовых пород питкьярантской серии объявляется [16] «более однородное сложение и крупнозернистая структура» первых. Согласно более развернутому определению [11], главными отличиями существенно амфиболовых пород питкьярантской серии от амфиболитов даек служат: значительная мощность; преобладание амфиболовых сланцев над амфиболитами и габбро-амфиболитами (хотя, как отмечено, и среди питкьярантской серии довольно часто встречаются массивные разности с габбровой структурой); обширное проявление Mg-Ca-метасоматоза (в дайках редкое); чередование (местами) с карбонатными породами. Три последние особенности можно без труда «списать» на более интенсивную деформацию и высокую проницаемость для флюидов ЗК, сравнительно с блоками гранитогнейсового цоколя. Что касается мощности, то, во-первых, и среди даек мощность отдельных тел достигает нескольких десятков метров, а, во-вторых, для ЗК («питкьярантской серии») следует учитывать лишь мощность индивидуальных тектонических пластин и линз, сложенных преимущественно амфиболитами, и мощность таких пластин и линз (чередующихся с пластинами с преобладанием гранитогнейсов или с пластинами частой перемежаемости амфиболитов и гранитоидов или с линзами карбонатных пород), видимо, сопоставима с мощностью даек.

Карбонатные породы. Кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы и силикатно-карбонатные породы (кальцифиры), как было сказано выше, преимущественно (но не исключительно) приурочены к ЗК. Эти породы состоят из разрозненных маломощных линз, реже более изометричные «массивы», но отнюдь не выдержанные «горизонты» на определенных стратиграфических уровнях.

Тела карбонатных пород района обладают полным набором признаков, которые, как это было показано нами ранее [7, 9], характерны для аллохтонных (тектонически перемещенных, отжатых) карбонатных тел в сложнодислоцированных комплексах.

1. Тела карбонатных и силикатно-карбонатных пород ЗК залегают главным образом среди наиболее деформированных амфиболитов: рассланцованных, разлинзованных и катаклазированных разностей (ЗК Импилахтинского выступа) или апоамфиболитовых милонитов и рассланцованных биотитсодержащих амфиболитов (восточное тело месторождения мрамора Рускеала); аналогичная закономерность локализации карбонатных пород отмечалась и предшествующими исследователями [18].

2. Отдельные более крупные «массивы» карбонатных пород в ЗК представляют собой фактически мегабудины, чья локализация и форма определяются крупными крутошарнирными складками. При этом отмечается приуроченность этих массивов к призмковым участкам таких складок (западное тело мраморов на месторождении Рускеала [4]) — закономерность, установленная для аллохтонных карбонатных штоков в сложноскладчатых докембрийских комплексах самых различных регионов (Центрального Алдана, Побужья, Адиондака, Средней Швеции, Китая и др. [7, 9]). Длинная ось таких карбонатных массивов-мегабудин (например, массива «Мраморная гора» [4]) обычно ориентирована параллельно шарнирам упомянутых складок.

3. Другая, также весьма типичная для аллохтонных карбонатных пород форма залегания карбонатных пород ЗК — зоны частого чередования апокарбонатных и апосиликатных тектонитов и тектонометасоматитов, мощность которых изменяется от нескольких дециметров до 100 м и более (восточный фланг месторождения Рускеала, рис. 3). Характерная особенность таких зон (и в Приладожье, и в иных регионах) — интенсивный метасоматоз (формирование скарнов и скарноидов) при взаимодействии тонкорасчлененного (катаклазированного) карбонатного и силикатно-

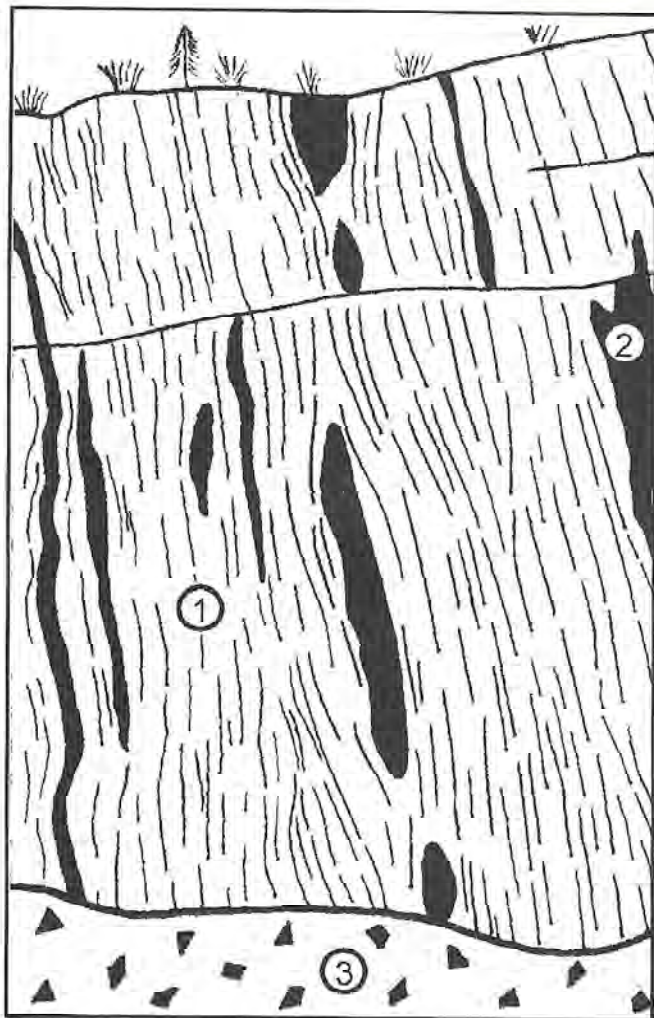


Рис. 3. Зона тонкопослабчатых тектонометасоматитов в биотитсодержащих рассланцованных амфиболитах:

1 — частое чередование кальцитовых мраморов, силикатных и карбонатно-силикатных скарноидов (из клинопироксена, паргасита, биотита, флогопита, сфена и кальцита в различных соотношениях) по предварительно милонитизированным плагиогнейсам и доломит-кальцитовым мраморам; 2 — будины и линзы несильно скарпированных некатаклазированных роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсов и плагиогнейсов; 3 — осыпь (восточный карьер месторождения мрамора Рускеала, высота уступа 10–12 м)

го материала; часто при этом наблюдается дедоломитизация, а иногда вообще снижение доли карбонатного материала, вплоть до нуля, с возникновением тектонометасоматитов — микситов из клинопироксена, скаполита, сфена, плагиоклаза, эпидота, волластонита, кварца, слюды [8].

4. Слоистость в карбонатных и силикатно-карбонатных породах не отмечалась, но тектоногенная полосчатая, линзовидно-полосчатая и складчатая структуры фиксируются повсеместно; весьма типична для этих пород мелко-складчато-слайдовая структура (рис. 4, а). При этом иногда видны складки разных генераций: наиболее распространены в карбонатных породах крутошарнирные складки (того же парагенеза, что и крупная складка, контролирующая положение западного тела Рускеалы), реже можно встретить более ранние пологошарнирные складки (в том же Рускеальском теле, а также [4] в районе оз.Хелмяярви).

5. Иногда карбонатные породы слагают жилообразные «втеки» («клинья») в гранитогнейсах и массивных габбро-амфиболитах [4, 18].

6. Практически повсеместно карбонатные породы содержат будины (блоки, отторженцы) вмещающих амфибо-

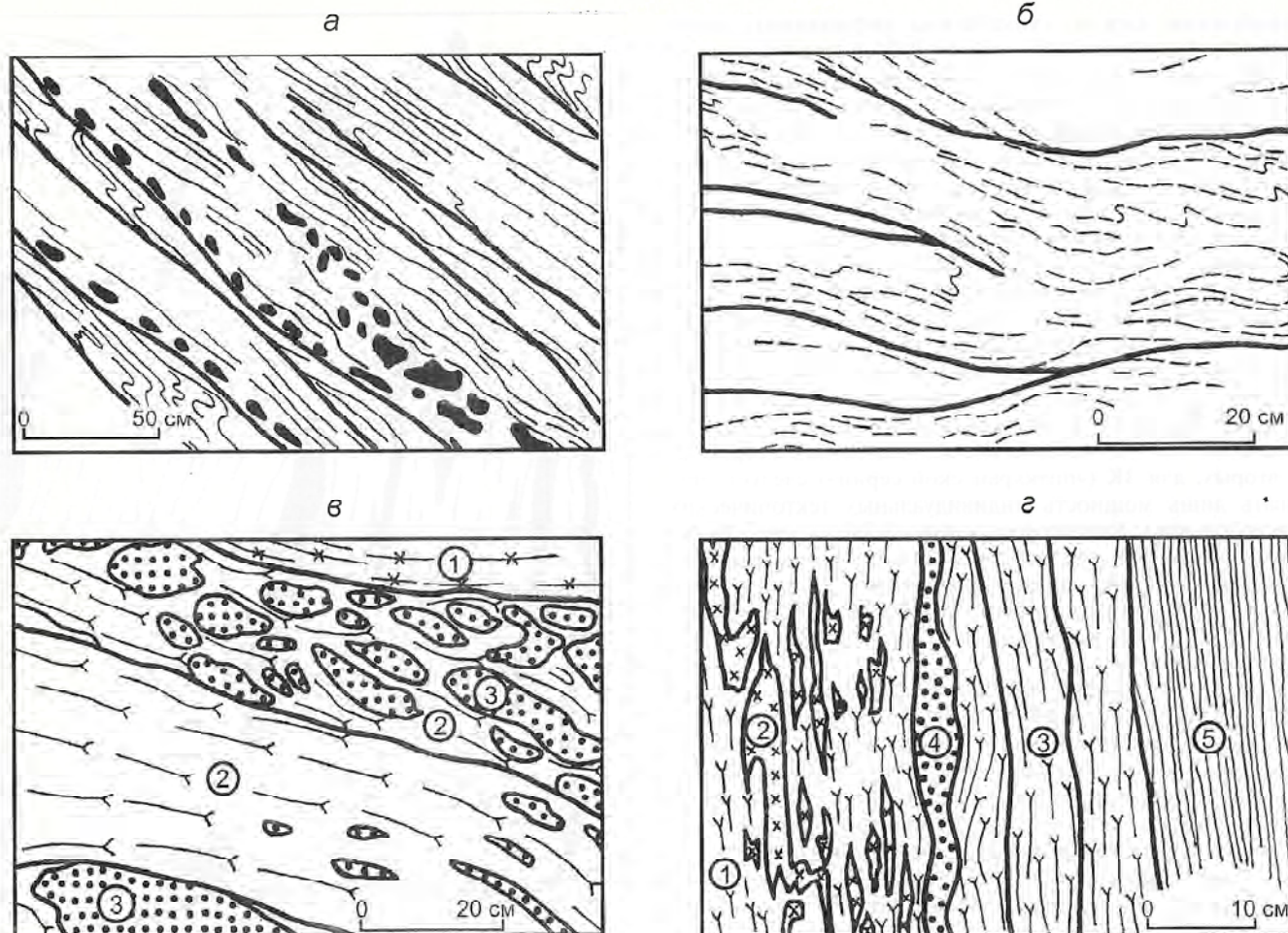


Рис. 4. Структурно-текстуальные особенности пород зон контакта:

а — мелкоскладчато-слайдовая структура мраморов (жирные линии — наиболее крупные слайды, черное — скарнированные плаггиогнейсы будин), западный карьер месторождения мрамора Рускеала; б — «просвечивающая» (палimpseстовая) мелкоскладчато-слайдовая структура «вторичных кварцитов» (окварцованных милонитов и ультрамилонитов по гранитоидам и амфиболитам) в зоне контакта Импилахтинского выступа цоколя (жирные линии — наиболее крупные слайды); в — «псевдоконгломераты»: чередование тектонических пластин и линз катаклазированных микроклинсодержащих плаггиогранитогайсов (1) и биотитсодержащих рассланцованных амфиболитов (2); будины катаклазированных гранитоидов в амфиболитах почти нацело замещены плаггиоклаз-клинопироксеновым скарнидом (3), зона контакта Импилахтинского выступа цоколя; г — неоднородная деформация амфиболитов: слева — пластина мелкоскладчатых некатаклазированных амфиболитов (1) с жилами плаггиогранита (2), в центре — пластина несильно катаклазированных амфиболитов (3) с мелкоскладчато-слайдовой структурой (жирные линии — наиболее крупные слайды) и жилами катаклазированного и скарнированного плаггиогранита (4), справа — пластина сильно катаклазированных амфиболитов (5) с очень тонкой катакластической полосчатостью («псевдослоистостью»), зона контакта Импилахтинского выступа цоколя

литов, гнейсов, гранитоидов вплоть до возникновения зон агматитов с карбонатным матриксом [4]. Такие будины обычно сильно, а часто нацело скарнированы.

7. Характерный признак аллохтонных карбонатных пород — синдеформационная дедоломитизация: в процессе пластического течения двукарбонатных мраморов с захваченными включениями вмещающих силикатных пород. Нередко, особенно на участках наиболее интенсивной деформации, в зонах наибольшего «загрязнения» мраморов силикатным материалом включений взаимодействие карбонатного и силикатного материала приводит к образованию существенно кальцитовых пород с магнезиальными силикатами [12]. Так, на западе месторождения Рускеала крупный «шток» мраморов в значительной мере сложен доломитовыми разностями, в то время как на востоке того же месторождения в зоне очень частого чередования силикатных и карбонатных тектонометасоматитов абсолютно преобладают кальцитовые разности карбонатных пород. Прямую зависимость содержания в мраморах кальцита и тремолита отмечал В.И.Кицул, из чего он сделал вывод о возникновении части кальцита в мраморах в результате

дедоломитизации [4], причем, судя по четкой микроструктурной ориентировке тремолита, эта дедоломитизация была именно синдеформационной.

В целом особенности локализации и структуры карбонатных и силикатно-карбонатных пород ясно свидетельствуют о тектоническом контроле их размещения и синдеформационном пластическом течении как механизме становления их тел, что для сложнорасчлененных комплексов скорее правило, нежели исключение [9].

Без сомнения, ремобилизация карбонатных пород проходила многократно, и имеется достаточно оснований для корреляции отдельных стадий ремобилизации и пластического течения карбонатных пород со стадиями тектонического преобразования амфиболитов. Так, стадии формирования амфиболитов с проникающей b-линейностью соответствует та из стадий течения карбонатных пород, на которой возникают будинообразные массивы в призмковых частях крутошарнирных складок и происходит синдеформационная дедоломитизация с появлением ассоциации кальцит+тремолит вместо доломита, причем микроструктурная ориентировка возникающего тремолита (судя

по материалам В.И.Кишула [4]) относится к типу b-линейности (ориентировка [001] параллельно шарнирам складок при рассеянии полюсов спайности по большому кругу).

Кварциты. Как и карбонатные породы, кварциты, помимо ЗК, встречаются (хотя и гораздо реже, чем в ЗК) и в гранитогнейсовых выступах цоколя, и в ладожской серии. Все изученные нами кварциты (в ЗК Импилахтинского и Кирьявалахтинского выступов) имеют метасоматический генезис. Геологическая позиция тел этих кварцитов почти неизменная: они приурочены к контактам сильно катаклазированных (до бластокатаклизмов, а чаще милонитов) амфиболитов и гранитоидов (гранитогнейсов, плагиогнейсов), причем в основном окварцеванию подвергаются апогранитоидные тектониты. Мощность зон окварцевания достигает первых десятков метров, к флангам этих зон окварцевание (точно так же, как и предваряющий его катаклаз) затухает «постепенно, но дискретно» путем появления все более мощных пластин и линз слабо окварцованных или вообще неокварцованных (и некатаклизированных) гранитогнейсов при одновременном уменьшении количества и мощности пластин и линз окварцованных тектонитов. Сходная картина локализации тел вторичных кварцитов по контактам сильно катаклазированных амфиболитов и гранитоидов описана Ю.А.Морозовым [11], а еще ранее Н.Г.Судовиков указывал, что «кварцитовые сланцы» представляют собой типичные бластомилониты [18]. «Просвечивающая» структура вторичных кварцитов ЗК, по сути, структура катаклазированных пород субстрата (гранитоидов и амфиболитов) — весьма типичная для большей части пород ЗК линзовидно-полосчатой, мелко-складчатой-слайдовой (см. рис. 4, б).

Другие «седиментогенные» породы зон контакта. В некоторых работах [13, 15 и др.] метаморфизованные кластогенные породы (конгломераты, песчаники, алевроиты и пр.) в разрезе питкьярантской серии (главным образом в составе «базальных горизонтов») упоминаются многократно, хотя описание и доказательства идентификации их как парарод отсутствуют. В ЗК Импилахтинского выступа, для которой авторами этих работ приводятся многочисленные «разрезы питкьярантской серии» с кластогенными породами, среди катаклазированных и метасоматически измененных амфиболитов и гранитоидов часто встречаются разности, внешне напоминающие псефиты и псаммиты: бластокатаклазиты по гранитогнейсам, на выветрелой поверхности имеющие облик средне-крупнозернистых песчаников, катаклазированных, будинированных (и, добавок, нередко сильно скарнированных) гранитоиды и амфиболиты, отдаленно напоминающие по текстуре конгломераты (см. рис. 4, в). Следует отметить, что ранее [11] уже указывалось, что за обломочные породы «базальных горизонтов» ошибочно принимались окварцованные бластомилониты. Заметим, кстати, что некоторые разности апоамфиболитовых тектонитов ЗК визуальнo можно принять и за туфогенные породы (катаклазированные амфиболиты с тонкой милонитовой полосчатостью, см. рис. 4, г), и за лавы с подушечной отдельностью (более массивные разности амфиболитов и габбро-амфиболитов, рассеченные сетью маломощных зонк рассланцевания).

В некоторых работах, например [15], применительно к амфиболовым породам ЗК («питкьярантской серии») широко применяется номенклатура эффузивов, хотя другие исследователи [1, 14] вслед за К.О.Кратцем [5] указывают на единственный в Северном Приладожье участок (район Рускеалы—Рюттюярви) распространения эффузивных и эффузивных пород (метабазальтоидов, метаморфизованных туфов) питкьярантской серии. Однако нами ни на этом, ни на других участках не было встречено в амфиболовых породах структур или текстур бесспорно эффузивного происхождения.

Структура зон контакта. На природу контактов выступов гранитогнейсового цоколя в литературе имеются диаметрально противоположные точки зрения. Одни исследователи [16] считают, что в Северном Приладожье на цоколе везде с нормальным стратиграфическим контактом залегают образования питкьярантской серии; напротив, К.О.Кратц утверждает [5], что за исключением одного случая (на западе Кирьявалахтинского выступа) эти контакты повсеместно тектонические. Некоторые геологи допускают существование контактов обоих типов [2, 14 и др.], причем Л.В.Григорьева и Н.Ф.Шинкарев (для куполов питкьярантской группы) указывают, что тектонические зоны по контактам выступов цоколя представляют собой только фрагменты региональных разломов [2].

На тектоническую природу контактов выступов цоколя, по данным предшествующих исследователей [11, 14, 18, 20 и др.], указывают: несогласное (к контактам) положение полосчатости в окружающих эти выступы породах и, как следствие, выклинивание у контактов как отдельных горизонтов питкьярантской серии, так и всей питкьярантской серии, сильный катаклаз (милонитизация) у контактов как в гранитогнейсах, так и во «вмещающих» их породах; мощное проявление у контактов метасоматических процессов: окварцевания, карбонатизации, скарнирования и пр.

На наш взгляд, ЗК представляют собой зоны весьма интенсивной, но неоднородной деформации: тектонического расчленивания, разлинзования, рассланцевания, будинажа, пластического течения, катаклаза с последующей (в меньшей степени синхронной, т.е. синдеформационной) метасоматической переработкой тектонитов этих зон. Неоднородность деформации в ЗК, — пожалуй, наиболее бросающаяся в глаза особенность строения этих зон проявляется на всех уровнях: от масштаба тектонических пластин мощностью десятки (а иногда и первые сотни) метров до масштаба шлифа. Неоднородность фиксируется как по интенсивности деформации (и отдельных стадий, и суммарной), так и по типу ее: преобладание или исключительное проявление в отдельных структурных доменах (тектонических пластинах, линзах, блоках) рассланцевания или мелкой складчатости, или будинажа, или катаклаза и т.д. По-видимому, в значительной степени неоднородность проявления деформации была предопределена композиционной гетерогенностью ЗК, включающих, как было отмечено, породы разного состава, с разными реологическими свойствами: амфиболиты, гранитогнейсы, мраморы, флишеидные осадки ладожской серии.

Как структурные домены первого порядка в рамках ЗК можно рассматривать тектонические пластины мощностью десятки (редко первые сотни) метров, отличающиеся, в первую очередь, степенью «линеаризации» своей внутренней структуры: а) преимущественно пластинчатой или тонколинзовидной; б) толстолинзовидной или блоково-линзовидной; в) преимущественно блоковой (до агматовой). Первый тип строения более обычен для тектонических пластин, сложенных в основном породами одного состава — амфиболитами либо гранитоидами, второй и третий типы — для пластин, включающих породы разного состава.

Примером строения пластины, сложенной преимущественно амфиболитами, может служить участок в заливе Импилахтинского полуострова. Здесь такая пластина включает пластины более высокого порядка, разграниченные субсогласными полосчатостями разломами — слайдами и отличающиеся разной интенсивностью рассланцевания и катаклаза (см. рис. 4, г), приводящих в пределе (правая часть рисунка) к возникновению весьма «линеаризованной» тонкополосчатой структуры апоамфиболитовых тектонитов. Внутреннее строение другой, относительно однородной по составу (сложенной преимущественно гранито-

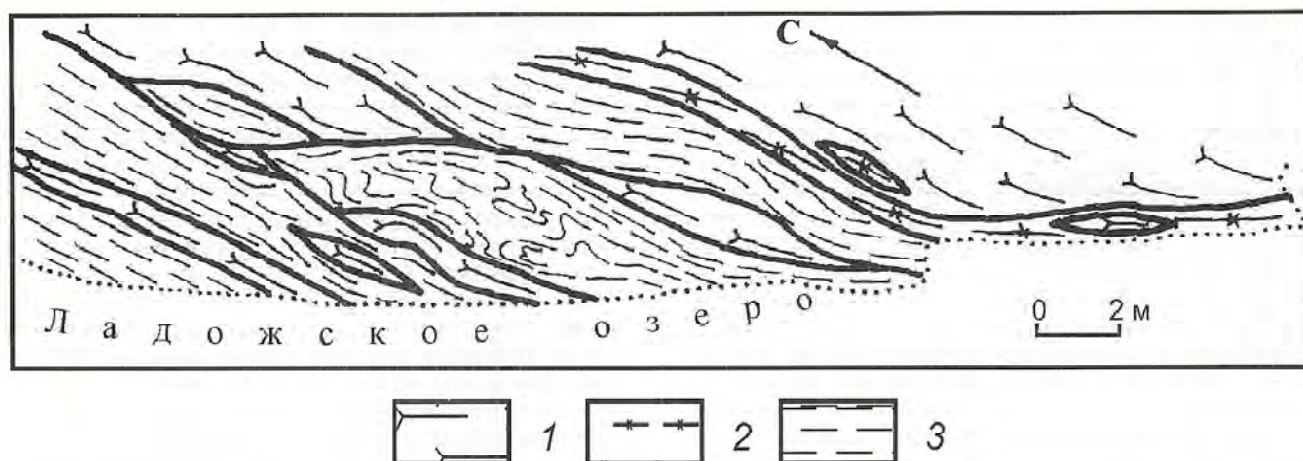


Рис. 5. Фрагмент зоны западного контакта Импилахтинского выступа цоколя (план):

1 — нечетко полосчатые несильно катаклазированные амфиболиты; 2 — катаклазированные плагиигранитоиды; 3 — частое чередование катаклазированных плагиигранитоидов и биотитсодержащих рассланцованных амфиболитов.

идами) тектонической пластины (участок на восточном берегу Импилахтинского залива) определяется чередованием довольно выдержанных по мощности (первые метры) пластин более высокого порядка, отличающихся главным образом степенью катакlastической переработки гранитоидов. Несмотря на высокую в целом степень деформации, в пределах тектонических пластин могут уцелеть блоки весьма слабо переработанных пород, вплоть до сохраняющих исходные структурно-текстурные признаки габбро-амфиболитов (ЗК к югу и северо-востоку от Кирьявалахтинского выступа).

Очень сложной внутренней структурой обладают тектонические пластины, включающие амфиболиты и гранитоиды примерно в соизмеримых количествах. Структура таких пластин (рис. 5) характеризуется сложной мозаикой линз, блоков и пластин высокого порядка, резко отличных по строению. При этом, как правило, амфиболиты ведут себя как более пластичные при деформации породы, нежели гранитоиды: при будинаже и разлинзовании блоки и будины катаклазированных гранитоидов обычно цементируются матриксом рассланцованных, нередко мелко-складчатых или пloyчатых амфиболитов или апоамфиболитовых тектонитов.

Структура крупных тектонических пластин со значительной долей карбонатных пород отличается высокой степенью «линеаризации» и при частой перемежаемости карбонатных и силикатных (амфиболитов, плагиигранитов, гранитоидов) пород имеет облик зон весьма пестрых по составу тонкополосчатых тектонометасоматитов (милонитов и ультрамилонитов, апомилонитовых скарноидов, окварцованных и карбонатизированных тектонитов) с линзами мраморов и кальцифилов, с будинами менее катаклазированных гнейсов и амфиболитов (см. рис. 3).

Последовательность деформаций в зонах контакта. В схематическом виде последовательность деформаций в зонах контакта может быть представлена следующим образом.

1. К самым ранним деформационным структурам в породах ЗК, видимо, относятся очень редко встречающиеся фрагменты мелких складок с субгоризонтальными шарнирами, зафиксированные нами в мраморах Рускеалы (также [4]). Эти складки сминаются более поздними регионально распространенными крутошарнирными складками. Деформационная обстановка образования этих ранних складок не ясна.

2. Стадия «главной» (по крайней мере, наиболее четко в настоящее время проявленной) складчатости: широко распространенные складки разного масштаба (порядка) с непостоянной ориентировкой осевых поверхностей, но

исключительно выдержанной ориентировкой шарниров. Последние повсеместно погружаются в южных румбах в плоскости полосчатости вне зависимости от ориентировки последней; при субширотном северо-западном простирании полосчатости (т.е. близком региональной ориентировке структур Саво-Ладожской зоны) шарниры этих складок, равно как и синхронная б-линейность, ориентированы по падению полосчатости.

В значительной степени структура ЗК оформилась на данной стадии, о чем свидетельствуют: крутошарнирные складки в амфиболитовом матриксе, цементирующем будины и отгорженцы гранитоидов, крутошарнирные складки в карбонатных породах и будинообразная форма (с длинной осью, параллельной шарнирам этих складок) некоторых тел мраморов, широко распространенная б-линейность по амфиболам в породах ЗК. К этой стадии относится преобразование габбро-амфиболитов в амфиболиты и синдеформационная децеломитизация мраморов. Деформация на данной стадии, по-видимому, не отличалась высоким градиентом и проявлена достаточно равномерно по всей территории района. Для некоторых участков ЗК можно утверждать, что деформация этой стадии была преимущественно сдвиговой. Так, в ЗК по западной границе Импилахтинского выступа рисунок крутошарнирных складок и системы сопряженных сколов указывают на левый сдвиг по субмеридианальным разломам.

3. Стадия деформации, ответственной за рассланцевание амфиболитов в ЗК и перекристаллизацию роговой обманки с возникновением менее четкой, нежели линейность предыдущей стадии, линейности (субгоризонтальной — для ЗК Импилахтинского выступа). К этой стадии можно отнести и начало катаклаза (возникновение блас-токатаклизитов по гранитоидам, филлонитов по амфиболитам). Деформация данной стадии — высокоградиентная, локализованная преимущественно в ЗК, а в их пределах — проявленная с резко различной интенсивностью в отдельных структурных доменах-пластинах.

4. Стадия милонитизации — еще более локальной и более высокоградиентной, чем деформация предыдущей стадии.

5. Стадия постдеформационного (по преимуществу) метасоматоза: образование Са-Fe-Mg-метасоматитов, разнообразных скарнов и скарноидов, продуктов кислотного выщелачивания и вторичных кварцитов.

Особенности деформационной истории ЗК, по всей видимости, — сохранение примерно однотипных *PT*-условий деформации первых трех стадий и увеличение градиента (неоднородности) деформации от стадии к стадии,

«стягивание» деформации со временем ко все более локальным зонам. Кроме того, создается впечатление «непрерывности» деформации, постепенных переходов от стадии к стадии.

Облик ЗК определяется следующими особенностями: 1) очень сложной линзовидно-полосчатой структурой, ведущий элемент которой — вязкие разрывы (слайды) разного порядка; 2) заметным (и крайне неоднородным по типу и по интенсивности [3, 20]) метасоматозом; 3) мощным (и, опять таки, весьма неоднородным) катаклизмом; 4) отсутствием в породах ЗК каких-либо несомненных седиментогенных текстур и структур (и, прежде всего, слоистости); 5) наличием аллохтонных (перемещенных) линз и штоков карбонатных пород. В последнее время установлена еще одна специфическая черта ЗК: неоднородность метаморфизма, проявленная в чередовании в их пределах пластин пород различных субфаций и даже различных фаций метаморфизма; при этом обнаружена прямая корреляция интенсивности метаморфизма со степенью сколовой деформации [17], которая, как отмечено выше, характеризуется исключительной неоднородностью. Представляется очевидным, что совокупность перечисленных особенностей ЗК исключает возможность составления каких бы то ни было «стратиграфических разрезов» таких зон («питкярантской серии») или их фрагментов.

Приведенные выше данные позволяют, по нашему мнению, сделать вывод, что ЗК представляют собой зону, пограничную между гранитогнейсовым цоколем и чехлом (флишоидами ладожской серии), насыщенную массой интрузий габбро-амфиболитов. Такие же интрузии («дайки») пронизывают гранитогнейсы верхней части цоколя, и незначительная часть габбро-амфиболитов внедрена в нижнюю часть чехла (ладожской серии). Другими словами, ЗК — гетерогенная зона, включающая: самую верхнюю часть гранитогнейсов цоколя вместе с прорывающими их телами габбро-амфиболитов; габбро-амфиболиты, приуроченные непосредственно к поверхности контакта цоколь—чехол; самую нижнюю часть толщи флишоидов чехла вместе с прорывающими их телами габбро-амфиболитов.

Тела габбро-амфиболитов имели, по-видимому, изначально близкую пластинчатую форму. Ю.А. Морозов в отношении даек амфиболитов в гранитогнейсах цоколя указывал [11], что эти интрузии должны были исходно быть ориентированными под углом не более 45° к горизонту (иначе не смогли бы возникнуть складки, сминающие эти интрузии). Присоединяясь к этому мнению, только заметим, что, как нам кажется: 1) этот угол был гораздо меньше 45° и пластообразные тела габбро-амфиболитов изначально были ориентированы субпараллельно поверхности стратиграфического контакта цоколя и чехла, т.е. субгоризонтально; точно так же были ориентированы тела габбро-амфиболитов и непосредственно в зоне контакта цоколя и чехла и в нижней части чехла. Таким образом, субгоризонтально ориентированные пластинчатые тела габбро-амфиболитов — «горизонтальные дайки» (термин К.Хаварда) — по отношению к гранитогнейсам с их древней складчатой структурой, «межформационными интрузиями» — непосредственно в зоне контакта цоколь—чехол и «силлами» — по отношению к флишоидам ладожской серии. С внедрением интрузий габбро-амфиболитов, собственно, и возникают (в близких современным очертаниях) ЗК, важнейшей особенностью которых с этого момента стала резкая гетерогенность строения.

Становление интрузий габбро-амфиболитов, по нашему мнению, следует датировать временем, предшествующим и зональному региональному метаморфизму, и наиболее ранним эпизодом деформации (свекокарельской) ладожских пород, что в целом не противоречит существующим взглядам на структурно-петрологическую эволюцию свекокарелид. Так, на юго-востоке Финляндии перед свеко-

карельской орогенцией выделена фаза становления даек и силлов основного состава в пизах чехольного комплекса и в гнейсах основания [22]. К самому первому этапу постладожской деформации относит образование пластовых тел ортоамфиболитов в гранитогнейсах цоколя Северного Приладожья и М.А.Черноморский [21]. Сходные с амфиболитами ЗК Приладожья метабазиты Южной и Юго-Восточной Финляндии в основном датируются периодом 2,2—2 млрд. лет: упомянутые дайки и силлы в низах чехла и в гнейсовом основании древнее 2,1 млрд. лет [22], толеитовые дайки в ятулии 2,1—2,12 млрд. лет [29], дайки метадиабазов в цоколе 2,15 млрд. лет [28], габбро-диабазы ятулии 2,25—2,05 млрд. лет [19, 27]. Очевидно, что время накопления флишоидов ладожской серии (учитывая, что минимальный возраст обломочного циркона в породах ладожской серии и ее аналогов составляет 2,47—2,2 млрд. лет [19, 30]) в этом случае следует относить, как это и предполагала ранее В.П.Мартынова [10], примерно к интервалу 2,4—2,2 млрд. лет.

Пластинчатые интрузии в зонах контакта цоколя и чехла других регионов. Концентрация пластинчатых интрузий в зоне контакта кристаллического цоколя и чехла отнюдь не уникальная черта Северного Приладожья. Сходная картина возникает в областях тектоно-магматической активизации платформ в результате внедрения субгоризонтальных пластинчатых интрузий (обычно основного или щелочно-го состава) в зону контакта докембрийского цоколя и неметаморфизованных или метаморфизованных отложений (как докембрийских, так и фанерозойских) чехла.

На юго-западе США, по данным К.Хаварда [25], зона контакта ранне-среднепротерозойского гранитогнейсового фундамента со среднепротерозойскими обломочными и карбонатными породами насыщена огромным количеством изначально субгоризонтальных пластовых интрузий диабазов среднего протерозоя (интрузии в породах чехла автор именует силлами, а интрузии в фундаменте «горизонтальными дайками» или «пластинчатыми интрузиями» sheets). Палеоглубины внедрения этих интрузий автор оценивает от нуля (предположительно в чехольном комплексе присутствуют и экстрезивные комагматы диабазов) до, как минимум, 13 км. Однако максимальная концентрация интрузий, равно как и максимальная мощность индивидуальных пластин (до 350 м) отмечена на глубине 3 км от подошвы чехла; глубже мощность «горизонтальных даек» в фундаменте обычно изменяется от первых метров до нескольких десятков метров (рис. 6, а). В фундаменте субгоризонтальные дайки тяготеют к массивным гранитам и в гораздо меньшем количестве встречаются в гнейсах, где секут крутопадающую расслоенность последних. Установлено, что внедрение диабазов проходило еще до литификации, тем более до метаморфизма (зеленосланцевой и низов амфиболитовой фаций [23]) среднепротерозойских осадков. Становление силлов и горизонтальных даек проходило, по мнению автора, при вертикальной ориентировке оси растяжения в обстановке регионального горизонтального сжатия — «как при падвиговых деформациях», хотя, заметим, следов последних здесь не зафиксировано.

Другой пример распространения пластинчатых интрузий основного состава в зоне контакта цоколя и чехла — Земля Виктории в Антарктиде [24]. Здесь субгоризонтальные силлы юрских кварцевых диабазов закартированы в низах толщи практически недеформированных и неметаморфизованных верхнепалеозойских песчаников, по границе песчаников с докембрийско-раннепалеозойским кристаллическим фундаментом, а также в породах фундамента близ кровли последнего (на глубине 500—1200 м вниз от подошвы чехла). Мощность отдельных силлов достигает 450 м (см. рис. 6, б). Примечательно, что силлы в фундаменте здесь, как и на юго-западе США, тяготеют к

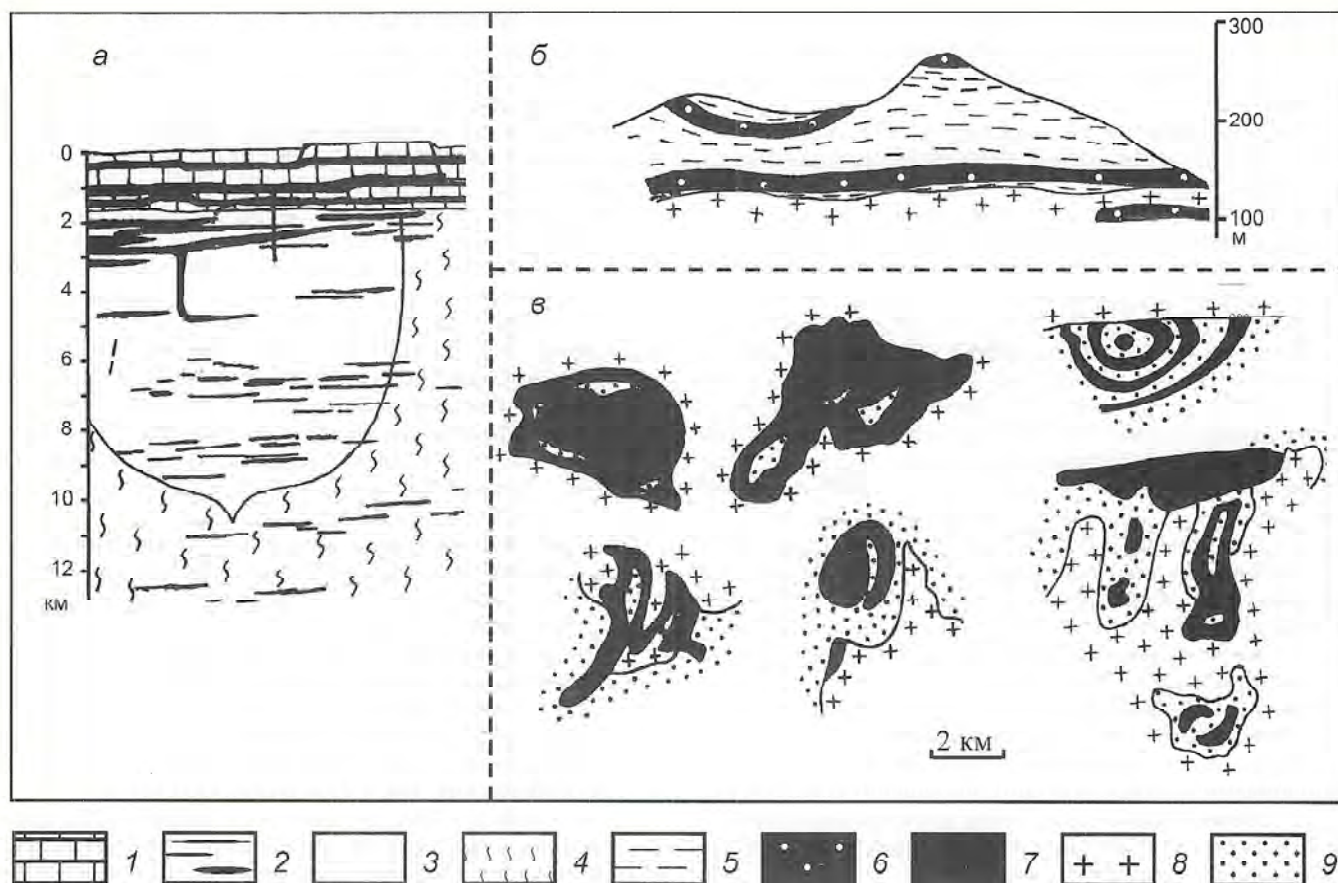


Рис. 6. Субгоризонтальные пластинчатые интрузии (sheets) в зонах контакта фундамента и чехла:

a — схематический разрез, иллюстрирующий позицию среднепротерозойских интрузий диабазов на юго-востоке США, по работе [25]; *б* — интрузии юрских кварцевых диабазов в зоне контакта докембрийско-раннепалеозойского кристаллического фундамента и верхнепалеозойских песчаников чехла, Земля Виктории, Антарктида, по работе [24]; *в* — интрузии мезозойских сиенитов в зоне контакта докембрийского кристаллического фундамента и верхнепротерозойских осадочных пород чехла, Алданский щит, верховья р. Атбастах (с геологической карты А. Ф. Петрова, 1964); 1 — осадочные породы среднепротерозойского чехла; 2 — диабазы; 3 — граниты; 4 — гнейсы; 5 — верхнепалеозойские песчаники; 6 — кварцевые диабазы; 7 — сиениты; 8 — кристаллический фундамент; 9 — платформенный чехол

массивным гранитам и редки в метаморфитах с крутопадающей расслоенностью.

Наконец, остановимся на ситуации в зоне контакта докембрийского цоколя и верхнепротерозойско-нижнепалеозойского чехла на севере Алданского щита, где породы чехла, как и в предыдущем примере Земли Виктории, практически не метаморфизованы и не дислоцированы. Здесь на окраине Сибирской платформы ярко проявлена мезозойская активизация, в частности, в виде становления комплекса щелочных интрузий, известных под собирательным названием «сиениты». Эти интрузии преимущественно пластинчатой формы сконцентрированы в значительной степени в зоне контакта цоколя и чехла (см. рис. 6, *в*). Большое количество этих интрузий (мощность которых изменяется в широких пределах — от первых десятков сантиметров до многих десятков метров) в виде силлов залегает в нижней части чехла, довольно много таких же тел сечет метаморфиты верхов докембрийского цоколя, а многие тела сиенитов приурочены почти точно к поверхности контакта цоколя и чехла.

Особый интерес представляет природа тектонических зон, служащих «вместилищем» сиенитов в докембрийских метаморфитах Алданского щита. Буровыми скважинами в цоколе были вскрыты единичные — без сиенитов или залеченные сиенитами только на часть мощности — зоны. Сложены эти зоны сильно дезинтегрированными (обычно до состояния какиритов или тектонического песка) породами, мощность зон исчисляется десятками метров, ори-

ентированы они субгоризонтально и почти под прямым углом секут субвертикальные пластины докембрийских пород (рис. 7). Самое любопытное, что по данным буровых и геофизических работ установлено отсутствие какого-либо смещения блоков по этим мощным разломным зонам: контрастность разреза докембрийских образований здесь позволяет уверенно проследить отдельные маркирующие пластины над и под этими субгоризонтальными зонами; более того, по составу обломков какиритов и тектонического песка маркирующие пластины (амфиболитов, железистых кварцитов, гранитоидов) нередко можно протрассировать и через сами тектонические зоны [6]. Такие особенности этих тектонических зон не позволяют сопоставить их ни с трещинами отрыва, ни с трещинами скола. Сугубо предположительно возникновение подобных субгоризонтальных разломов можно связать с образованием зон концентрации упругой деформации у отражающей поверхности контакта двух резко отличных по физическим свойствам сред (цоколя и чехла) и последующим «сбросом» деформации, приводящим к дезинтеграции пород *in situ*.

В заключение отметим следующее. Во всех рассмотренных примерах внедрение пластинчатых интрузий в зону контакта кристаллического цоколя и чехла — первое фактически проявление эндогенной деятельности после накопления осадков чехла. Самый ранний метаморфизм (если он, как на юго-западе США и в Приладожье, вообще имел место) и самая ранняя деформация (во всех четырех

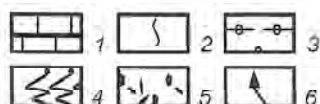
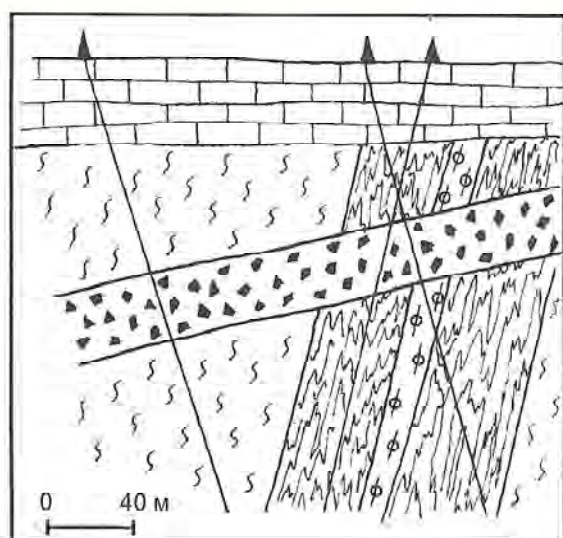


Рис. 7. Пологопадающая тектоническая зона близ кровли докембрийского фундамента; Алданский щит, бассейн р. Чара, Горкитское железорудное месторождение, разрез по буровому профилю 618.

1 — верхнепротерозойские осадочные породы чехла; 2 — мигматиты и гранитогнейсы; 3 — гранат-пироксеновые кварциты; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — какириты, тектонический песок и щебень

упомянутых районах) этих осадков одновременно воздействуют и на интрузии, и на породы чехла.

Вряд ли можно сомневаться в том, что субгоризонтальные зоны разломов, контролирующие размещение пластинчатых интрузий и в осадках чехла, и в кристаллическом фундаменте, возникали одновременно в одном поле напряжений. Можно предположить также, что во всех рассмотренных случаях деформационная природа этих субгоризонтальных тектонических зон однотипна. Однако если для механизма внедрения силлов в толщу осадков чехла (с их ярко выраженной плоскостной анизотропией) предложено довольно много объяснений [26], то понять генезис тектонических зон, вмещающих горизонтальные дайки в цоколе, сложнее. Рассматривать эти зоны как мегатрещины отрыва при субгоризонтальном региональном сжатии вряд ли можно, учитывая и обычное отсутствие следов синхронных надвиговых деформаций, и, как в случае Центрального Алдана, нехарактерное для трещин отрыва интенсивнейшее брекчирование пород. Поэтому мы предполагаем, как указано выше, возникновение их в результате «сброса» напряжений в зонах концентрации упругой деформации (возможен, типа «стоячих волн»), отраженной от поверхности раздела цоколь—чехол. Образование этих субгоризонтальных тектонических зон по контакту и близ контакта (и параллельно ему) цоколя и чехла, а также внедрение крупных масс интрузий в эти зоны, видимо, можно рассматривать как первое по времени проявление экранирующего эффекта поверхности раздела этих двух контрастных по свойствам сред.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). — Л.: Наука, 1970.
2. Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 41—51.

3. Иващенко В.И. Скарновое оруденение олова и вольфрама в южной части Балтийского щита (минералогия, петрография, генезис). — Л.: Наука, 1987.
4. Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. — М.: Изд. АН СССР, 1963.
5. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
6. Кулаковский А.Л. Пострудные деформации и их роль в формировании структуры Тарынахского железорудного месторождения (зона БАМ): Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. М., 1981.
7. Кулаковский А.Л. Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд. — М.: Недра, 1991.
8. Кулаковский А.Л. Тектоно-метасоматиты в структурных парагенезах интенсивно деформированных толщ // Структурные парагенезы и их ансамбли: Матер. совещ. М., 1997. С. 75—76.
9. Кулаковский А.Л., Перцев Н.Н. Аллохтонные карбонатные породы в докембрии Центрального Алдана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 52—68.
10. Мартынова В.П. О вулканитах сортавальской серии (Северное Приладожье) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 4. С. 944—948.
11. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М., 1985. С. 3—120.
12. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. — М.: Наука, 1988.
13. Предковский А.А. К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гранито-гнейсов в Северном Приладожье // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаволск. 1966. С. 231—235.
14. Путеводитель геологической экскурсии по Южной Карелии // 6 Всесоюз. петрографическое совещ. Л., 1981.
15. Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свежикарелид Приладожья. — Петрозаволск: КНЦ РАН, 1992.
16. Ситникова С.М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношения их гранито-гнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15—23.
17. Смольская А.И., Солин М.Л., Морозов Ю.А. Особенности метаморфизма у контакта фундамента—чехол (эффект границы) // Проблемы магматической и метаморфической петрологии: Тез. докл. М., 1998. С. 37—38.
18. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
19. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. — М.: Наука, 1980.
20. Хазов Р.А. Закономерности размещения и генезис вольфрамового оруденения в южной Карелии // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1986. С. 299—307.
21. Черноморский М.А. Особенности строения и эволюции куполовидных структур Северного Приладожья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 158—161.
22. Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Park A.F. Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland // Kroner A., Greiling R. (eds.) Precambrian Tectonics Illustrated. Stuttgart. 1984. P. 147—171.
23. Cooper J.R., Silver L.T. Geology and ore deposits of the Dragoon quadrangle, Cochise County, Arizona // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1964. № 416.
24. Hamilton W., Hayes P.T., Calvert R. Diabase sheets of the Taylor Glacier region, Victoria Land, Antarctica // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 456-B. 1965.
25. Howard K.A. Intrusion of horizontal dikes: tectonic significance of Middle Proterozoic diabase sheets widespread in the Upper Crust of the Southwestern United States // Journ. Geophys. Research. 1991. Vol. 96. № 87. P. 12461—12478.
26. Leaman D.E. Mechanics of sill emplacement — comments based on the Tasmanian Dolerites // Australian Journ. of Earth Science. 1994. Vol. 42. № 2. P. 151—155.
27. Park A.F. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokareliides at the Baltic Shield // Geology. 1985. Vol. 13. № 10. P. 725—729.
28. Pekkarinen L.J. The Karelian formation and their depositional basement in the Kiihtelysvaara-Vartsila area, East Finland // Bull. Geol. Comm. Finl. 1979. № 301.
29. Pekkarinen L.J., Lukkariinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelysvaara-Tohmajärvi district, eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1991. № 357.
30. Vaasjoki M., Sakko M. The evolution of the Raahe—Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. Finland, Bull. 1988. № 343. P. 7—32.

Потоки рассеяния: сток вещества с суши и водная миграция элементов

В.А.РОМАНОВ (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН)

География (точнее гидрология, как составная ее часть) и геохимия — науки о Земле, наиболее тесно соприкасающиеся в континентальной части земной коры, в одной из ее составляющих — зоне гипергенеза (сток вещества с суши). Однако изучение этой зоны освещается с различных сторон: если гидрологию «интересуют» количественные характеристики — модули стока рек v и количество выносимого водой в растворе и во взвесах материала R_0 , а в конечном счете, — ежегодный слой денудации Δh , то геохимию — элементный (химический) состав растворенного в воде вещества и вещества, переносимого водой в виде взвесей и волочения по дну, а также элементный состав ежегодного слоя денудации (рисунок). Сложность определения последнего связана с тем, что не весь разрушенный в течение года материал коренных пород выносится поверхностными водами в конечные бассейны осадконакопления (бессточные озера и Мировой океан): часть его «остается» в денудируемых речных бассейнах и эта часть — рыхлые отложения (почвы).

Таким образом, если мы будем рассматривать миграцию элементов в каком-либо конкретном речном бассейне за один год (минимально приемлемый отрезок времени, в течение которого повторяются времена года и связанные с ними колебания речного стока), то опробованием составляющих стока вещества с суши мы определим величины солевого (вещество в растворе) и механического (вещество во взвесах) переноса, а по их соотношению — долю солевой составляющей, выраженную в процентах от общего стока вещества.

Две фазы потока рассеяния — твердая (взвеси) и жидкая (вода), — непереносимые компоненты природной среды, используемые при проведении геоэкологического картирования больших территорий: отдельных так называемых Полигонов и России в целом [3, 5, 6], а также планеты Земля [16]. Следовательно, исследователи, проводящие такие работы, должны четко представлять, что такое поток

рассеяния и как определять миграционную способность элементов.

Поток рассеяния. Впервые определение термина, понятие о потоке рассеяния как самостоятельном геологическом образовании, дано в 1959 г. А.П.Соловьевым [12]. В дальнейшем [2, 4, 8, 11, 13] оно не претерпело существенных изменений и в настоящее время этот термин трактуется так: «Потоки рассеяния — участки *повышенных концентраций* микроэлементов в водах и рыхлых отложениях, возникающие в результате разрушения рудных тел и переноса полезных компонентов в жидкой и твердой фазе из области денудации в область осадконакопления» [2] или «Область *повышенных содержаний* компонентов залежи, возникающая на путях твердого, жидкого или газообразного стока с суши, характеризуемая дальнейшим убыванием аномальных содержаний ценных и сопутствующих компонентов залежи, называется потоком рассеяния месторождения» [11].

Из определения следует, что поток рассеяния непосредственно связан с коренным источником — рудными телами, которые могут быть расположены в любой разновидности пород: основных, кислых, осадочных и т.д., но, тем не менее, не взирая на разновидность вмещающих рудные образования пород и элементный состав последних, в потоке рассеяния, мы всегда будем фиксировать участки *повышенных концентраций* «полезных компонентов». Поэтому изначально опробование по потокам рассеяния развивалось как геохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых [4, 8, 11–13]. Однако на картируемых территориях в пробы отбирался материал не только с участков, дренирующих рудные объекты, но и характеризующий безрудные площади. В пределах последних определялись локальные фоновые концентрации элементов и выделялись аномальные участки, которые в случае дренирования известных рудных образований соответствовали понятию термина поток рассеяния.



Связь географии и геохимии

Тем не менее, все пробы характеризуемой территории исследователи называли (и называют до сих пор) пробами потоков рассеяния, будь то твердая их фаза (взвеси, влекаемый материал или материал из так называемого активного слоя аллювия — донные отложения) или жидкая (вода). Таким образом, изначально единое целое, представляющее собой сток вещества с суши — поток рассеяния, исследователи подразделили на два самостоятельных поисковых метода — литогеохимический [8, 12] и гидрогеохимический [1, 10, 14, 15].

Широкое использование в последнее десятилетие опробования компонентов природной среды, в т.ч. и двух фаз потоков рассеяния — твердой (взвеси) и жидкой (вынос элементов водой в виде раствора), в крупных проектах, как было отмечено выше, требует уточнения: что же следует понимать под термином поток рассеяния в настоящее время? Образование потоков рассеяния непосредственно связано с почвами [13] (за исключением альпийских ландшафтов), что ни у кого не вызывает сомнений. Однако первоисточники почв, а значит и потоков рассеяния, — коренные породы. Попытки определения геохимического преобразования элементов (форм нахождения) при их «переходе» из коренных пород в почвы и далее в потоки рассеяния, на наш взгляд, необоснованны — в одной ландшафтно-геохимической обстановке формы нахождения элементов будут одни, в другой — другие, но какие бы формы нахождения не принимал элемент при этих переходах, он останется тем же самым элементом, которым был в первоисточнике — коренных породах. Поэтому, на наш взгляд, элементный (химический) состав потоков рассеяния следует рассматривать напрямую как производное коренных пород, исключив из рассмотрения такое самостоятельное природное геологическое образование, как почвы (а, значит, и вторичные ореолы рассеяния — они могут рассматриваться как дополнительный источник вещества, химических элементов при образовании потока рассеяния). Однако геоэкологические исследования без определения форм нахождения элементов, в особенности таких, которые будут усвоены растительностью и животными, а, в конечном счете, и человеком, на наш взгляд, теряют смысл.

Если мы поставим знак равенства между стоком вещества с суши и потоком рассеяния, а также подчеркнем, что последний напрямую связан с разрушенными в зоне гипергенеза коренными породами, то определение можно сформулировать следующим образом: **поток рассеяния (сток вещества с суши) — это вода, транспортирующая в виде раствора, взвесей и волочения по дну частиц коренных пород, разрушенных в зоне гипергенеза, в конечные бассейны осадконакопления — бессточные озера и Мировой океан.**

В таком понимании существующее определение — частный случай предлагаемого трактования термина поток рассеяния, обусловленный наличием в коренных породах рудных тел, от которых и образуется «область повышенных содержаний ценного элемента» [12] и которая, в нашем понимании, представляет собой аномалию, выделенную исследователем на какой-либо картируемой по потокам рассеяния территории. Здесь однако может «появиться» и аномалия, обусловленная не только рудными телами и участками рассеяной или вкрапленной рудной минерализации, но и наличием одной разновидности коренных пород, расположенных в пределах другой (например, ультраосновных, характеризующихся высокими содержаниями элементов группы железа и расположенных в пределах кислых пород, которые будут играть роль рудовмещающих), о чем еще в 1976 г. было сказано В.В.Политаркиным [8], т.е. это будет одна из причин появления в потоках рассеяния аномалий, которые могут квалифицироваться как «ложные» по отношению к таковым, характеризующим поток рассеяния от рудных тел.

Прием отношения содержания элементов в потоке рассеяния к их содержанию в коренных породах (т.е. почвы исключаются), использует А.И.Перельман [11] при определении коэффициента водной миграции элементов и их талассофильности. По этому коэффициенту можно сделать вывод об их подвижности в зоне гипергенеза — чем он выше, тем больше подвижность элемента. Однако ответа на вопрос, на сколько серебро подвижнее свинца (или какого-либо другого элемента) этот коэффициент не дает. Количественно оценить подвижность элементов, на наш взгляд, можно следующим образом.

Миграция. Поток рассеяния, как было отмечено выше — это сток вещества с суши в виде раствора, взвесей и волочения по дну. Этот сток непостоянен во времени — в течение года он сильно изменяется: наименьшие его значения характерны для зимнего времени и периодов весенне-летне-осенней межени, максимальные — периоды весеннего половодья и летних паводков, обусловленных таянием снега и выпадением дождей. Соответственно этому и элементный состав (геохимический) потоков рассеяния также непостоянен, в особенности его часть, выносимая в виде раствора (влияние половодий и паводков на геохимический состав взвесей, на наш взгляд, минимален: они сказываются преимущественно на количестве выносимого материала, а не на его качестве; их влияние отсутствует для материала, транспортируемого волочением по дну). Следовательно, при всех количественных расчетах необходимо не только строгий учет гидродинамической обстановки их формирования [15], но и учет стока вещества по месяцам — фактор времени стока.

При опробовании потоков рассеяния (которое проводится обычно в весенне-летне-осенний период времени), следовательно, необходимы гидрологические среднегодовые (за многолетний период времени) данные по модулю стока воды и стоку вещества в виде взвесей и волочения по дну. Только с использованием этих данных возможно рассчитать годовой сток вещества, а по результатам химических анализов проб потоков рассеяния — элементный состав этого вещества. Определив последний — вынос в растворе (солевая составляющая) и твердой фазе (механический перенос) отдельного элемента, можно на основании отношения одной из фаз к общему фактическому сносу этого элемента количественно оценить его долю, выносимую в растворе, т.е. его миграционную способность (подвижность) в зоне гипергенеза в данной ландшафтно-геохимической обстановке рассматриваемого речного бассейна. В нашем случае всем этим требованиям соответствуют имеющиеся гидрологические [9] и наши геохимические данные по бассейну р.Иркут.

Вначале рассмотрим данные по определению коэффициента водной миграции элементов для бассейна р.Иркут, рассчитанные по общеизвестной формуле [11]: $K_x = m_x / 100 / a C_x$, где K_x — коэффициент водной миграции, m_x — содержание элемента x в воде (в г/л), a — минерализация воды (в г/л), C_x — содержание элемента x в водовмещающих породах (в %).

Исходные данные по минерализации воды, содержаниям элементов в воде и водовмещающих породах представлены в табл. 1–3, а данные по коэффициентам водной миграции в табл. 4. Из последней видно, что ряды подвижности рассматриваемых элементов по стационарным пунктам наблюдения за гидрологическим режимом реки (от станции Монды к станции Смоленщина) выглядят следующим образом (элементы расположены по мере убывания K_x , от больших к меньшим, см. табл. 4): Ca—Mg—Zn—Ag—Na—K—Cu—Mn—Pb—Fe—Ti; Ca—Ag—Zn—Mg—Na—Cu—K—Pb—Mn—Fe—Ti; Ca—Ag—Zn—Mg—Cu—Na—K—Pb—Mn—Fe—Ti; Ca—Ag—Mg—Zn—Na—K—Cu—Pb—Mn—Fe—Ti. В целом по р.Иркут (в скобках указаны средние K_x): Ca(3,25)—Ag(1,76)—

1. Минерализация вод р.Иркут, мг/л

Станция	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl + F	SiO ₃ ²⁻	NO ₃ ⁻	O ₂	Сумма ионов
Монды	24,50	7,20	1,34	0,77	0,10	101,98	11	1,14	4,17	0,50	8,83	161,56
Тунка	25,18	5,78	1,16	1,02	0,20	103,78	9,08	1,65	6,65	0,45	9,01	163,96
Тибельти	23,14	5,01	1,19	0,98	0,18	95,37	10,3	1,74	7,51	0,40	9,38	155,20
Смоленщина	20,95	5,02	1,26	0,88	0,14	87,03	8,85	1,77	9,54	0,39	10,11	146,08

Пр и м е ч а н и е: здесь и далее анализы проб выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН: химанализ воды — аналитики Т.Н.Галкина и М.И.Арсенюк; количественный спектральный анализ сухого остатка — аналитик А.И.Кузнецова; РФА — аналитик Т.Н.Гуничева.

2. Содержания элементов в сухом остатке воды

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K	Fe	Ti	Число проб
Монды	0,013	0,187	3,41	22,7	—	7,20	1,11	24,5	0,77	61,7	4,40	3
Тунка	0,021	0,204	4,04	20,6	6,2	5,73	1,09	25,7	1,01	49,8	4,16	12
Тибельти	0,023	0,210	4,17	20,2	5,6	5,03	1,13	23,3	0,98	49,2	4,64	16
Смоленщина	0,037	0,208	3,62	17,8	7,9	5,20	1,21	22	0,94	51,4	5,43	26

Пр и м е ч а н и е: содержания Mg, Na, Ca и K в мг/л, остальных элементов в мкг/л.

3. Содержания элементов во водовмещающих породах бассейна р.Иркут и литогеохимическом потоке рассеяния

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K	Fe	Ti
Монды*	0,085	11,5	76,4	109,4	0,159	3,34	2,16	5,21	1,57	6,84	0,703
Тунка	0,087	13,8	70,5	101,2	0,135	2,81	1,86	4,49	1,79	5,92	0,630
Тибельти	0,086	13,5	70,2	101,7	0,138	2,85	1,92	4,55	1,79	6,00	0,634
Смоленщина	0,087	13,5	70,6	102,0	0,138	2,86	1,90	4,57	1,77	6,02	0,637
Монды**	0,027	9,7	17,7	43,3	724	23 800	20 800	52 600	12 600	35 500	4500
Тунка	0,025	16,5	21,6	48,5	711	36 100	18 300	78 900	10 900	30 900	4000
Тибельти	0,025	15,0	20,6	48,9	741	31 400	18 500	69 300	11 800	32 300	4300
Смоленщина	0,024	14,1	21,7	58,5	800	26 200	18 100	56 100	8900	32 800	4500

*Содержания Ag, Pb, Cu и Zn в водовмещающих породах в г/т, остальных элементов в %.

**Содержания элементов в литогеохимическом потоке рассеяния в г/т.

4. Коэффициент водной миграции элементов в бассейне р.Иркут

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K	Fe	Ti
Монды	0,95	0,10	0,28	1,28	—	1,33	0,32	2,91	0,30	0,0057	0,0039
Тунка	1,47	0,09	0,35	1,24	0,028	1,24	0,36	3,49	0,34	0,0051	0,0040
Тибельти	1,72	0,10	0,38	1,28	0,026	1,14	0,38	3,30	0,35	0,0053	0,0047
Смоленщина	2,91	0,11	0,35	1,19	0,039	1,24	0,44	3,30	0,36	0,0058	0,0058

Zn(1,25)—Mg(1,24)—Na(0,38)—Cu(0,34)—K(0,34)—Pb(0,1)
—Mn(0,031)—Fe(0,0055)—Ti(0,0046).

Для количественной оценки коэффициента водной миграции какого-либо элемента предлагается провести расчеты по следующим формулам:

$$Q_{\text{эп}} = C_p \Delta v T p, \quad (1)$$

$$Q_{\text{эт}} = C_T R_0 T; \quad (2)$$

$$Q_{\text{э}} = Q_{\text{эп}} + Q_{\text{эт}}; \quad (3)$$

$$K_{\text{э}} = Q_{\text{эп}} 100 / Q_{\text{э}}, \quad (4)$$

где $Q_{\text{эп}}$ — годовой фактический вынос определенного элемента в растворе (солвоя составляющая), т; C_p — содер-

5. Годовой сток вещества из бассейна р.Иркут

Станция	Площадь, км ²	Модуль стока, л/с с 1 км ²	Годовой сток воды, л·10 ⁹ /л	Сток взвесей, кг/с	Масса сухого остатка, мг/л	Сток вещества во взвешях, т	Сток вещества в растворе, т
Монды	1200	10	378,43	1,39	44,4815	43716,6	16833,2
Тунка	6560	8	1655,01	7,58	39,5902	238983,9	65522,1
Тибельти	11 600	9,9	3621,59	13,40	40,2444	422593,5	145749,9
Смоленщина	14 800	9,4	4387,29	17,097	35,0891	539 171	153 946

6. Пересчет средних содержаний элементов в гидрогеохимическом потоке рассеяния из мкг/л в г/т сухого остатка

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K
Монды	0,292	4,20	76,7	509,7	Нет данных	161 685	24 954	551 465	17 311
Тунка	0,530	5,15	102,05	519,1	156,1	144 733	27 532	649 656	25 511
Тибельти	0,646	5,22	103,62	502,9	139,9	124 986	28 078	578 217	24 351
Смоленщина	1,054	5,93	103,17	505,9	224	148 308	34 598	628 201	26 817

жение этого элемента в растворе, пересчитанное с учетом стока по месяцам, из мкг/л (или мг/л) в г/т твердого вещества, рассчитанного по сухому остатку; S — площадь дренируемого бассейна, км²; v — модуль стока воды, л/с с 1 км²; T — 1 год, с; p — масса сухого остатка (с учетом стока по месяцам), г/л; $Q_{ЭТ}$ — годовой вынос определенного элемента во взвешях (механический перенос вещества), т; C_t — содержания элемента во взвешях (по данным анализа), г/т; R_0 — сток взвесей, кг/с; Q_0 — годовой фактический общий сток элемента, т; K_3 — коэффициент водной миграции элемента, %.

Из расчетов нами исключено вещество, транспортируемое волочением по дну реки, т.к. этот материал переносится чисто механическим путем и на миграционную способность элементов влияния не оказывает: величина стока волочением по дну составляет 1/10 часть стока во взвешях [7], а в процентном выражении по отношению к общему стоку вещества с суши 7,2%. Данные по модулю стока, стоку взвесей и учет водного стока по месяцам приведены в табл. 5, согласно работе [9] и нашим данным (табл. 6, 7).

Методика расчетов показана на примере стационарного пункта наблюдения за гидрологическим режимом р.Смоленщина, расположенному в приустьевой части р.Иркут [9]. По этим усредненным за многолетний период наблюдений данным, модуль стока составляет 9,4 л/с с 1 км², а сток взвесей 17,097 кг/с; площадь бассейна реки здесь равна 14 800 км², а масса сухого остатка воды с учетом стока по месяцам 0,0350891 г/л (пробы отбирались в августе, среднемноголетний сток в котором определен 22% [9], следовательно сток растворенного в воде вещества уменьшен в 2,64 раза, т.к. среднемесечный сток составляет 8,3%). Таким образом, годовой сток вещества в растворе составит здесь 153 946 т (35,0891 мг/л×9,4 л/с с 1 км²×14800 км²×31 536 000 с=153 946 т), а во взвешях 539 171 т (17,097 кг/с×31 536 000 с=539 171 т) (см. табл. 5). На основе данных работы [9] аналогичные расчеты проведены и по станциям Монды, Тунка, Тибельти: сток вещества в растворе составляет здесь соответственно 16833,2 т; 65522,1 т и 145749,9 т, а во взвешях 43716,6 т; 238983,9 т и 422593,5 т (см. табл. 5). Для «перехода» от вещества в целом к его элементному (химическому) составу необходимы данные по содержаниям элементов в растворе и во взвешях — они приведены во второй части табл. 3

и в табл. 6, а величины годового стока элементов и их соотношение (K_3) — в табл. 7.

Следует остановиться на результатах пересчета содержаний элементов из размерности грамм на литр в размерность грамм на тонну, приведенную в табл. 6. Основная часть элементного состава воды в литре — это водород и кислород, и только весьма незначительную часть ее объема занимают растворенные в воде вещества: в данном случае 0,035 г. Следовательно, содержание элемента мы должны отнести не к литру, а к этой массе растворенного в литре воды вещества. Так, если по результатам анализа содержание, например, Ag в воде составляет по станции Смоленщина 0,037 мкг/л, то в пересчете на твердое вещество 1,05 г/т. Проверяется это содержание Ag следующими расчетами. В год по р.Иркут («Смоленщина», см. табл. 5) стекает 4387,29·10⁹ л воды, следовательно серебра за год водой выносятся: $Q_{Ag}=0,037 \text{ мкг/л} \times 4387,29 \cdot 10^9 \text{ л}=162 \text{ 329 г/год}$. Это количество Ag содержится в 153 946 т вещества, выносимого водой в растворе за год, следовательно, содержание серебра в этом веществе составит 1,05 г/т; $C_{Ag}=162 \text{ 329 г/год}:153 \text{ 946 т/год}=1,05 \text{ г/т}$.

Из табл. 7 следует, что ряды подвижности элементов в бассейне р.Иркут следующие (порядок их расположения аналогичен вышеприведенному): Zn—Ag—Ca—Mg—Cu—K—Na—Pb—(Mn?)—Fe—Ti; Ag—Zn—Ca—Cu—Mg—K—Na—Pb—Mn—Fe—Ti; Ag—Zn—Ca—Cu—Mg—K—Na—Pb—Mn—Fe—Ti; Ag—Ca—Zn—Mg—Cu—K—Na—Pb—Mn—Fe—Ti. В целом по р.Иркут (в скобках K_3 , %): Ag(87)—Zn(76)—Ca(75)—Mg(62)—Cu(60)—K(40)—Na(33)—Pb(11)—Mn(6)—Fe(1,2)—Ti(0,9).

Величины K_x и его «аналога» K_3 , рассчитанного нами и выраженного в процентах, в целом по бассейну р.Иркут соотносятся следующим образом (см. табл. 4, 7): Ca 3,25—75; Pb 1,76—87; Zn 1,25—76; Mg 1,24—62; Na 0,38—33; Cu 0,34—60; K 0,34—40; Mn 0,031—6; Fe 0,0055—1,2; Ti 0,0046—0,9, т.е. просматривается единая закономерность между ними.

Таким образом, изменения в рядах подвижности для рассматриваемой группы элементов, на наш взгляд, незначительны: Pb, Mn, Fe, Ti остались на «своих» местах, причем они — наименее подвижны, и их миграция происходит, преимущественно, механическим путем (солевая составляющая для них равна, соответственно, 11—6—1,2—0,9%); Ag, Zn, Ca — меняют места, но тем не

7. Фактический годовой вынос элементов (в т) потоками рассеяния из бассейна р.Иркут и их подвижность в зоне гипергенеза — солевая составляющая (в %)

Станция	Ag	Pb	Cu	Zn	Mn	Mg	Na	Ca	K	Fe	Ti
Монды*	0,00118	0,4241	0,7738	1,8929	31,651	1040,5	909,3	2299,5	550,8	1551,9	196,7
Тунка	0,00597	3,9432	5,1621	11,5907	169,918	8627,3	4373,4	18855,8	2604,9	7384,6	955,9
Тибельти	0,01056	6,3389	8,7054	20,6648	313,142	13269,4	7818	29285,8	4986,6	13649,8	1817,2
Смоленщина	0,01294	7,5915	11,7	31,5415	431,337	14126,3	9759	30247,5	4798,6	17684,8	2426,3
Монды**	0,00492	0,0707	1,2894	8,5790	—	2724,7	420,1	9282,9	291,4	23,3	1,7
Тунка	0,03473	0,3374	6,6865	34,0106	10,228	9483,2	1804,0	42566,8	1671,6	82,4	6,9
Тибельти	0,09415	0,7608	15,1026	73,3020	20,390	18216,7	4195,3	84275,1	3549,2	178,3	16,8
Смоленщина	0,16226	0,9129	15,5883	77,8751	34,484	22831,4	5326,2	96 709	4128,4	178	23,8
Монды***	80,6	14,3	62,5	81,9	—	72,4	31,6	80,1	34,6	1,5	0,9
Тунка	85,3	7,9	56,4	74,6	5,7	52,4	29,2	69,3	39,1	1,1	0,7
Тибельти	89,9	10,7	63,4	78,0	6,1	57,9	34,9	74,2	41,6	1,3	0,9
Смоленщина	92,6	10,7	57,6	71,2	7,4	63,8	35,3	76,2	46,2	1	1

* Вынос элементов во взвесах.

** Вынос водой в растворе.

***Коэффициент водной миграции K_m .

менее в обоих случаях они выступают в роли самых подвижных элементов, мигрирующих, преимущественно, в виде раствора (87—76—75% соответственно); Mg остался на «своем» месте, и его миграция осуществляется на 62% в растворе, а 38% — механическим путем; Cu, K, Na — как и группа самых подвижных элементов, меняют «свой» места, но медь мигрирует в большей степени в растворе — 60%, а щелочи — наоборот, преимущественно механическим путем — в растворе (солевая составляющая) K выносятся 40%, а Na 33%.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Существующее определение термина поток рассеяния в свете широкого использования его качественных и количественных характеристик — воды и взвесей — при проведении геоэкологического картирования больших территорий и Земли в целом требует уточнения. Предлагается следующая трактовка этого термина: поток рассеяния (сток вещества с суши) — это вода, транспортирующая в виде раствора, взвесей и волочения по дну частицы коренных пород, разрушенных в зоне гипергенеза, в конечные бассейны осадконакопления — бессточные озера и Мировой океан.

Лито- и гидрогеохимическое опробование следует проводить в одних и тех же точках речных бассейнов с учетом фактора времени и определением гидрологических параметров исследуемого водотока, т.е. взвеси, вода и материал, влекомый речным потоком по дну, части единого целого — стока вещества с суши (потока рассеяния).

Для количественных расчетов следует содержания элементов в воде представлять не в размерности г/л, а в размерности г/т (или %), которая рассчитывается по отношению к общей массе растворенного в воде вещества, определяемого или непосредственно в воде, или по сухому остатку, получаемому в результате выпаривания в кварцевых чашках в лабораторных условиях.

Почвы — самостоятельное природное геологическое образование, поэтому элементный состав потока рассеяния следует напрямую относить к элементному составу коренных пород как первоисточнику и почв, и потока рассеяния.

Предложенная методика определения миграционной способности элементов в зоне гипергенеза не противоречит общепринятой методике расчетов коэффициента водной миграции, но позволяет его конкретизировать, подразделяя вынос определенного элемента, выраженный в процентах, на механическую и солевую составляющие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Гавришин А.И. Гидрогеохимические исследования с применением математической статистики и ЭВМ. — М.: Недра, 1974.
2. Геологический словарь. — М.: Недра, 1978. Т. 2.
3. Головин А.А., Морозова И.А., Ачкасов А.И. Многоцелевое геохимическое картирование территории России в масштабе 1:1 000 000 // Разведка и охрана недр. 1996. № 3. С. 4—9.
4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. — М.: Недра, 1983.
5. Коваль П.В., Белоголова Г.А., Буренков Э.К. и др. Геохимическое картирование и мониторинг природной среды на Байкальском полигоне // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10—11. С. 238—252.
6. Коваль П.В., Дарнли А.Г., Белоголова Г.А. и др. Глобальная геохимическая опорная сеть // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, 1998. С. 206—219.
7. Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. — М.: Географгиз, 1952.
8. Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. — Новосибирск: Наука, 1976.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16. Вып. 2. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972.
10. Справочник по геохимии / Г.В.Войткевич и др. — М.: Недра, 1990.
11. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. — М.: Недра, 1990.
12. Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. — Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1959.
13. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
14. Удодов П.А., Онуфриенко И.П., Парилов Ю.С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. — М.: Высшая школа, 1962.
15. Шеварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1978.
16. Darnley A.G., Bjorklund A., Bohviken B. et al. A global geochemical database for environmental and resource management: recommendations for international geochemical mapping // Science Report 19, UNESCO, Paris, 1995 (Reprinted 1996).

Бассейны термодегидратационных вод юго-востока Русской платформы и их минерогенные особенности

В.Б.ЧЕКВАИДЗЕ, И.З.ИСАКОВИЧ (ЦНИГРИ)

В проблеме гидрогенного рудообразования важная роль отводится воздействию на породы термодегидратационных вод, отнесенных по классификации Я.М.Кислякова и В.Н.Щеточкина [7] к классу эксфильтрационных вод. Термодегидратационные воды (ТД воды) формируются в пределах осадочных бассейнов (ТД бассейны), характеризующихся особенностями [10, 14–16]: наличие в разрезе относительно мощных (сотни и тысячи метров) глинистых толщ; существенно монтмориллонитовый состав глин, содержащих большие объемы межслоевой кристаллизационной воды и способных отдавать ее при изменении P - T условий; погружение глинистых толщ на значительные (более 2,5 км) глубины с повышенными температурами (выше 100°C), определяющими переход монтмориллонита (и смешаннослойных минералов типа слюда—монтмориллонит) в гидрослюда с выделением больших масс кристаллизационных вод (10–15% объема осадочной толщи); наличие поровых и трещинных коллекторов, отводящих новообразованные воды к поверхности и на периферию осадочных бассейнов.

ТД воды отличаются повышенной химической агрессивностью и способностью выщелачивать из пород цветные, благородные и другие металлы. Металлоносность вод может быть связана и со смешением их с рассолами, ранее обогащенными металлами. В зоне генерации ТД вод возникают аномально высокие пластовые давления (зона АВПД), приводящие к микроскладчатости, мелкофокусным землетрясениям, а также дополнительно энергетически обеспечивающие перемещение ТД вод на верхние уровни и на периферию материнских бассейнов.

По данным Б.А.Лебедева [10], существует ряд факторов, понижающих или повышающих температуру гидрослюдизации монтмориллонита и соответственно усиливающих или понижающих интенсивность выделения ТД вод. К числу первых относятся: малая скорость прогибания осадочных бассейнов, динамические проявления и складчатость, чередование в разрезе глинистых и песчаных пород (способствующих оттоку вод), повышенная калиево-водоматеринских толщ (например, за счет обилия биотита), что облегчает процесс гидрослюдизации и замещения гидроксильных групп ионами калия и некоторые другие. К факторам, понижающим интенсивность катагенеза и требующим более высоких температур при гидрослюдизации монтмориллонита, отнесены: высокие скорости осадконакопления, наличие соляных толщ (экранирующих отток вод и снижающих нагрузку вышележащих пород за счет малой плотности солей), существенно глинистый состав водоматеринских толщ (затрудняющий отток вод) и некоторые другие менее значимые факторы. В итоге, по данным Б.А.Лебедева, диапазон температур, при которых начинается гидрослюдизация, расширяется от 40–60 до 120–160°C. И, следовательно, не может быть единой универсальной шкалы катагенеза с фиксированными глубинами и соответствующими им температурами. И те и другие зависят от конкретной геологической обстановки в том или ином осадочном бассейне. Из диаграмм Б.А.Лебедева [10] следует, что наиболее обычные температуры начала гидрослюдизации составляют 80–120°C.

Обращаясь к конкретным бассейнам ТД вод в юго-восточной части Русской платформы, следует отметить, что основа их выделения — наличие в разрезе осадочного чехла терригенных толщ мощностью не менее нескольких

сотен метров при существенной роли глинистых пород монтмориллонитового ряда и достигших при этом уровня мезокатагенеза с температурами не менее 80°C (таблица). Литологическая характеристика разрезов в пределах бассейнов заимствована из материалов государственной геологической съемки масштаба 1:200 000, а также многочисленных тематических исследований литолого-стратиграфического направления [1–3, 11 и др.].

Палеогеотермические характеристики водоматеринских толщ почерпнуты из работ Е.С.Ларской [4, 8, 9], разработавшей новый метод определения палеотемператур. Последний основан на плотностях палеотепловых потоков, их изменении во времени, а также теплопроводности как самих водо- (и нефте-) продуцирующих толщ, так и перекрывающих их отложений.

Температуры t определяются по формуле:

$$t = \frac{QH}{\lambda} + t_0,$$

где H — глубина залегания толщи пород; t_0 — температура «нейтрального слоя» (10 м от палеопереходной поверхности фундамента), Q — тепловой поток от фундамента; λ — общая теплопроводность пород чехла.

Последний параметр $\lambda_{\text{общ}}$ определяется как среднее взвешенное по мощности всех составляющих многослойного разреза:

$$\lambda_{\text{общ}} = \frac{\lambda_1 H_1 + \lambda_2 H_2 + \lambda_3 H_3 + \dots + \lambda_n H_n}{H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n},$$

$$Q = 3,5e - \frac{t}{1,3 \text{ млрд. лет}}.$$

Е.С.Ларская на ЭВМ рассчитала графики тепловой истории осадочных бассейнов востока Русской платформы от рифея до позднего палеозоя включительно, а для некоторых бассейнов (Прикаспийская синеклиза) вплоть до палеогена. Пример такого рода графиков приведен на рис. 1. На основе графиков возможно построение карт палеотемператур (рис. 2), на которых отчетливо видны очаги потенциальной газо-нефтегенерации (изотермы выше 60°C) и легидратационной водогенерации (изотермы выше 80°C).

На основе всех приведенных выше данных (с учетом ряда экстраполяций) в юго-восточной части платформы нами выделены девять бассейнов термодегидратационных вод (от древних к молодым). В скобках приведен возраст водогенерирующих толщ (см. таблицу, рис. 3).

По интенсивности потенциальной водоотдачи выделенные бассейны можно разделить на три группы. Наиболее водообильными представляются Башкирский, Доно-Медведицкий и Прикаспийский бассейны, характеризующиеся максимальными (более 1,5 км) мощностями водогенерирующих толщ, существенно монтмориллонитовым составом глин и относительно высокими температурами в периоды максимального катагенеза. Следует заметить, что в пределах Прикаспийского бассейна проблематичен объем водогенерации на уровне нижней терригенной толщи (D_{2-3}) в связи с дискуссионностью вопроса о ее составе и мощности в центральных частях бассейна [12]. Вторую группу бассейнов составляют Верхнекамский, Кировско-Казанский и Нижневолжский. Они характеризуются умеренными мощностями водогенерирующих толщ (около 1 км), смешанным монтмориллонит-каолининовым

Некоторые характеристики термогидратационных бассейнов Юго-Востока Русской платформы

Номер ТД бассейна	Название ТД бассейна	Возраст поломатеринских толщ	Литологический состав воломатеринских толщ	Мощность воломатеринских толщ, м	Содержание глин, %	Минеральный состав глины	Максимальные температуры эпигенеза, °C	Время водоотделения
I	Башкирский	R ₁₋₂	Глинисто-сланцевые толщи	2000—3000	80	Монтмориллонит	>120	R
II	Верхнекамский	V ₂	Алевриты, глины, аргиллиты	700—900	50	Монтмориллонит, в верхах — гидрослюда, каолинит	115	T
III	Шкапово-Шиханский	V ₂	Аргиллиты, алевриты, менее песчаники	Около 400	40	Монтмориллонит, в верхах — гидрослюда, хлорит, каолинит	110	T—J
IV	Донско-Медведицкий	D ₂₋₃	Глины, алевриты, песчаники	1500—2000	50	Монтмориллонит, каолинит	150 130	N T—J
V	Бузулукский	D ₂₋₃	Глины, алевриты, песчаники, известняки	Около 400	50	Монтмориллонит, каолинит	100	P ₂
VI	Кировско-Казанский	D ₂₋₃	Глины, аргиллиты, песчаники	Около 850	50	Монтмориллонит, каолинит	>120	MZ
VII	Камско-Кинельский	C ₁	Глины, аргиллиты, песчаники	Около 600	70	Монтмориллонит, каолинит, гидрослюда	80—90	MZ
VIII	Нижеволжский	C ₂	Глины, алевриты, известняки	Около 950	50	Монтмориллонит, вверху каолинит	80	N
IX	Прикаспийский	C—P ₁ (D ₂₋₃)	Глины, алевриты, песчаники, известняки	>2000	50	Монтмориллонит	80—100	P P ₁

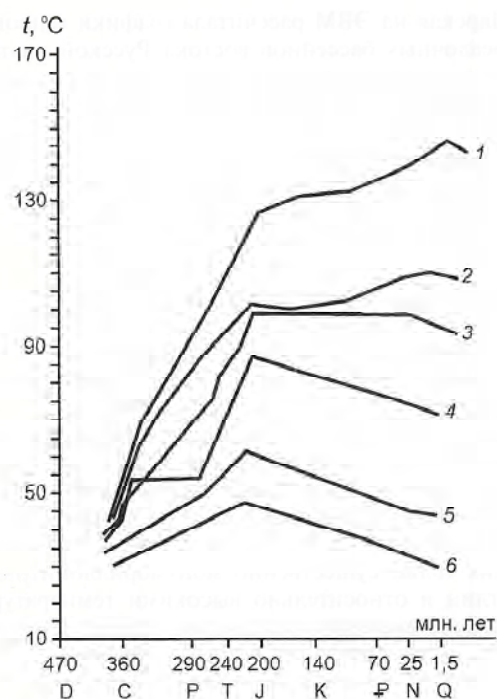


Рис. 1. Тепловая история отложений низов среднего девона Русской платформы, по Е.С.Ларской (1972) с упрощениями:

1 — Волгоградское левобережье; 2 — Саратовское левобережье; 3 — Бузулукская впадина; 4 — Серноводско-Абдулинский прогиб; Татарский свод: 5 — юг, 6 — север

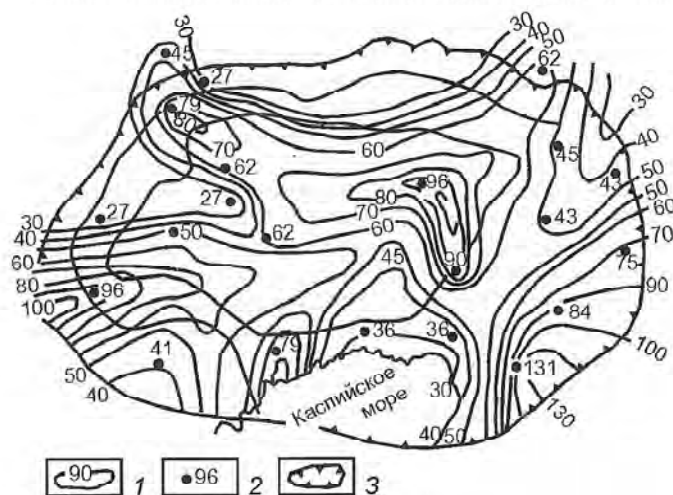


Рис. 2. Схема палеотемператур водопродуцирующей толщи C—P₁ Прикаспийской впадины к началу кунгурского века, по Е.С.Ларской [4]:

1 — палеоизотермы, °C; 2 — расчетные температуры, °C; 3 — граница впадины

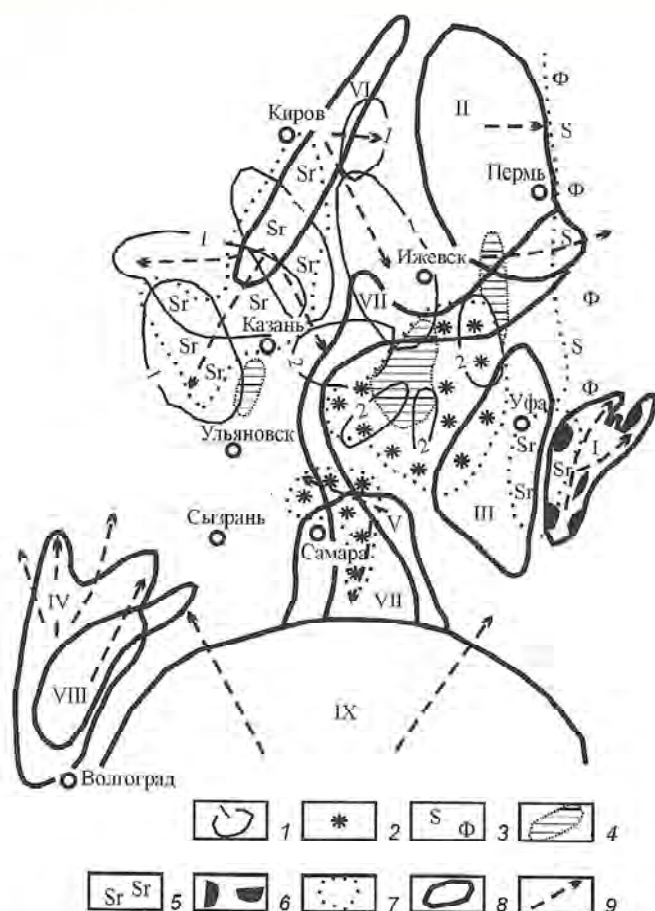


Рис. 3. Бассейны термодегидратационных вод и минералого-геохимические проявления на юго-востоке Русской платформы:

1 — аномальные геохимические поля (1 — медно-благороднометалльного профиля, 2 — полиметаллического профиля); минералогические ореолы: 3 — галенита и сфалерита, 4 — самородной серы и флюорита (P_{1-2}), 5 — самородного Au, 6 — целестина и стронцианита (P_{1-2}); 7 — рудные районы Башкирского мегантиклинория с барит-полиметаллическим и золотым оруденением; 8 — границы минералогических ореолов; 9 — контуры бассейнов термодегидратационных вод; 10 — направления движения ТД вод



Рис. 4. Пример реставрации направлений движения термодегидратационных вод по породам-коллекторам пашийского горизонта D_4 по материалам Ш.В.Абашева и др., 1978:

пласты-коллекторы различных классов проницаемости: 1 — I и II, 2 — III, 3 — IV и V; 4 — направления движения ТД вод; 5 — контуры ТД бассейнов (А — Доно-Медведицкий, Б — Бузулукский)

(иногда с гидрослюдой) составом глин при несколько пониженных температурах катагенетических преобразований. И, наконец, последняя, наименее водообильная группа бассейнов по названным характеристикам включает Шкапово-Шиханский, Бузулукский и Камско-Кинельский прогибы.

Рассматривая время водогенерации, следует констатировать, что только в пределах Башкирского бассейна возраст материнских толщ и время водоотделения совпадают, что связано с большими мощностями рифейских осадков, вполне достаточными для создания на глубине условий высоких степеней катагенеза, а также в связи с близостью теплоносителя — кристаллического фундамента. Тепловая история прочих бассейнов свидетельствует о значительном временном отрыве новообразованных ТД вод от их материнских толщ. В большинстве случаев водоотделение проходило в мезозое и кайнозое, хотя исходные толщи накапливались в интервале от венда до позднего палеозоя включительно. Это обстоятельство указывает на возможность реализации метасоматического рудообразования по всему разрезу чехла при одновременном участии металлогенных вод в гидротермально-осадочных и осадочных процессах на дне мезозойских, а в ряде случаев и кайнозойских морских бассейнов. Следует отметить, что в истории ТД бассейнов максимумы водоотдачи могут повторяться.

Отвод новообразованных вод осуществляется поровыми и трещинными коллекторами по элизионному (В.Н.Холодов) или компрессионному (Б.А.Лебедев) механизму. Направления перемещения вод по поровым коллекторам можно оценить на основе соответствующих карт, составленных геологами-нефтяниками (рис. 4). При этом наиболее информативны те высокопористые горизонты, которые расположены в разрезе водогенерирующей толщи либо непосредственно перекрывают ее.

Фильтрация вод по пористым коллекторам характеризуется низкими скоростями течения вод [10], хотя именно вследствие этого обстоятельства может наиболее полно реализовываться механизм выщелачивания металлов из вмещающих пород. Рассматривая варианты перемещения вод, многие исследователи [13] отдают предпочтение трещинным и разломным коллекторам. Вероятно, в природе имеет место комбинация тех и других проводников вод, образующих сложные каркасные системы, сочетающие коллекторы различного типа и возраста.

Из многообразных факторов отложения рудного вещества из минерализованных вод в условиях юго-восточной части Русской платформы доминирующими могут быть геохимические барьеры, связанные со смешением минерализованных дегидратационных вод с нефтяными, осаждением руд на углеродистых (породных), битумных, сульфидных и иных барьерах восстановительного типа, а так-

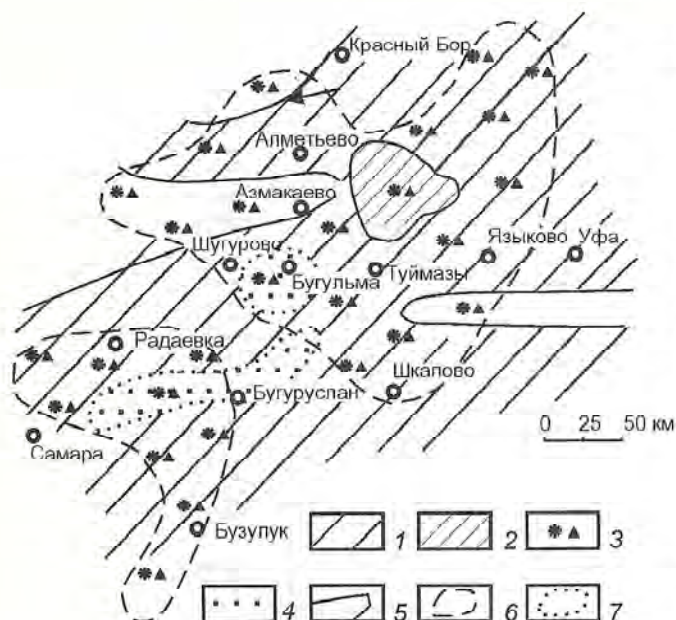


Рис. 5. Районы совмещения разновозрастных минеральных проявлений как возможные следы разгрузки восходящих термодегидратационных вод:

площади совмещения разновозрастных сульфидоносных минеральных фаций: 1 — сидерит-пиритовой, 2 — пиритовой; 3 — площади совмещения разновозрастной галенит-сфалеритовой минерализации; 4 — площади совмещения разновозрастных зон перехода известняковых фаций в доломитовые; границы: 5 — пиритовой и сидерит-пиритовой фаций, 6 — галенит-сфалеритовой минерализации, 7 — зон перехода известняков в доломиты (по материалам Г.И.Теодоровича, Л.М.Миропольского, А.Б.Ронов и др.)

же барьерах, возникающих при смешении вод и рассолов с разными pH—Eh характеристиками.

Рассмотренные бассейны термодегидратационных вод обнаруживают пространственные (а иногда и геохимические) связи с теми или иными проявлениями рудной минерализации. Так, в рифейском бассейне Башкирского выступа (I), по мнению некоторых исследователей [3], с деятельностью катагенных вод связаны месторождения и рудопроявления золота, свинца и цинка, магнетита, сидерита, бурых железняков и барита. В этом регионе прослеживается четкая зависимость степени катагенеза пород и интенсивности оруденения в обрамлении водогенерирующих бассейнов.

Бассейны вендского возраста (II, III) обрамлены проявлениями флюорита и серы вдоль их восточной периферии (см. рис. 3). Девонские и карбоновые бассейны заметно различаются ассоциативной специализацией. Так, Бузупукский бассейн (V) пространственно связан с цинково-свинцовыми геохимическими аномалиями и полями полиметаллической минерализации в D—P толщах Алметьевского блока, района Языково (Западная Башкирия) и непосредственно внутри контура водоматеринского бассейна в пермских частях его разреза. Здесь же весьма характерна многократная повторяемость в разрезе зон перехода известняков в доломиты, а также многократность проявления сульфидных и сидерит-сульфидных скоплений в разновозрастных терригенных толщах (рис. 5). Все эти геохимические и минеральные проявления свидетельствуют, с одной стороны, об активном и длительном воздействии на породы и на процессы осадконакопления термальных минерализованных вод, а с другой, указывают на возможность обнаружения в районе Алметьевск—Языково стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах верхнего девона и карбона.

В обрамлении Кировско-Казанского бассейна (VI) весьма типичны золотоносные (с платиноидами) геохими-

ческие аномалии, выделенные на основе банка геохимических данных ГПОМЭ г.Александров (И.М.Милеева, 2000) в составе меденосных осадков казанского и татарского ярусов P₂. При этом в ряде случаев устанавливается наложенный характер самородного золота на меденосные сульфиды (данные Д.Г.Аджирея и др., 1996) и приуроченность аномалий к хорошо проницаемым песчаным фациям соответствующих формаций. Можно полагать, что в качестве геохимических барьеров для осаждения золота и платиноидов послужили сульфиды меденосных толщ. В целом, северная часть меденосной Вятско-Камской зоны, характеризующаяся в обрамлении рассматриваемого дегидратационного бассейна явно повышенной золотоносностью, может рассматриваться как благоприятная на обнаружение промышленных золотых руд в контуре медных проявлений (и за его пределами, если в качестве осадителя золота признать и высокоуглеродистые осадки в пермском разрезе пород). На южной периферии Кировско-Казанского бассейна развиты также поля стронциносодержащих карбонатных пород пермского возраста, иногда повышенно золотоносных (данные А.П.Ясырева и др., 1975).

Связи прочих бассейнов термодегидратационных вод с теми или иными типами оруденения остаются проблематичными из-за недостатка минералого-геохимических данных по разрезу слагающих их толщ и ближайшим обрамлениям.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Основа выделения бассейнов термодегидратационных вод — развитие в разрезе осадочного чехла относительно мощных существенно глинистых (монтмориллонитового ряда) толщ, погруженных на глубины с температурами катагенеза выше 80—120°C. В процессе перехода монтмориллонита в гидрослюда выделяются большие объемы химически агрессивных нагретых вод, способных извлекать металлы из вмещающих пород и в дальнейшем выполнять роль минерало- и рудообразующих гидротерм.

В юго-восточной части Русской платформы выделены девять бассейнов потенциально-металлоносных термодегидратационных вод. В их пределах возраст водоматеринских толщ изменяется от рифея до ранней перми. Время водоотделения заметно сдвинуто в сторону омоложения и за немногими исключениями относится к самым верхам палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Соответственно термодегидратационные воды могут участвовать как в процессах метасоматического минерало- и рудообразования, практически по всему разрезу чехла, так и в гидротермально-осадочных процессах (при выходе минерализованных термальных вод на дно морских бассейнов).

Обнаруживается тесная пространственная (а иногда и более тесная, возможно, генетическая — Башкирский выступ) связь термодегидратационных бассейнов с месторождениями и проявлениями свинца, цинка, золота, магнетита, сидерита, барита, бурых железняков, флюорита и серы. Намечены два района, перспективных на обнаружение промышленного оруденения: северная часть меденосной Вятско-Камской зоны (на золото и платиноиды в контуре медных проявлений) и район Алметьевск—Языково (Восточный Татарстан—Западный Башкортостан) на стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах верхнего девона и карбона.

Ограниченность имеющихся материалов по минералогии ряда ТД бассейнов требует постановки дополнительных специализированных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев М.М., Яриков Г.М., Хачатрян Р.О. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. — М.: Недра, 1975.

2. Ашев М.М., Батанова Г.П., Хачатрян Р.О. и др. Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. — М.: Недра, 1978.
3. Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегаантиклинория (Южный Урал). — Екатеринбург, 1997.
4. Геохимические особенности нефтегазоносности Прикаспийской впадины / Под ред. К.В. Фомкина // Тр. ВНИГНИ, 1985. Вып. 251.
5. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидротермальное рудообразование. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
6. Ларская Е.С., Четверикова О.П. О факторах литогенеза, определяющих продуктивность нефте- и газоматеринских толщ // Тр. ВНИГНИ. 1974. Вып. 158. С. 132—149.
7. Ларская Е.С., Калинко М.К. К методике выделения нефтегазоматеринских толщ // Тр. ВНИГНИ. 1976. Вып. 196. Геохимический сборник № 11. С. 112—119.
8. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. — Л.: Недра, 1992.
9. Наливкин В.Д., Якобсон К.Э. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа. — Л.: Недра, 1985.
10. Неволлин Н.В. Тектоническая природа и нефтегазоносность Прикаспийской впадины // Советская геология. 1985. № 6. С. 86—95.
11. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д.И. Горжевский, А.А. Карцев, Д.И. Павлов и др. — М.: Недра, 1990.
12. Холодов В.Н. Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудообразования. Редкометалльно-урановое рудообразование в осадочных породах. — М.: Наука, 1995.
13. Burst S.F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1969. Vol. 53. № 1.
14. Powers M.C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // Amer. Petrol. Geol. Bull. 1967. Vol. 51. № 7.

Дискуссии

УДК 552.56:551.72:553.493.34/46

© И.А.Бергман, 2002

Еще раз о литий-магниевом отношении как критерии карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций*

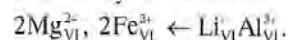
И.А.БЕРГМАН (ВИМС)

Изучение закономерностей распределения элементов в породах Гимольской железорудной серии (Карелия), принятое нами в 1974 г., привело к обнаружению в следующем 1975 г. литий-магниевого эффекта — устойчивой связи литий-магниевого отношения с составом пород железистой формации и его закономерного изменения с изменением состава пород. В результате последующих исследований и анализа литературных материалов удалось, во-первых, довести этот эффект до ранга «критерия» определения дометаморфической и первичной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций (ДЖФ), и, во-вторых, предложить теоретическое обоснование его возникновения в экзогенных железных рудах различного минерального состава и происхождения [3, 4, 8].

Чтобы понять причины возникновения данного эффекта уместно обратить внимание на следующие особенности минерального состава гидроксидно-оксидных железных руд, с одной стороны, и железисто-карбонатных — с другой, а именно: во-первых, гидроксиды и оксиды железа постоянно сопровождаются силикатами типа шамозита и т.д., во-вторых, карбонаты ассоциируют с кварцем (!), а не силикатами. Соответственно эмпирически установлено, что литий охотно концентрируется в силикатах вплоть до образования собственных минеральных фаз (лепидолит, гольмквистит, сподумен, и др.), но не входит в структуру карбонатов (и их сопровождающего низкотемпературного кварца). Такое поведение лития обусловлено рядом причин. При низких температурах в зоне гипергенеза играют роль и законы изоморфизма, и сорбция лития глинами (особенно при наличии источника с его повышенным содержанием), и некоторые другие; иллюстрацией последней формы концентрирования лития в силикатах служат гекториты — литиевые монтмориллониты, содержащие до 0,6% лития [1]. При более высоких температурах вхождение лития в твердые фазы контролируется преимущественно законами изоморфизма. Именно в изоморфном со-

стоянии находится, по-видимому, основная масса лития, как и многих других редких элементов, рассеянных в минералах-носителях и минералах-концентраторах. В числе последних, не считая собственных литиевых минералов, могут быть ставролит (максимально 0,59% Li, обычно не более 0,14%) [20], берилл (до 0,47%), цветной турмалин (до 0,66%), флогопит (до 0,41%), биотит (до 0,61%), мусковит (до 0,68%), маргарит (до 0,3%) [17]; кроме того, содержание лития до 0,1% и более обнаружено во многих минералах щелочных пегматитов, сподиофиллите, магниевом арфведсоните, рибеките, лепидомслане, криптомелане и некоторых других [17].

Ион лития обладает сравнительно небольшими размерами: $r_{\text{Li}} 0,59 \cdot 10^{-1}$ нм, $r_{\text{Li}} 0,74 \cdot 10^{-1}$ нм [12, 29 и др.]. Поэтому в минералах он может находиться в позициях, обычно занимаемых близкими к нему по размерам ионного радиуса элементами: магнием, железом (II), алюминием и некоторыми другими. В связи с разницей в зарядах ионов изоморфизм носит гетеровалентный характер. Схемы возможных вариантов изоморфного замещения перечисленных выше элементов литием подробно рассмотрены и описаны в работах Н.А.Солодова и других [17], Б.Датроу и других [20], и т.д. На основании имеющихся исследований считают, что в природных объектах преобладают замещения по типу:



В частности, этот вид изоморфизма в широких пределах осуществляется в изоморфном ряду биотит—циннвальдит—лепидолит, а также в литиевых хлоритах, роговой обманке и турмалине. В железомagneзиальных слюдах также возможен изоморфизм путем замещения MgO на LiF или на LiOH [17] (установлено, что соединения MgO и LiF при кристаллизации образуют сходные формы и являются изоструктурными); в пироксенах, в частности, установлен изоморфизм по типу $2\text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Li}^{+} + \text{Sc}^{3+}$ [30].

В отличие от силикатов литий не концентрируется в карбонатах — не только известняках, но и доломитах и др. В свое время это послужило Э.Хорстману основанием для вывода: «литий не входит в структуру кальцита и доломита» [22]. То же, как будет показано ниже, справедливо и

* Данный критерий также, по-видимому, может быть использован для реконструкции вещественной природы экзогенных марганцевых руд неясного происхождения.

для докембрийских известково-магнезиально-железистых метакarbonатов. Причины этого феномена точно не установлены. Наиболее вероятная из них — крайне ограниченные возможности гетеровалентного изоморфизма в карбонатах, например, по приведенной выше схеме: как известно, алюминий собственных карбонатов не образует и только в сочетании с щелочными и щелочноземельными элементами — Na, Mg, Ca, реже Sr, Ba, а также, Pb он может встречаться в виде редких гидрокарбонатов — алюмо-гидрокарбоната и др. (известное исключение из этого правила, возможно, давсонит). Вероятно, определенное влияние на вхождение лития в магнезистые и железистые карбонаты может также оказывать более высокая растворимость Li_2CO_3 ($\text{PR}_{\text{Li}_2\text{CO}_3}$, $10^{-2.4}$ для t 18—25°C [16])^{*}.

Поведение лития в сопутствующем карбонатам кварце определяется условиями его минералообразования [11]. Теоретически литий, с одной стороны, входит в структуру кварца, играя роль иона-компенсатора недостающего заряда при замещении Si^{4+} на Al^{3+} , Ti^{3+} и Ge^{3+} , с другой, он может находиться в форме неструктурной примеси, например, в составе газовой-жидких включений. В последнем случае резко усиливается его связь с компонентами включений — натрием, калием, кальцием и магнием. Количество неструктурного лития зависит от условий; так, например, в кварце ряда месторождений западного склона Урала его содержится 25—50% общего количества, но может достигать и 65—100%.

Общий диапазон содержания лития в кварцах составляет от менее 0,02 до $230 \cdot 10^{-4}\%$, но в кварце осадочных пород, разных метаморфогенных образований, включая зеленосланцевые комплексы, метаморфических пород, безрудных метаморфогенно-гидротермальных жил содержание лития обычно не превышает $1 \cdot 10^{-4}\%$, и лишь в редких случаях достигает $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$.

Поэтому карбонатные породы, свободные от примеси пелитового материала, должны быть устойчиво обеднены литием. Напротив, гидроксидно-окисные железные (и марганцевые) руды за счет постоянной примеси силикатов и частично, вероятно, за счет гидроксидов железа и марганца, которые, как установлено, также могут концентрировать литий^{**}, должны содержать этого редкого элемента, во всяком случае, больше, чем карбонатные породы.

Совершенно иначе ведет себя в осадочном процессе магний, кларк которого к тому же на три порядка выше кларка лития. Он и охотно участвует в образовании смешанных карбонатов с кальцием, железом и др., и образует свой собственный карбонат. Напротив, в процессе образования гидроксидно-окисных железных руд магний как значительно более подвижный элемент активно отделяется от железа. Прекрасной иллюстрацией сказанному служит образование бобовых руд за счет перемыва остаточных на Малкинском железорудном месторождении на Северном Кавказе, проиллюстрированное ниже.

Тип железной руды	Содержание		$\frac{1000\text{Li}}{\text{Mg}}\%$
	Li, $10^{-3}\%$	Mg, %	
Остаточная руда (в коре выветривания ультраосновного массива)	5,2	3,13	1,7
Бобовая руда (за счет переотложения остаточных руд)	123	0,59	209
	129	0,33	390

* Для тех же условий (t 25°C) $\text{PR}_{\text{MgCO}_3}$, $10^{-5.1}$, $\text{PR}_{\text{FeCO}_3}$, $10^{-10.54}$ [13].

**В частности, среди гидроксидов марганца группы псидомелана существует литиевая разновидность — литиофорит $(\text{Al}, \text{Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$.

***Здесь и далее $1000\text{Li}/\text{Mg}\%$.

Вот эти, во многом противоположные тенденции в поведении лития и магния в осадочном процессе и должны привести к скачкообразному изменению Li-Mg отношения от карбонатных железных руд (низкие значения) к гидроксидно-окисным и силикатным (высокие значения). Это-то и логично использовать для реконструкции природы рудного вещества древних метаморфизованных железных руд экзогенного происхождения (карбонаты железа — гидроксиды — оксиды и силикаты железа).

В соответствии с поставленной задачей рассмотрим особенности распределения лития и магния в гидроксидно-окисных железных рудах и карбонатных породах, включая их железистые разновидности, и возможности использования Li-Mg отношения в качестве критерия карбонатной природы рудного вещества ДЖФ.

Гидроксидно-окисные осадочные железные руды (фанерозой—современные). Литий-магнелиевое отношение в гидроксидно-окисных железных (и марганцевых) рудах определяется, по-видимому, главным образом постоянно присутствующим примесным силикатным материалом. По происхождению это могут быть обломочные, син- и диагенетические формы. Проанализируем влияние химического состава атмосферы (O_2 , CO_2) на эти формы.

В условиях кислородной атмосферы с низким содержанием углекислоты в экзогенных железных рудах возможны как обломочные, так и син- и диагенетические силикаты, и литий-магнелиевое отношение будет функцией их состава, количественного соотношения, условий образования и т.п. Примерно то же будет иметь место и в случае бескислородной атмосферы, если содержание углекислоты также будет низким. В условиях кислородной атмосферы с повышенно высоким содержанием углекислоты должно иметь место подавление сингенетических и, отчасти диагенетических силикатов (в зоне гипергенеза угольная кислота сильнее ортокремневой, поэтому углекислотная атмосфера препятствует образованию силикатов); следовательно, литий-магнелиевое отношение окажется в зависимости от соотношения этих элементов в обломочных силикатах. В случае бескислородной атмосферы при повышенно высоком содержании углекислоты гидроксидные железные руды не образуются. Таким образом, теоретически гидроксидно-окисные железные руды должны всегда сопровождаться силикатами с той разницей, что в одних случаях будут преобладать обломочные формы, тогда как в других смеси с различным соотношением обломочных, син- и диагенетических форм, и именно они будут определять литий-магнелиевое отношение в железных рудах этого типа. Реальные соотношения лития и магния в экзогенных гидроксидно-окисных железных, марганцево-железных (и марганцевых) рудах, металлоносных осадках, конкрециях, яшмах и т.д., а также гематит-гетитовой жильной руде и хлорит-магнетитовом скарне приведены в табл. 1 и иллюстрируются на рис. 1; в их числе результаты анализов на эти элементы 12 проб гидроксидно-окисных железных руд и металлоносных осадков из четырех объектов от мезозоя до современной эпохи и одна проба хлорит-магнетитового скарна из месторождения Хеммерляйн (ФРГ), выполненных нами для более полной геохимической характеристики железных руд.

В целом по объектам содержание Li в гидроксидно-окисных железных (и марганцевых) рудах, осадках и т.д. составляет $(0,1-128,8) \cdot 10^{-3}\%$, Mg 0,005—7% и более. Величина $1000\text{Li}/\text{Mg}$ ^{***} в подавляющем большинстве проб варьирует от 1 до 390, составляя в среднем 5 и более, и только в единичных пробах менее 1 (на долю исключений приходится

1. Содержание лития и магния в экзогенных гидроксидно-оксидных железных (и марганцевых) рудах и осадках, жильной и скарновой железных рудах (фансрозой—современные)

Номер пробы	Порода, географическое положение, источник	Число анализов	Li, 10 ⁻³ %	Mg, %	1000Li/Mg
	Гидроксидно-оксидные железные руды (Люксембург, Франция и др.) [24]	12	0,5—20	0,1—7 и более	1—18
14	Гематитовая руда (Испания, Бильбао, Пасифик майн) [24]	1	<0,5	4,5	<0,11
	Гидроксидно-оксидные железные руды (СНГ, Нигерия) [8]	11	0,1—128,8	0,005—5,2	1,3—390
	Марганцево-железные осадки (ВТН) [8]	1	2,17	1,88	1,2
	Железо-кремниевые осадки (поднятие Маркус, Тихий океан) [18]	1	5,2	<0,05	>100
	Гидроксидно-оксидные марганцевые руды (островодужный район юго-западной части Тихого океана) [27]	45	68,0	1,7	40
	Железо-марганцевые гидрогенные конкреции [19]		15	1,8	8,3
	Гидроксидно-оксидные марганцевые руды (р-н Галапагосского поднятия) [21]		10	1,6	6,3
	Марганцево-железные микроконкреции в осадках Джорджиз Бэнк [28]	1	8,7	1,2	7,3
М; К-109, 122, 123, 125—127	«Чистые» лимониты и сульфаты железа у выходов источников (районы вулкана Менделеева, о.Кунашир и вулкана Чирип, о.Итуруп) [10]	7	0,5—0,6	<0,05	>10
Ар-70, Ар-104	Гематитовые яшмы (мезозойские) Армении [10]	2	0,2—0,4	0,3—0,48	0,4—1,3
К-119	Кремнисто-железистая порода, оксидная (район вулкана Чирип, о.Итуруп) [10]	1	1,1	0,54	2
К-129ж	Железистая порода, сульфатно-оксидная (район вулкана Чирип, о.Итуруп) [10]	1	0,4	<0,05	>8
1/7	Гематит-гетитовая жильная руда (Шотландия) [23]	1	4,8	0,07	68,6
1/10	То же	1	4,2	0,02	210
1/105	«	1	4,8	0,02	240
1/1	«	1	0,4	<0,01	>40
22-Н1	Хлорит-магнетитовый скарн (Хеммерляйн, Саксония, ФРГ)	1	1,4	0,30	4,7

около 5% проб, причем все они, по-видимому, носят частный, узкоспецифический характер; так, например, низкое 1000Li/Mg в гематитовой руде типа Кампаниль железорудного месторождения Бильбао, Испания — проба № 14, табл. 1 — объясняется тем, что руды этого типа образуются за счет окисления гидротермальных сидеритов [33]).

Карбонатные породы и карбонатные железные руды. Теоретически экзогенные условия, благоприятные для формирования карбонатов, неблагоприятны для образования силикатов. Именно поэтому в большинстве хемогенных карбонатных пород кремний присутствует в виде различных форм SiO₂, давая или самостоятельные прослои — пласти кремней, или толщи кремнистых известняков и доломитов. Поскольку литий не замещает магний в карбонатах, поскольку формированию карбонатов благоприятствует подавление масс обломочного материала вообще (расцвет хемогенного карбоната накопления приходится на эпохи пенеппенизации областей денудации [2]) и поскольку в условиях углекислотной атмосферы хемогенные формы кремния представлены главным образом гелем SiO₂·nH₂O, — все это должно приводить к дефициту лития в карбонатных отложениях и общему низкому литий-магниевому отношению в этой группе хемогенных осадков. Ниже приведены литературные данные по распространности лития и литий-магниевому отношению в карбонат-

ных породах. Так, согласно В.Гольдшмидту [9], содержание лития в известняках 0,2·10⁻³%, по Э.Хорстману [22] 0,5·10⁻³%, по Л.Штроку [31] 2,8·10⁻³%. Расхождения в оценках распространенности лития в известняках Л.Штрока и Э.Хорстмана последний объясняет тем, что в анализированных Л.Штроком образцах имелась, вероятно, примесь пелитового материала; это следует иметь в виду и при использовании многих других аналитических данных, особенно в тех случаях, когда отсутствует детальная характеристика карбонатных пород. В работе Н.А.Солодова и других [17] содержание лития в известняках и доломитах сгруппировано по следующему принципу (данные по содержанию магния не приводятся): в карбонатных породах неуставленного состава лития (0,07±5,3) 10⁻³%, в среднем 1,44·10⁻³% (254 образца); в известняках, в т.ч. глинистых, доломитизированных и т.д. лития (0,23±16) 10⁻³%, в среднем 1,91·10⁻³% (109 образцов); в мергелях лития (0,33±18) 10⁻³%, в среднем 3,36·10⁻³% (78 образцов); в эдафогенных известковых илах лития (0,02±1,7) 10⁻³%, в среднем 0,56·10⁻³% (59 образцов). Наконец, крупное региональное обобщение по распределению лития и магния в метаморфизованных карбонатных породах Русской платформы в зависимости от их тектонического положения и климатических условий образования выполнено А.Б.Роновым и другими [14]. Согласно их дан-

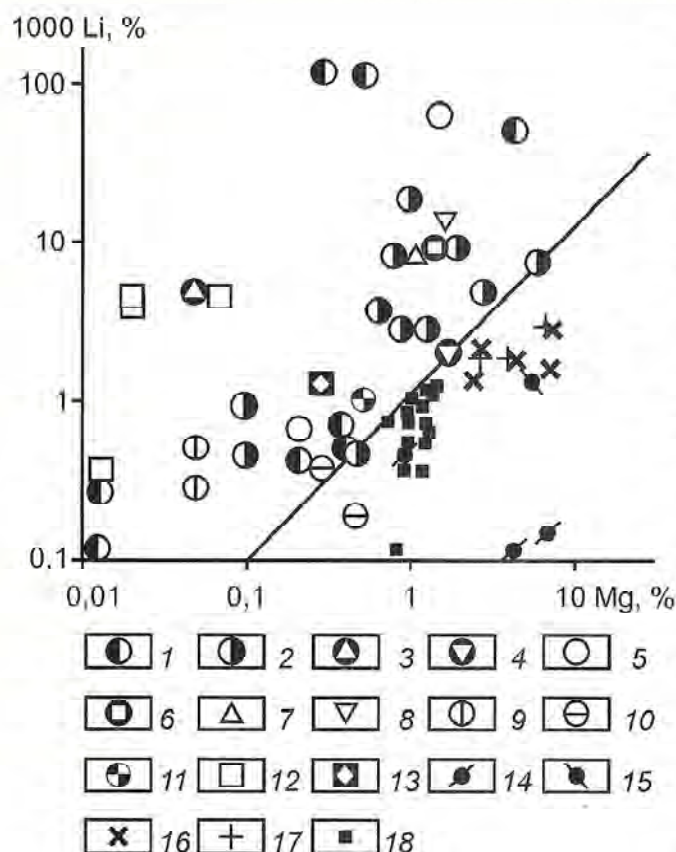


Рис. 1. Соотношение лития и магния в гидроксидно-окислных железных отложениях областей наземного вулканизма, океанических конкрециях и металлоносных осадках, гидроксидно-окислных железных рудах экзогенного происхождения, различных по составу карбонатных пород и железистых кварцитах (не содержащих щелочных амфиболов):

1 — мезозойские гидроксидно-окислные железные руды экзогенного происхождения (месторождения Эльтиген-Ортельское, Крым; Малкинское, Северный Кавказ; Акбаджа, Нигерия) [8]; 2 — гидроксидно-окислные железные руды экзогенного происхождения Европы (месторождения Франции, Люксембурга и т.д.) [24]; 3 — железо-кремниевые отложения поднятия Маркус, Тихий океан [18]; 4 — марганцево-железные осадки ВТП [8]; 5 — гидроксидно-окислные марганцевые руды (островолужный район юго-западной части Тихого океана) [27]; 6 — гидроксидно-окислные марганцевые руды района Галапагосского поднятия, Тихий океан [21]; 7 — марганцево-железные микроконкреции в осадках Джорджиз Бэнк [28]; 8 — железо-марганцевые гидрогенные конкреции [19]; 9 — «чистые» лимониты и сульфаты железа у выходов источников (районы вулкана Менделеева, о. Кунашир и вулкана Чирип, о. Итуруп — Большая Курильская гряда) [10]; 10 — мезозойские гематитовые яшмы Армении [10]; 11 — кремнисто-железистая порода, окисная (район вулкана Чирип, о. Итуруп — Большая Курильская гряда) [10]; 12 — гематит-гетитовая жильная руда, Шотландия [23]; 13 — хлорит-магнетитовая руда скарнового месторождения Хеммерляйн, Саксония (ФРГ); 14 — сидероплезит-сидеритовые слои в железистой формации криворожской серии нижнего протерозоя, месторождения Большая Глеватка и Новокриворожское (Криворожский железорудный район); 15 — сидероплезитовая жила в железистых кварцитах криворожской серии, месторождение Новокриворожское (Криворожский железорудный район); 16 — метаморфизованные известняки (и доломиты) верхней свиты криворожской серии, нижний протерозой (Криворожский железорудный район); 17 — известково-магнезиальные карбонатные породы Русской платформы [14]; 18 — бесщелочноамфиболовые железистые кварциты гимольской серии верхнего архея, Костомукшское месторождение (Карелия); быстрорастворимые марганцевые корки Галапагосского поля гидротермальных холмов, идущие по № 6, охарактеризованы литий-магниевым отношением, основанном на аналитических данных С. Мурби и Д. Кронана (скв. 506, 506С, 507Д, 509В, восемь проб, среднее содержание лития 100 г/т, магния 1,6% [26]), аналогичные данные А. А. Мигдисова и других [25] опущены из-за меньшей представительности (скв. 507А, 509В, три пробы, среднее содержание лития 6,7 г/т, магния 1,86%)

ным (табл. 2), среднее содержание лития и магния в этой группе пород составляет $2,4 \cdot 10^{-3}$ и 5,1% и $1000\text{Li}/\text{Mg}$ 0,5 (нерастворимый остаток 17–19%). Из приведенных данных очевидно, что содержание лития и литий-магниевое отношение в карбонатных осадочных породах в очень сильной степени зависят от присутствия нерастворимого остатка. Но и при таком его довольно высоком среднем содержании 20% $1000\text{Li}/\text{Mg}$ в карбонатных осадочных породах не должно существенно превышать 0,5 (кларковые значения в карбонатных осадочных породах, основанные на анализе более чистого материала, соответственно равны: лития 0,5–10⁻³%; магния 4,7% [32]; $1000\text{Li}/\text{Mg}$ 0,11).

В связи с тем, что ДЖФ — метаморфизованные образования, представлялось необходимым располагать геохимическими данными по известнякам, доломитам и железистым карбонатам аналогичного или близкого абсолютного возраста, тектонического положения и степени метаморфизма. Поэтому нами было проведено определение лития и магния в карбонатных породах и рудах криворожской серии (УЩ); результаты анализов представлены в табл. 2. Там же помещены аналогичные данные по сидеритовой руде Айзенфельда (ФРГ) [24]. Содержание обоих элементов и их отношение в метаморфизованных известково-магнезиальных карбонатных породах криворожской серии (около 1500 м опробованного керна скважин) соответственно $2 \cdot 10^{-3}$ % лития* и 4,7% магния, $1000\text{Li}/\text{Mg}$ 0,4 — оказались практически идентичны аналогичным характеристикам в карбонатных породах русской платформы, по А. Б. Ронову и другим [14]. Симптоматично, что содержание лития и $1000\text{Li}/\text{Mg}$ в магнезиально-железистых и железистых карбонатах той же серии оказались значительно ниже — соответственно $(0,1 \pm 0,65) \cdot 10^{-3}$ % и 0,02–0,16. Близкое $1000\text{Li}/\text{Mg}$ получено С. Ландергреном для сидеритовой руды Айзенфельда (менее 0,5 [24]).

Таким образом, по литий-магниевому отношению гидроксидно-окислные железные (и марганцевые) руды действительно контрастно отличаются от карбонатных пород, включая их железистые разновидности: в первых $1000\text{Li}/\text{Mg}$ как правило значительно больше 1 (в среднем более 5); во вторых — менее 1 (в среднем около 0,5). С точки зрения автора, эти особенности гидроксидно-окислных (и марганцевых) руд экзогенного происхождения (устойчивое высокое литий-магниевое отношение), с одной стороны, и карбонатных пород и карбонатных железных руд (устойчивое низкое литий-магниевое отношение), с другой, могут быть отнесены к категории их внутренних, существенных признаков в рассматриваемой системе, и именно на таких признаках должна основываться разбраковка природы метаморфизованных экзогенных железных руд. Следует подчеркнуть, что процессы метаморфизма, по крайней мере, на ранних ступенях их активизации не должны значимо искажать выявленного различия. Дело в том, что теоретически аккумуляция лития в карбонатных породах и карбонатных железных рудах возможна только с появлением в них силикатов, которые обычно не образуются ранее верхов фации зеленых сланцев; практически это подтверждается данными по метаморфизованным карбонатным породам Криворожской серии (см. табл. 2) и Южной Лапландии (Финляндия) [15]. С другой стороны, наличие силикатов в гидроксидно-окислных железных рудах на начальных стадиях метаморфизма благоприятно для удержания в них лития, что и будет обеспечивать повышенное литий-магниевое отношение в метаморфизованных рудах этого типа. В частности, высокое отношение установлено в скарновой хлорит-магнетитовой руде месторождения Хеммерляйн (4,7; см. табл.

*В метаморфизованных карбонатных породах Южной Лапландии (Финляндия) в среднем содержится $1,5 \cdot 10^{-3}$ % лития [15].

2. Соотношение лития и магния в различных по составу карбонатных породах и карбонатных железных рудах

Номер пробы	Объект	Опробование; мощность, м	Li, 10 ⁻³ %	Mg, %	1000Li/Mg
	<i>Русская платформа [14]</i>				
	Карбонатные породы* (гумидно-аридные, 10 085 образцов): лагунные прибрежно-морские пелагические		3,2 1,9 2	7,72 3,05 4,57	0,4 0,6 0,5
	<i>ФРГ, Зиген, Айзенфельд [24]</i>				
	Сидеритовая руда		<0,5	1	<0,5
	<i>Украинский щит, криворожская серия</i>				
10886	Метаморфизованный сидерит (K ₂ , месторождение Новокриворожское, карьер) [8]	Штуф	0,1	4,81	0,02
10885	Метаморфизованный сидероплезит (K ₂ , месторождение Большая Глееватка, карьер) [8]	Штуф	0,16	8,0	0,02
	Составная проба метаморфизованных сидеритов (девять частных проб сидеритовых слоев мощностью 0,5—4 см; K ₂ , Новокриворожское месторождение, карьер)	Штуфное	0,65	3,99	0,16
35-80	Сидероплезит (прожилки в железистом кварците K ₂ ^{ЖК} , Новокриворожское месторождение, карьер)	Штуф	1,4	6,43	0,2
10384	Метаморфизованные известняки и доломиты (K ₃ , 32 пробы)	Керн, 1216 м	1,9	5	0,4
5811	Метаморфизованный доломит (K ₃) [8]	Керн, 11 м	1,7	8,40	0,2
5866	То же	Керн, 29,5 м	2,9	8,40	0,3
5902	Метаморфизованные доломитсодержащие известняки (K ₃) [8]	Керн, 33 м	1,5	2,68	0,56
10080	Метаморфизованные малоуглеродистые доломиты и известняки (K ₃) [8]	Керн, 287 м	2,16	3,05	0,7

*Нерастворимый остаток 17—19%.

1) и гематит-гетитовой жильной руде одного из районов Шотландии (40—240; см. табл. 1).

Впервые возможности литий-магниевого критерия были проиллюстрированы на железистых кварцитах Гимольской серии (Карелия) [8]. Последние в соответствии с особенностями состава и литий-магниевым отношением были разделены на две группы: железистые кварциты без щелочных амфиболов (76% их общего количества) с 1000Li/Mg менее 1 и железистые кварциты с щелочными амфиболами (24% их общего количества) и 1000Li/Mg более 1. Из них в поле карбонатных пород (см. рис. 1) попадают и интерпретируются как продукты метаморфизма железистых карбонатов 76% железистых кварцитов без щелочных амфиболов и еще 10% железистых кварцитов с низким содержанием щелочных амфиболов. Остальные 14% железистых кварцитов с щелочными амфиболами и 1000Li/Mg более 1 ложатся в поле гидроксидно-оксидных железных руд (рис. 2), и на этом основании должны быть интерпретированы как продукты метаморфизма гидроксидов—оксидов железа. Позднее аналогичная картина была установлена в железистых кварцитах криворожской серии (Украинский щит) с той разницей, что в ее составе количество железистых кварцитов с щелочными амфиболами оказалось значительно меньше (10%), причем практически все они, кроме одной пробы, приходится на северное выклинивание криворожской структурно-формационной зоны (Желтореченская структура); исключение — проба железистых кварцитов с повышенным содержанием силикатов, отобранная в селом железистом горизонте на участке рудника им. Фрунзе (Центральное Криворожье): 12 м, 1000Li/Mg 1,5.

В то же время, основываясь на использовании еще одного элементно-геохимического критерия — сорбционной

емкости, мы сделали вывод о единой карбонатной природе всех железистых кварцитов гимольской серии независимо от их минерального состава [5—7 и др.].* Итак, два критерия — два взаимоисключающих вывода о природе рудного вещества железистых кварцитов с щелочными амфиболами (гидроксиды—оксиды железа — железистые карбонаты). Как быть в этом случае? С нашей точки зрения, возможны два пути. Первый чисто формальный: отнести железистые кварциты с щелочными амфиболами к нереконструируемому на сегодня образованию, полагая, что со временем появится какой-либо арбитражный метод, который и внесет ясность в данный вопрос (в последующем мы покажем, что на общих выводах о карбонатной природе рудного вещества ДЖФ и химизме докембрийской атмосферы это никак не отразится). Второй путь сводится к поискам таких признаков (второстепенных, косвенных), которые могли бы обеспечить преодоление возникшего противоречия. Искомые признаки имеются. В частности, они приведены в работе [8]. Именно с учетом этих признаков в той же работе был сделан заключительный вывод о том, что к моменту метаморфизма рудное вещество железистых кварцитов гимольской серии, независимо от их минерального состава, находилось в карбонатной форме (сидерит, сидероплезит).

Этот важный вывод нуждается однако в последующей дестализации для выяснения конкретной природы железистых карбонатов (диагенетические, хемогенные, гидротер-

*Речь идет об эквивалентности уровня концентрации элементов-сорбатов в карбонатных породах и карбонатных железных рудах, и железистых кварцитах, содержащих и не содержащих щелочные амфиболы (U, Th, P, V).

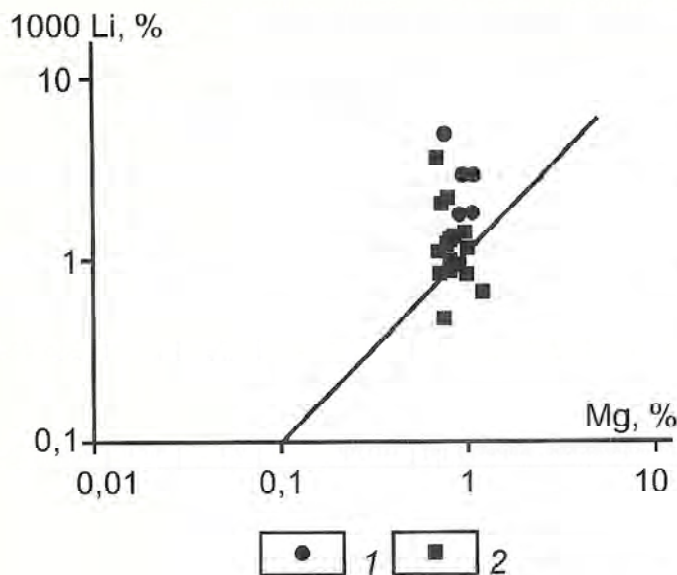


Рис. 2. Соотношение лития и магния в щелочно-амфиболовых железистых кварцитах:

1 — железистые кварциты криворожской серии раннего протерозоя (Криворожский железорудный район); 2 — железистые кварциты позднего архея гимольской серии (Костомукшское месторождение, Карелия)

мальные). Осуществить необходимую детализацию пока удастся лишь путем реконструкции фациального профиля, в основу которой положены: 1) контрастное различие в положении диагенетических и хемогенных карбонатов на обобщенном фациальном профиле бассейновых осадков (первые формируются в области песчано-глинистых фаций, вторые аккумулируются по другую сторону пелитовой фации в области отложения хемогенных осадков вообще; в отличие от них гидротермальные железистые карбонаты не должны обнаруживать признаков принадлежности породам фациального ряда); 2) функциональная связь закономерностей распределения литий-магниевого отношения на обобщенном фациальном профиле с мощностью слоеобразования и их относительным положением на этом профиле; 3) функциональная связь литий-магниевого отношения с составом и сложением пород железистой формации гимольской серии. Искомое — относительное положение железистых кварцитов (железистых карбонатов) на обобщенном фациальном профиле бассейновых осадков (?).

Если в соответствии с выше сказанным расположить породы, составляющие железистую формацию гимольской серии, в ряд с убывающей мощностью полосчатого сложения: кварцито-сланцы и сланце-кварциты → малорудные кварциты → железистые кварциты (без щелочных амфиболов) в предположении об их принадлежности второй, более глубоководной половине обобщенного фациального профиля, тогда контролем правильности данного предположения должно быть закономерное последовательное уменьшение литий-магниевого отношения в этом ряду. То, что дело обстоит именно так, проиллюстрировано на рис. 3. В приведенном ряду пород железистые кварциты занимают самое крайнее положение, отвечающее области аккумуляции хемогенных осадков. Следовательно, железистые карбонаты, как реконструированная дометаморфическая форма рудного вещества железистых кварцитов гимольской серии, — хемогенные образования со всеми вытекающими из этого следствиями.

Для реконструкции фациального положения железистых кварцитов с щелочными амфиболами следует испо-

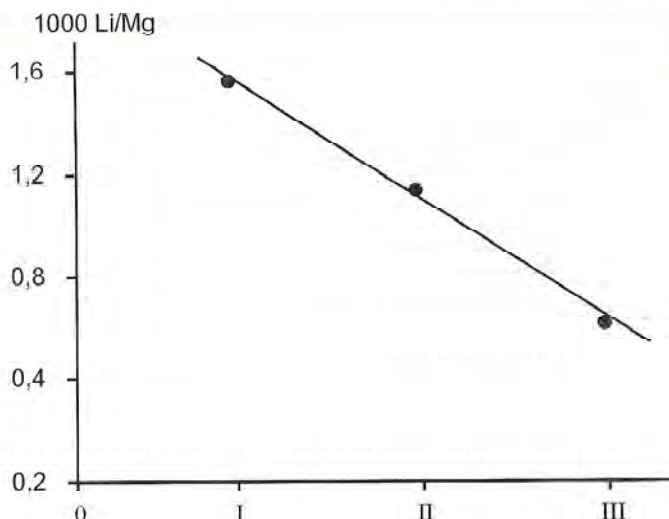


Рис. 3. Связь литий-магниевого отношения с составом и сложением пород железистой формации гимольской серии, Костомукшское месторождение, Карелия:

представительность анализов: кварцито-сланцы и сланце-кварциты (I) — 22 пробы, 95 м опробованного керна скважин; малорудные кварциты (II) — 16 проб, 300 м; железистые кварциты (III) — 18 проб, 444 м

льзовать критерий сорбционной емкости [5—7 и др.], который не имеет недостатков, свойственных литий-магнелию. Его применение к железистым кварцитам с щелочными амфиболами не вносит изменений в сделанный выше вывод о хемогенно-осадочной карбонатной природе их рудного вещества.

В заключение коротко перечислим основные недостатки и достоинства литий-магниевого отношения как критерия дометаморфической и первичной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций.

К недостаткам следует, очевидно, отнести недостаточную высокую устойчивость этого критерия к ошеслачиванию, проявляемому в докембрийских железистых формациях на регрессивной стадии метаморфизма. Но поскольку ошеслачивание развивается локально, приурочиваясь к зонам активизации регрессивного метаморфизма, а в ряде формаций оно практически вообще не проявляется (Примандровский железорудный район, месторождения Оленегорское, XV-летия Октября, им. проф.Баумана и др.), этот недостаток имеет в целом второстепенное значение.

Достоинств у этого критерия больше и они, к тому же, важнее недостатков. Во-первых, литий-магнелию, как кристаллохимический параметр не зависит от геологического времени и может применяться к железным рудам любого абсолютного возраста. Во-вторых, в условиях прогрессивного метаморфизма этот критерий сохраняет свою эффективность, по крайней мере, до амфиболитовой фации, и его было бы логично использовать для реконструкции низкотемпературных железистых формаций оз.Верхнее в США, группы Хамерели в Австралии, и т.д. В-третьих, форма отношения элементов нивелирует различие железистых кварцитов и вмещающих их пород по содержанию силикатов — основных концентраторов лития (но, конечно, не нивелирует различие в составе силикатов), и тем самым делает их сопоставимыми для оценки возможного привноса — выноса элементов, что особенно важно для более подвижного лития, в процессах метаморфизма. В-четвертых, оба элемента находятся в докембрийских железистых формациях в количествах, легко определяемых простыми методами, не требующими дорогостоящей аппаратуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. Архангельский А.Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР // Академику В.И. Вернадскому. М., 1936. Ч. 2. С. 863—873.
3. Бергман И.А. Различия изоморфной замещаемости магния литием в карбонатах и силикатах как критерий природы рудного вещества докембрийских железистых формаций (ДЖФ) // Теория и методология минералогии: Тез. докл. Всес. совещ. Сыктывкар, 1985. Т. 1. С. 155—156.
4. Бергман И.А. Применение литий-магниевого критерия к железистой формации Криворожской серии с целью реконструкции природы ее рудного вещества // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М., 1999. Вып. 140. С. 103—113.
5. Бергман И.А., Колесов Г.И., Воробьев В.С. К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских железистых формациях в связи с проблемой их генезиса // Геохимия. 1985. № 6. С. 821—833.
6. Бергман И.А., Савинова Е.Н. К геохимии фосфора и бора в породах железорудной Гимольской серии (Карелия) в связи с решением проблемы генезиса докембрийских железистых формаций // Геохимия. 1980. № 2. С. 247—260.
7. Бергман И.А., Соборнов О.П. Редкие элементы как индикаторы карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций // Геохимия. 1987. № 2. С. 239—249.
8. Бергман И.А., Щербаков В.И., Гаврилова Л.К. Литий-магнелие отношение как критерий карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций // Геохимия. 1980. № 1. С. 53—70.
9. Гольдшмидт В.М., Берман Г., Гаунтман Г., Петере К. К геохимии щелочных металлов // Сб. статей по геохимии редких элементов. М.—Л., 1938. С. 185—192.
10. Кизулин И.А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд. — Новосибирск: Наука, 1985.
11. Крылова Г.И., Малышев А.Г., Пестриков Н.Н., Заднепровский Б.И. Литий в природных кварцах // Обзор. М., 1994. Вып. 9.
12. Макаров Е.С. Изоморфизм атомов в кристаллах. — М.: Атомиздат, 1973.
13. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. — М.: Атомиздат, 1971.
14. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Воскресенская Н.Т., Корзина Г.А. Геохимия лития в осадочном цикле // Геохимия. 1970. № 2. С. 131—161.
15. Сахама Т.Г. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., 1952. С. 228—294.
16. Свойства неорганических соединений: Справочник. — Л.: Химия, 1983.
17. Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А. Геохимия лития, рубидия и цезия. — М.: Недра, 1980.
18. Шарапов В.Н., Васильева А.И., Григорьева Т.Н. и др. Железо-кремниевые отложения одного из вулканов поднятия Маркус // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 1. С. 211—213.
19. Cronan D.S. Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits // Chemical Oceanography (eds. J.P. Riley and R. Chester). 1976. Vol. 5. P. 217—263.
20. Duirow B.H., Holdaway M., Hinton R.W. Lithium staurolite and its significance // Contrib. to Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 94. № 4. P. 496—506.
21. Edmond J.M., Measures C., McDuff R.E. et al. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: The Galapagos data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 46. № 1. P. 1—18.
22. Horstman E.L. The distribution of Li, Rb and Cs in igneous and sedimentary rocks // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1957. Vol. 12. № 1—2. P. 1—28.
23. Keith N. Mineralogy and geochemistry of manganese and iron veins, Arndilly, Bauffshire // Scottish J. of Geology. 1986. Vol. 22. № 2. P. 213—224.
24. Landergrén S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks // Sveriges Geol. Undersökning ?rsbok 42. № 5. Ser. C. № 496. 1948.
25. Migdisov A.A., Gradusov B.P., Bredanova N.V. et al. Major and minor elements in hydrothermal and pelagic sediments of the Galapagos Mounds area, Leg 70 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1983. Vol. LXX. P. 277—295.
26. Moorby S.A., Cronan D.S. The geochemistry of hydrothermal and pelagic sediments from the Galapagos Hydrothermal Mounds Field, D.S.D.P. Leg 70 // Mineral. Mag. 1983. Vol. 47. Part 3. P. 291—300.
27. Moorby S.A., Cronan D.S., Glasby G.P. Geochemistry of hydrothermal Mn-oxide deposits from the S.W. Pacific island arc // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. № 3. P. 433—441.
28. Poppe L.J., Commeau R.F., Commeau J.A. et al. Ferromanganese micromodules from the surficial sediments of Georges Bank // J. of Marine Res. 1984. Vol. 42. № 2. P. 463—472.
29. Shannon R.D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // Acta Crystallogr. 1976. Vol. 32. Part 5. Section A. P. 751—767.
30. Smyth J.R., Ito J. The synthesis and crystal structure of a magnesium-lithium-scandium protopyroxene // Amer. Mineral. 1977. Vol. 62. № 11/12. P. 1252—1257.
31. Strock L.W. Zur Geochemie des Lithiums // Nachr. Gesel. der Wissen zu Göttingen. Mat.-Phys. Kl. F. IV. Neue Folge. 1936. B. 1. № 15.
32. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol. 72. P. 175—192.
33. Zitsmann A., Neumann-Redlin Chr. The iron ore deposits of Spain // Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas. Vol. 1. Hannover: 1977. P. 269—278.

Новые книги по тектонике и поисковым методам

В.Г.ЗАЙЦЕВ (КПР по Мурманской области МПР РФ)

Под эгидой Министерства природных ресурсов РФ в издательстве КНЦ РАН опубликованы две монографии В.Г.Чувардинского «Неотектоника восточной части Балтийского щита» (Апатиты, 2000) и «Разрывная неотектоника и новые поисковые методики» (Апатиты, 2001). В первой книге показано широкое развитие на Балтийском щите неотектонических разрывных дислокаций и их ведущая роль в геоморфогенезе этой территории. Вторая работа посвящена геологическому обоснованию новых поисковых методик, преимущественно разработке методики валунных поисков рудных месторождений.

Рецензируемые монографии базируются на обширном и разностороннем фактическом материале, собранном главным образом автором за десятки лет геолого-съёмочных, поисковых и маршрутных исследований в Карело-Кольском регионе. Это придает вес оригинальным разработкам и выводам автора.

Рассматривая монографию 2000 г., следует выделить следующие наиболее важные положения, характеризующие работу.

1. Установлены геолого-геоморфологические критерии определения относительного возраста разломов и разработаны принципы картирования новейших разрывных нарушений в докембрийских кристаллических породах.

2. Всесторонне проанализированы материалы по строению разломов разных кинематических типов, дано детальное описание сместителей и зеркал скольжения сдвигов, сбросов-надвигов и сбросов. Приведены доказательства тектонического генезиса штриховки и полировки пород, а также серповидных знаков и сколов, представляющих собой элементы тектонических зеркал скольжения.

3. Значимая составляющая монографии — система доказательств парагенетической связи неотектонических разрывных дислокаций — сбросов-надвигов, сдвигов и сбросов и «ледниково-экзарационных» типов рельефа, фактические данные и доказательства разломно-тектонического происхождения фиордов, шхерного рельефа, озерных котловин, друмлинов, баранных лбов, курчавых скал, полировки и штриховки кристаллических пород.

Автором также представлены данные, показывающие парагенезис разломов сбросово-сдвигового типа с озами и «конечно-моренными» грядами. По В.Г.Чувардинскому, эти типы рельефа имеют чешуйчато-надвиговое строение, расположены вдоль разломов и сформировались в результате деформаций и тектонического скупивания рыхлых отложений, прикрывавших зоны разломов.

Несомненный интерес для тектонистов и геоморфологов представляют также разделы по неотектонической активизации грабенов, вопросам гляциоизостазии и гляцио-тектоники. Автором показана тектоническая природа воздымания Балтийского щита, приведены доказательства тектонического происхождения дислокаций и отторженцев в платформенном чехле.

Рецензируемая монография может рассматриваться и как методическое пособие для картирования неотектонических разломов и составления карт новейшей тектоники восточной части Балтийского щита.

В работе «Разрывная неотектоника и новые поисковые методики» упор сделан на развитие и практическое применение положений, изложенных в предшествующей монографии. Один из наиболее важных разделов книги посвящен динамике шовных зон разломов и процессам вдольразломного перемещения тектонизированных масс — валунно-глыбовых брекчий трения, клиньев и блоков. Автор доказывает, что часть этого материала выводилась по восстанию сбросо-надвигов и на участках сбросовой составляющей сдвигов на поверхность с глубины от первых метров до десятков и сотен метров. Это обстоятельство имеет важное поисковое значение, т.к. согласно автору, при пересечении разломами рудоносных тел на поверхность выводились глыбы и валуны рудных пород.

Обширный фактический материал по закономерностям перемещения рудных валунов, полученный при многолетних валунно-поисковых работах на Кольском полуострове, позволил В.Г.Чувардинскому разработать принципиально новую методику валунных поисков рудных месторождений. В ее основу положены данные о вдольразломном перемещении валунно-глыбового материала брекчий трения и выведения части его на топографическую поверхность. Это делает валунный метод не только поверхностным, но и глубинным, что имеет большое поисковое значение.

В рецензируемой книге дано описание методики полевых валунных поисков и приведены примеры выявления по данной методике рудных месторождений и рудопроявлений.

Заканчивая рассмотрение монографий В.Г.Чувардинского, следует еще раз отметить обширность фактического материала, положенного в основу далеко нестандартных, оригинальных разработок и выводов, указать на их практическую значимость. К несомненным достижениям отечественной науки следует отнести и убедительные доказательства тектонического происхождения экзарационных и других типов «ледникового» рельефа.

Эти выводы имеют первостепенное значение для кардинального решения известной палеогеографической проблемы — проблемы былых материковых оледенений (этот вопрос рассмотрен в монографии В.Г.Чувардинского «О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации», 1998). Приведенные материалы позволяют возратить в структурную геологию большой пласт разломно-дислокационных признаков, что необходимо для более полного понимания сложных геодинамических процессов.

Обе книги богато иллюстрированы, написаны в свободном, легко воспринимаемом стиле, но, безусловно, остро дискуссионны. Их дискуссионность объясняется пересмотром многих традиционных положений, касающихся геолого-геоморфологических аспектов ледниковой теории. Однако этот пересмотр основан на всестороннем анализе огромного и разнообразного фактического материала, в т.ч. собранного сторонниками ледниковой теории.

Первооткрыватели отечественных месторождений

Месторождения олова

АЛЕКСЕЕНКО Игорь Михайлович	им. Э.М.Смоляникова	1981
АНТОНОВ Олег Всеволодович	Ярославское	1970
АНТОНОВ Феодосий Поликарпович	Дальнетаежное	1970
АНТУШЕВИЧ Игнат Иосифович	Арсеньевское	1988
БАКИРОВ Апас Бакирович	Учкошкон	1978
БАКУЛИН Юрий Ильич	Перевальное	1976
БАКУЛИН Юрий Ильич	Придорожное	1980
БЕСПАЛОВ Анатолий Яковлевич	Фестивальное	1969
БИЛАНЕНКО Виталий Андреевич	Невское	1976
БОРИСОВ Гавриил Иванович	Бургочанское	1978
БОРИСОВ Феликс Иванович	Трудовое	1978
БОЯРШИНОВ Владимир Владимирович	Одинокое	1990
БУТКЕВИЧ Теодор Вениаминович	Первоначальное	1984
БУЧНЕВ Иван Николаевич	Мамонт-Тасаппа	1981
ВОЛАРОВИЧ Георгий Павлович	Лифудзинское	1971
ГАГАЕВ Валерий Николаевич	Фестивальное	1980
ГАРУСОВ Михаил Иванович	Фестивальное	1980
ГИНСАРЬ Сергей Александрович	Одинокое	1990
ГОЛОКОВ Александр Константинович	Тысы-Кыильское	1976
ДОРОШЕНКО Николай Иванович	Учкошкон	1978
ДУБОВИК Михаил Михайлович	Илинтасское	1976
ЕМЕЛЬЯНОВ Николай Прохорович	Придорожное	1980
ЕПИФАНОВ Порфирий Прокопьевич	Эге-Хая	1973
ЕРОФЕЕВ Борис Никонович	Ильтинское	1970
ЕРОФЕЕВ Борис Никонович	Первоначальное	1970
ЕРОФЕЕВ Борис Никонович	Валькумейское	1979
ЗАХАРОВ Игорь Леонидович	Трудовое	1978
ИВАНОВ Иван Петрович	Суор-Дорожный	1978
ИГНАТЬЕВ Сергей Тимофеевич	Смирновское	1970
ИЛЬИН Юрий Иванович	Трудовое	1977
ИЦИКСОН Мирон Ильич	Хинганское	1969
КАБАКОВ Олег Николаевич	Солнечное	1969
КАЦ Давид Ильич	Депутатское	1971
КЛИМОВ Николай Васильевич	Тысы-Кыильское	1977
КЛЮШКИН Николай Лаврентьевич	Учкошкон	1978
КНАУФ Владимир Иосифович	Учкошкон	1978
КОВАЛЕВ Георгий Федорович	Фестивальное	1969
КОЗЛОВСКИЙ Евгений Александрович	Перевальное	1977
КОЛМАКОВ Григорий Ипатьевич	Депутатское	1971
КОНОВАЛОВ Николай Федорович	Тирехтах	1991
КОРНЮШИН Иван Васильевич	Верхнее Штокверковое	1975
КРЮЧКОВ Алексей Степанович	Трудовое	1977
КУЗНЕЦОВА Валерия Леонидовна	Невское	1972
КУНАЕВ Игорь Всеволодович	Дальнетаежное	1970
ЛАВРИК Николай Иванович	Тернистое	1970
ЛАЗАРЕВ Александр Зиновьевич	Лифудзинское	1971
ЛЕЩЕНКО Василий Яковлевич	Одинокое	1990
ЛУГОВ Сергей Филиппович	Первоначальное	1984
МАЛЫШЕВ Сергей Степанович	Трудовое	1977
МАРКИН Юрий Алексеевич	Первоначальное	1979
МАРЦУН Юрий Иванович	Дальнее	1970
МАТЕРИКОВ Михаил Прокопьевич	Ярославское	1970
МИЛЯЕВ Владимир Алексеевич	Иультинское	1976

МИРОНЕНКО Сергей Савельевич	Фестивальное	1980
МИРОНЕНКО Сергей Савельевич	Зона Геофизическая	1980
МИХЕЕВ Геннадий Иванович	руч. Крайний	1978
МОЗГОВОЙ Вячеслав Васильевич	Тернистое	1970
МОЗОЛЕВ Леонид Никандрович	Трудовое	1977
МОЯКУНОВ Эдиссон Васильевич	Тысы-Кыыльское	1976
МУРОМЦЕВ Алексей Иванович	Бургочанское	1976
МУРОМЦЕВ Алексей Иванович	Илинтасское	1976
НАЗАРОВ Григорий Михайлович	Одинокое	1990
НАТАЛЕНКО Владимир Егорович	Первоначальное	1979
НЕКРАСОВ Иван Яковлевич	Депутатское	1988
НИГМЕТЗЯНОВ Ильдар Гаришевич	Тирехтях	1991
НИЖНИК Дмитрий Николаевич	руч. Крайний	1978
НИКИТИН Виктор Иванович	Депутатское	1978
НИКОНОВ Анатолий Иосифович	им. Э.М.Смольникова	1981
НИКОНОВ Анатолий Иосифович	Тирехтях	1991
ОМЕЛЬЧЕНКО Николай Ильич	Верхнее Штокверковое	1975
ОНИХИМОВСКИЙ Вадим Викторович	Фестивальное	1969
ПАВЛОВСКИЙ Альфред Бернардович	Трудовое	1990
ПАНТЕЛЕЕВ Дмитрий Николаевич	Илинтасское	1978
ПАНТЕЛЕЕВ Дмитрий Николаевич	Тэнкэли	1980
ПАНТЕЛЕЕВ Дмитрий Николаевич	Одинокое	1980
ПЛИЕВ Владимир Николаевич	Таскыстабытская зона	1990
ПОКРОВСКИЙ Вальдемар Константинович	Тэнкэли	1980
ПОПЕНКО Сергей Никифорович	Бассейн р. Тарыкпая-Сулюказай	1987
ПОПЕНКО Сергей Никифорович	Ташкургансай	1987
ПОПОВ Игорь Петрович	им. Э.М.Смольникова	1981
ПРОКОФЬЕВ Александр Петрович	Хинганское	1969
РЕШЕТНИКОВ Спиридон Петрович	Тэнкэли	1980
СЕЛЕЗНЕВ Петр Николаевич	Перевальное	1976
СЕМЕНОВ Юрий Николаевич	Дальнее	1970
СОЛОВЬЕВ Василий Иванович	Карнабское	1986
СПИРИДОНОВ Валентин Петрович	Мамонт-Тасаппа	1981
СПИРИДОНОВ Валентин Петрович	Одинокое	1990
СТАВИНСКИЙ Виталий Антонович	Трудовое	1978
ТЕПЛЫХ Евгений Дмитриевич	Фестивальное	1980
ТЕПЛЫХ Евгений Дмитриевич	Зона Геофизическая	1980
ТЕРЕНТЬЕВ Владимир Борисович	Первоначальное	1979
ТИТОВ Владимир Алексеевич	им. Лаза	1971
ТРИФОНОВ Борис Александрович	Учкошкон II	1981
ТУХАС Отто Иванович	Придорожное	1980
ФИЛИМОНОВ Юрий Александрович	Тысы-Кыыльское	1976
ФЛЕРОВ Борис Леонидович	Бутугычак	1971
ЦАЛИКОВ Магомед Савкудзович	Суор-Дорожный	1978
ЧАЛЫХ Анатолий Яковлевич	Одинокое	1990
ЧЕНЦОВ Николай Петрович	Арсеньевское	1988
ЧЕРЕНКОВ Владимир Иванович	им. Э.М.Смольникова	1981
ШЕВЧЕНКО Владимир Андреевич	Тирехтях	1991
ШЕРШАКОВ Борис Ильич	Арсеньевское	1988
ШЕСТЕРЕНКИН Евгений Михайлович	Мамонт-Тасаппа	1981
ШИБКОВ Виктор Сергеевич	Учкошкон	1978
ШКИЛЬ Николай Михайлович	Учкошкон	1978
ЭПОВ Петр Асенкритович	Фестивальное	1969
ЯРМОЛЮК Виктор Андреевич	Хрустальное	1971

В 1964 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие, геологическое изучение и разведку нового оловорудного района была присуждена

БАКУЛИНУ Юрию Ильичу, **ДАЦКО** Евгению Ксенофонтовичу, **КАБАКОВУ** Олегу Николаевичу, **КОЗЛОВСКОМУ** Евгению Александровичу, **КРАСНОМУ** Льву Исааковичу, **ОНИХИМОВСКОМУ** Вадиму Викторовичу, **СЕЛЕЗНЕВУ** Петру Николаевичу, **ЯРМОЛЮКУ** Виктору Андреевичу.

В 1970 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за разведку, оценку и подготовку к промышленному освоению месторождения олова была присуждена

БОРОДЯНСКОМУ Александру Шаевичу, **ИВАНОВУ** Ивану Петровичу, **КОЛМАКОВУ** Григорию Ипатовичу, **НИКИТИНУ** Виктору Ивановичу, **НЕКРАСОВУ** Ивану Яковлевичу, **СЛЕНЦОВУ** Василию Гавриловичу, **ТЮТРИНУ** Иллариону Ивановичу.

В 1976 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и промышленную оценку нового оловорудного района была присуждена

ДОРОШЕНКО Николаю Ивановичу, **ИГЕМБЕРДИЕВУ** Самибеку Абазовичу, **ИСАЕВУ** Карагулу, **КАРАСАРТОВУ** Абдылде, **МАЛЫШЕВУ** Сергею Степановичу, **МОЗОЛЕВУ** Леониду Никандровичу, **ПАВЛОВСКОМУ** Альфреду Бернардовичу, **ПОМАЗКОВУ** Константину Дмитриевичу, **СТАВИНСКОМУ** Виталию Аятоновичу, **ШКИЛЬ** Николаю Михайловичу.

Месторождения редких металлов

АЙТАЛИЕВ Жархан Айтиалиевич	Белгородское	1971
БАБКИН Анатолий Степанович	Этыкинское	1976
БАДАЛОВ Степан Тигранович	Кальмакырское	1971
БЕЛЯКОВА Надежда Дмитриевна	Нура-Талды	1969
БЕУС Алексей Александрович	Орловское	1976
БЕУС Алексей Александрович	Этыкинское	1976
ВАСИЛЬЕВА Гиошинта Андреевна	Катутинское	1990
ВАСЮТИНА Лидия Георгиевна	Катутинское	1990
ВИДЯКИН Николай Сергеевич	Гольцовое	1990
ВИШНЯКОВ Николай Николаевич	Вишняковское	1985
ГАЛЕЦКИЙ Леонид Станиславович	Пержанское	1970
ГИНЗБУРГ Интерна Владимировна	Колмозерское	1970
ГОРБАЧЕВ Михаил Георгиевич	Шерабадское	1982
ГУРВИЧ Соломон Иохелевич	Пержанское	1970
ЕГОРОВ Иннокентий Игнатьевич	Белозиминское	1982
ЕРМАКОВ Геннадий Алексеевич	Ермаковское	1973
ЕФРЕМОВА Слава Викторовна	Нура-Талды	1973
ИВАНОВ Олег Васильевич	Нура-Талды	1969
ИЛЬЧЕНКО Владимир Яковлевич	Этыкинское	1976
ИСАКОВ Михаил Григорьевич	Вишневогорское	1971
КАМЕНЕВ Евгений Арсеньевич	Хибинская группа	1989
КИРИЧЕНКО Лев Александрович	Полмостундровское	1970
КИТАЕВ Григорий Григорьевич	Вишневогорское	1969
КОВАЛЕВ Александр Дмитриевич	Асу-Булакское	1973
КОНДРАТЬЕВ Анатолий Иванович	Вишняковское	1986
КУЗНЕЦОВ Валентин Григорьевич	Белозиминское	1982
КУЗНЕЦОВ Василий Иванович	Белогорское	1971
ЛЕТУНОВА Анна Афанасьевна	Белозиминское	1971
ЛУНЬКО Василий Филиппович	Пержанское	1970
МАКСИМОВ Владимир Алексеевич	Гольцовое	1979
МИНБАЕВ Сеид-Ахмет Берикбулович	Нура-Талдинское	1969
МИНЕЕВ Дмитрий Андреевич	Хибинская группа	1989
МИНИНА Екатерина Григорьевна	Полмостундровское	1970
НЕФЕДОВ Василий Петрович	Белозиминское	1970
НИКИФОРОВ Вениамин Петрович	Шерабадское	1982
НУСИНСОН Лев Соломонович	Катутинское	1990
ОЛЕРСКИЙ Петр Кронидович	«Северный Рудник»	1973
ОРЛОВ Вадим Алексеевич	Орловское	1976
ПАВЛИНОВ Валентин Николаевич	Гольцовое	1979
ПАПЫШИН Игорь Петрович	Хибинская группа	1989
ПОКРОВСКИЙ Сергей Дмитриевич	Ловозерское	1970
ПОЛЕТАЕВ Игорь Авенирович	Гольцовое	1979
ПОПОВ Борис Алексеевич	«Северный Рудник»	1969

ПОПОВ Николай Антонович	Бакенное	1973
ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ Иван Александрович	Белогорское	1971
ПРОСКУРЯКОВ Владимир Валентинович	Хибинская группа	1989
РАДЖАБОВ Фаттах Шейхович	Кутесай	1970
СВЕШНИКОВ Василий Алексеевич	«Северный Рудник»	1973
СИТНИН Алексей Александрович	Орловское	1976
ТИХОМИРОВ Николай Данилович	Кутесай	1970
УЧАКИН Юрий Михайлович	Вишняковское	1986
ФИЛИППОВ Виктор Александрович	Асу-Булакское	1973
ФИЛИППОВ Виктор Александрович	Бакенное	1973
ЧАРУХИН Петр Карпович	Бакенное	1973
ЧЕРНИК Лидия Николаевна	Орловское	1976
ЧИСТЯКОВ Николай Евлампиевич	«Северный Рудник»	1969
ЧУМАКОВ Алексей Александрович	Колмозерское	1970
ШАРМИН Николай Федорович	Белозиминское	1969
ЭГЕЛЬ Лев Евгеньевич	Алтайское	1976
ЮСУПОВ Нариман Бореевич	Кагугинское	1990

В 1964 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие, геологическое изучение и разведку нового оловорудного района была присуждена

БАКУЛИНУ Юрию Ильичу, **ДАЦКО** Евгению Ксенофонтовичу, **КАБАКОВУ** Олегу Николаевичу, **КОЗЛОВСКОМУ** Евгению Александровичу, **КРАСНОМУ** Льву Исааковичу, **ОНИХИМОВСКОМУ** Вадиму Викторовичу, **СЕЛЕЗНЕВУ** Петру Николаевичу, **ЯРМОЛЮКУ** Виктору Андреевичу.

В 1970 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за разведку, оценку и подготовку к промышленному освоению месторождения олова была присуждена

БОРОДЯНСКОМУ Александру Шаевичу, **ИВАНОВУ** Ивану Петровичу, **КОЛМАКОВУ** Григорию Ипатьевичу, **НИКИТИНУ** Виктору Ивановичу, **НЕКРАСОВУ** Ивану Яковлевичу, **СЛЕПЦОВУ** Василию Гавриловичу, **ТЮТРИНУ** Иллариону Ивановичу.

В 1976 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и промышленную оценку нового оловорудного района была присуждена

ДОРОШЕНКО Николаю Ивановичу, **ИГЕМБЕРДИЕВУ** Самибеку Абазовичу, **ИСАЕВУ** Карагулу, **КАРАСАРТОВУ** Абдылле, **МАДЫШЕВУ** Сергею Степановичу, **МОЗОЛЕВУ** Леониду Никандровичу, **ПАВЛОВСКОМУ** Альфреду Бернардовичу, **ПОМАЗКОВУ** Константину Дмитриевичу, **СТАВИНСКОМУ** Виталию Антоновичу, **ШКИЛЬ** Николаю Михайловичу.

Месторождения германия

ВНУКОВ Анатолий Васильевич	Тарбагатайское	1977
ГЛУХИХ Федор Абрамович	Новиковское	1971
КЛЕР Владимир Робертович	Тарбагатайское	1977
КОВТУНОВИЧ Юрий Михайлович	Новиковское	1971
МЕЙТОВ Евгений Соломонович	Тарбагатайское	1977
ПОПОВ Николай Владимирович	Ангренское	1970
ПРЯНИШНИКОВ Сергей Ефимович	Ангренское	1970
СУЛЕЙМАНОВ Габдулла Сулейманович	Ангренское	1987
СЫРОМЯТНИКОВ Иван Афанасьевич	Ангренское	1970

Месторождения ртути

АВАЛИШВИЛИ Пирос Иванович	Ахейское	1971
БАБКИН Петр Васильевич	Западно-Палаянское	1976
БОРКОЕВ Джакыцалы Боркоевич	Чонкойское	1978
ГОНЧАРОВ Анатолий Иванович	Новое	1979
ДРАНОВСКИЙ Иван Михайлович	Чернокурганское	1981
ДРАНОВСКИЙ Иван Михайлович	Полукупол Новый	1987
ДУБИНИН Евгений Георгиевич	Западно-Палаянское	1976
ЖАРИКОВ Марат Григорьевич	Чонкойское	1977
КАЛАНДАРИШВИЛИ Борис Иванович	Ахейское	1971
КАРЕВ Анатолий Михайлович	Новое	1979
КИРИКИЛИЦА Семен Иванович	Чернокурганское	1981
КОПЫТИН Виктор Иванович	Чукотская группа	1990
КОРОВКИН Александр Борисович	Джигикрутское	1969
КУЗНЕЦОВ Валерий Алексеевич	Акташское	1969
КУРОЧКИН Владимир Иванович	Ахейское	1971

МАМАЕВ Степан Андреевич	Западно-Палаяское	1976
МАНУЧАРИЦ Осеп Арташесович	Хайдарканское	1977
МУХИН Алексей Степанович	Акташское	1969
НЕДЗВЕЦКИЙ Антон Петрович	Джизжикрутское	1969
НЕТРЕБА Арнольд Васильевич	Северо-Кавказская группа	1970
ОЛЬХОВСКИЙ Николай Яковлевич	Чернокурганское	1981
ОЛЬХОВСКИЙ Николай Яковлевич	Полукупол Новый	1987
ОСМОНБЕТОВ Кубат Осмонбетович	Новое	1979
ПЕРМЯКОВ Борис Александрович	Новое	1979
ПЛАТОНОВ Кесарь Вячеславович	Северо-Кавказская группа	1970
ПОПОВ Владимир Иванович	Хайдарканское	1970
ПОЯРКОВ Владимир Эрастович	Хайдарканское	1970
СИМОНЯН Мартын Андронникович	Хайдарканское	1977
ТЕРЕХОВА Галина Анатольевна	Хайдарканское	1977
ТУРЧИНСКИЙ Валентин Павлович	Чонкойское	1970
ФЕДОРЧУК Виктор Парфентьевич	Хайдарканское	1977
ЯРУШЕВСКИЙ Георгий Александрович	Хайдарканское	1977

Месторождения сурьмы

БАЛАШОВ Александр Николаевич	Сентачанское	1980
БЫЧОК Богдан Григорьевич	Сарылахское	1983
ГАНЗИН Альберт Андреевич	Сарылахское	1976
ГОНЧАРОВ Анатолий Иванович	Новое	1979
ДЕЛЬЯНИДИ Кузьма Васильевич	Сарылахское	1976
ДОВЖИКОВ Алексей Евгеньевич	Терексайское	1970
ИВАНОВ Геннадий Семенович	Сентачанское	1989
КАРЕВ Анатолий Михайлович	Новое	1979
КАЮПОВ Кайгачан	Терексайское	1970
КОДИНЕЦ Олег Николаевич	Сентачанское	1989
КОРОВКИН Александр Борисович	Джизжикрутское	1969
ЛИНЕВ Вячеслав Георгиевич	Сентачанское	1980
НЕДЗВЕЦКИЙ Антон Петрович	Джизжикрутское	1969
ОСМОНБЕТОВ Кубат Осмонбетович	Новое	1979
ПЕРМЯКОВ Борис Александрович	Новое	1979
СИДОРЕНКО Петр Иванович	Сарылахское	1976
ХИЗБУЛИН Марат Вафич	Сентачанское	1989
ШАРОВ Герман Николаевич	Сарылахское	1976
ШАРОВ Герман Николаевич	Сентачанское	1980
ШЕНДЕРЕИ Григорий Федорович	Терексайское	1970
ЯКОВЧУК Валентин Зиновьевич	Удереиское	1988

Месторождения целестина

БАЙКОВ Анатолий Алексеевич	Сакыртминское	1990
БОНДАРЬ Владимир Григорьевич	Гулисай	1970
ГОРЕЛОВСКИЙ Геннадий Владимирович	Сакыртминское	1990
ЕЛЬФИМОВ Петр Тихонович	Сакыртминское	1990
ЖДАНОВ Борис Павлович	Арикское	1979
КИРИН Юрий Петрович	Сакыртминское	1990
КОРОЛЬ Анатолий Николаевич	Чалташское	1989
КУЛИЕВ Закир Джамилович	Арикское	1979
МАКСИМОВ Владимир Алексеевич	Ганджакское	1988
МАКСИМОВА Валентина Петровна	Ганджакское	1988
САЛЬНИКОВА Раиса Николаевна	Чалташское	1989
СИТНИКОВ Дмитрий Петрович	Ганджакское	1976
СМИРНОВ Вадим Васильевич	Арикское	1979
СОЛУН Владимир Иванович	Гулисайское	1970
СПИВАК Юрий Самуилович	Арикское	1979
СТЕПАНЕНКО Андрей Васильевич	Чалташское	1989
ШАБАНОВ Анатолий Григорьевич	Чалташское	1989

Месторождения железных руд

АШУРКОВ Виктор Александрович	Таштагольское	1991
БАЖЕНОВ Иван Кузьмич	Тейское	1971
БАТУХТИН Анатолий Александрович	Соколовское	1969
БЕЛЫХ Владимир Иванович	Приоскольское	1990
ВЕРЕЩАГИН Сергей Клавдиевич	Костамукшское	1075
ВОЛОШИН Федор Михеевич	Нерюндинское	1983
ГОРБАЧЕВ Леонид Григорьевич	Таштагольское	1991
ГОРЯЕВ Николай Васильевич	Соколовское	1969
ДВОРЦОВА Клавдия Ивановна	Лисаковское	1969
ДОБРОХОТОВ Михаил Николаевич	Кременчугское	1969
ДУНАЙ Евгений Иванович	Приоскольское	1990
ЖАВОРОПКИН Иван Алексеевич	Гостишевское	1977
ЗАВЬЯЛОВА Л.И.	Гаринское	1969
ИВАНОВ Петр Иванович	Костамукшское	1975
КАВУН Всеволод Иванович	Западно-Каралжальское	1969
КОПАЕВ Вячеслав Васильевич	Михайловское	1973
КОТЛЯРОВ Роман Акимович	Нижне-Ангарское	1969
КРАВЧЕНКО Виктор Михайлович	Тарыннах	1988
ЛАРИОНОВ Василий Александрович	Тарыннах	1988
ЛЕОНЕНКО Иван Никитович	Приоскольское	1990
ЛИТВИНЕНКО Иван Степанович	Кременчугское	1970
МАКАРОВА Зоя Александровна	Костамукшское	1975
МЕДВЕДКОВ Виктор Иванович	Нижне-Ангарское	1969
МОРОЗОВ Михаил Дмитриевич	Западно-Каралжальское	1969
НАСТЕНКО Андрей Андреевич	Южно-Белозерское	1969
НИКОЛАЕВ И.Г.	Западно-Каралжальское	1969
НОВОСЕЛОВ Аркадий Милентьевич	Нижне-Ангарское	1969
НОСИКОВ Вячеслав Петрович	Соколовское	1969
ОРЛОВ Виктор Петрович	Приоскольское	1990
ПАВЛОВСКИЙ Виолетт Иосифович	Гостишевское	1977
ПАРОВОЙ Василий Давыдович	Нерюндинское	1983
ПЕЛЮШЕНКО Валентин Михайлович	Южно-Белозерское	1969
ПЕРВАГО Владимир Александрович	Кимканское	1969
ПОЛЯКОВ Сергей Николаевич	Костамукшское	1990
ПОПОВ Алексей Афанасьевич	Костамукшское	1975
ПОСПЕЛОВ Геннадий Львович	Таштагольское	1991
РЕЗНИКОВА Альвина Михайловна	Тарыннах	1988
РУСИНОВИЧ Иван Алексеевич	Михайловское	1973
РУСИНОВИЧ Иван Алексеевич	Гостишевское	1977
СОКОЛОВ Николай Алексеевич	Приоскольское	1990
СТЕПАНОВ Александр Алексеевич	Лисаковское	1969
СТРОИТЕЛЕВА Антонина Васильевна	Западно-Каралжальское	1969
СУРГУТАНОВ Михаил Григорьевич	Соколовское	1969
ТАБАСТАЕВ А.П.	Тейское	1971
ТАРАЙМОВИЧ Михаил Петрович	Таштагольское	1991
ТИШКИН Владимир Михайлович	Тарыннах	1988
ТОКАРЕВ Анатолий Пименович	Лисаковское	1969
ФЕДЮК Валентин Иванович	Михайловское	1973
ХАЛЛО Виктор Федорович	Южно-Белозерское	1970
ШЕСТАКОВ Николай Антонович	Соколовское	1969
ШИПИЦИН Анатолий Иванович	Нерюндинское	1983
ЯРЕМЕНКО Николай Семенович	Лисаковское	1969

В 1957 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и разведку Сарбайского и Соколовского железорудных месторождений в Казахстане была присуждена

БАТИЩЕВУ-ТАРАСОВУ Степану Дмитриевичу, **ГОРЮНОВУ** Сергею Васильевичу, **КОЧЕРГИНУ** Ивану Андреевичу, **НОСИКОВУ** Вячеславу Петровичу, **ПЯТУНИНУ** Валентину Карповичу, **РЕДИНУ** Олегу Федоровичу, **СУРГУТАНОВУ** Михаилу Григорьевичу, **ТОПОРКОВУ** Дмитрию Дмитриевичу.

В 1959 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и разведку богатых железорудных месторождений Белгородского района Курской магнитной аномалии была присуждена

ДОБРОХОТОВУ Михаилу Николаевичу, **РУСИНОВИЧУ** Ивану Алексеевичу, **ШМИДТУ** Николаю Гавриловичу, **ЧАЙКИНУ** Семену Ивановичу, **ЯКОВЛЕВУ** Михаилу Ивановичу.

В 1985 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и разведку Костомукшского железорудного месторождения в Карельской АССР была присуждена

БЕЛЯЕВУ Кириллу Давыдовичу, **ГОЛУБЕВУ** Николаю Николаевичу, **ЕГОРУШКОВУ** Анатолию Николаевичу, **ИВАНОВУ** Петру Ивановичу, **МАКАРОВОЙ** Зое Александровне, **МАКАРЬИНУ** Василию Ивановичу, **МОРОЗОВУ** Виталию Васильевичу, **МОШКОВУ** Евгению Ивановичу, **ТУШЕВСКОМУ** Евгению Людвиговичу, **ХРУСТАЛЕВУ** Николаю Николаевичу.

В 1988 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за комплексную разведку уникальных железорудных месторождений в Оскольском районе Курской магнитной аномалии была присуждена

БЕЛЫХ Владимиру Ивановичу, **БОЙДАЧЕНКО** Виктору Николаевичу, **ВАСЕРМАНУ** Игорю Семеновичу, **ГОЛИВКИНУ** Николаю Ивановичу, **ДВОЙНИНУ** Владимиру Владимировичу, **ДМИТРИЕВУ** Владимиру Павловичу, **КОНСТАНТИНОВУ** Станиславу Федоровичу, **СОКОЛОВУ** Николаю Алексеевичу, **ЧМАРО** Михаилу Григорьевичу.

Месторождения железистого кварцита

МАЛЫШЕВ Василий Прокофьевич	Оленегорское	1991
МЕЛЬНИКОВ Иван Федорович	Оленегорское	1991
МОРОЗ Леонид Акимович	Еристовское	1990
РЯЗАНЦЕВА Любовь Александровна	Еристовское	1990
СТЕПАНЧУК Сергей Маркович	Еристовское	1990

Месторождения ильменита

ЛИСИЦЫН Афанасий Иванович	Туганское	1979
ПОЛИВАНЧУК Александр Леонтьевич	Стремигородское	1990
ПРОСКУРИН Григорий Павлович	Стремигородское	1990
САНДАНОВ Иван Балданович	Туганское	1971
СОКОЛОВ Борис Николаевич	Туганское	1971
ТРУХАНИЮК Василий Акимович	Стремигородское	1990

Месторождения титана

БИБИК Николай Варфоломеевич	Обуховское	1977
ВАДИМОВ Николай Тихонович	Самотканское	1970
ВИНОГРАДОВ Георгий Георгиевич	Самотканское	1969
ИВАНОВ Олег Васильевич	Обуховское	1977
КАЛЮЖНЫЙ Василий Авксентьевич	Ярегское	1973
КОГАН Семен Исаакович	Ярегское	1978
МАЛЫШЕВ Илья Ильич	Самотканское	1970
НИКОВ Виктор Петрович	Обуховское	1977
ПОДОПРИГОРИН Иван Николаевич	Обуховское	1977
РУПАСОВА Зинаида Владимировна	Качканарское	1979
ТИМОХОВ Константин Дмитриевич	Качканарское	1979
ФАДЕИЧЕВ Альфред Францевич	Гусевогорское	1979

Месторождения титаномагнетита

АЛЕШИН Борис Михайлович	Гусевогорское	1979
АЛЕШИН Михаил Иосифович	Гусевогорское	1979
КУСКОВ Николай Николаевич	Медведевское	1970

Месторождения магнетитовых руд

АЛЬТГАУЗЕН Анастасия Васильевна	Алешинское	1984
АФАНАСЬЕВ Борис Васильевич	Ковдорское	1988
ВАГШАЛЬ Дмитрий Семенович	Алешинское	1984
ВАЙС Марк Шапсович	Алешинское	1984
ВОЛКОВ Николай Евгеньевич	Алешинское	1984
КАНДАУРОВ Семен Иванович	Алешинское	1984
РУПАСОВА Зинаида Владимировна	Качканарское	1979
ТИМОХОВ Константин Дмитриевич	Качканарское	1979
ФАДЕИЧЕВ Альфред Францевич	Гусевогорское	1979

Месторождения хромовых руд

ВОДОРЕЗОВ Григорий Иванович	Мугоджарская группа	1970
ГОРУЛЯ Александра Ивановна	«XX лет КазССР»	1987
ГУРЬЯНОВ Владимир Ефимович	Геофизическое VI	1987
ДОЛГОВ Павел Петрович	Мугоджарская группа	1975
ЖУТЕЕВ Сергей Андреевич	«XX лет КазССР»	1987
КЛИМОВА Ксения Васильевна	Геофизическое III	1987
КОКАРЕВ Степан Иванович	«Миллионное»	1987
КОНЕВ Анисим Кузьмич	«Гигант» Донской группы	1977
КОНЕВ Анисим Кузьмич	«Спорное» Донской группы	1977
КУКИН Петр Афанасьевич	«Миллионное»	1987
КУРАЗОВА Юлия Павловна	«Спорное»	1987
ЛАЗАРЕВ Константин Тимофеевич	«Спорное»	1987
ЛАЗАРЕВ Константин Тимофеевич	«№ 21»	1987
ЛАЗАРЕВ Константин Тимофеевич	«Миллионное»	1987
ЛАЗАРЕВ Константин Тимофеевич	«XX лет КазССР»	1987
ЛАЗАРЕВ Константин Тимофеевич	Геофизическое III	1987
ЛЯПУСТИНА Галина Федоровна	Геофизическое III	1987
ПОЛУРЕНКО Юрий Георгиевич	«Алмаз-Жемчужина»	1987
ПОЛУРЕНКО Юрий Георгиевич	«XX лет КазССР»	1987
ПРОЗОРОВА Лидия Ивановна	Геофизическое III	1987
РОГОЖИН Иннокентий Дмитриевич	«Миллионное»	1987
РОГОЖИН Иннокентий Дмитриевич	«Алмаз-Жемчужина»	1987
РОГОЖИН Иннокентий Дмитриевич	«№ 21»	1987
САВЕЛЬЕВ Валентин Викентьевич	«XX лет КазССР»	1987
САВЕЛЬЕВ Валентин Викентьевич	Комсомольское	1987
САВЕЛЬЕВ Валентин Викентьевич	Геофизическое VI	1987
САВЕЛЬЕВ Виктор Викентьевич	«40 лет КазССР—Молодежное»	1969
САМСОНОВ Геннадий Петрович	«Миллионное»	1987
САМСОНОВ Геннадий Петрович	«Алмаз-Жемчужина»	1987
САМСОНОВ Геннадий Петрович	«№ 21»	1987
СЕГАЛОВИЧ Валентин Ильич	«40 лет КазССР—Молодежное»	1969
СИЛИВРЯ Евгений Поликарпович	«Миллионное»	1987
СИЛИВРЯ Евгений Поликарпович	«Алмаз-Жемчужина»	1987
СИЛИВРЯ Евгений Поликарпович	«№ 21»	1987
СИЛИВРЯ Евгений Поликарпович	«40 лет КазССР—Молодежное»	1987
СТЕПАНОВ Евгений Петрович	«Миллионное»	1987
СТЕПАНОВ Евгений Петрович	«Алмаз-Жемчужина»	1987
СТЕПАНОВ Евгений Петрович	«№ 21»	1987
СТЕПАНОВ Евгений Петрович	«40 лет КазССР—Молодежное»	1987
ШУЛЬГИН Михаил Федотович	«40 лет КазССР—Молодежное»	1969

В 1970 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и разведку в Южно-Кемпирсайском горнорудном районе новых крупных месторождений хромитов и создание уникальной сырьевой базы хромитовых руд в СССР была присуждена

БРОДОВОМУ Владимиру Васильевичу, **КИСЕЛЕВУ** Леониду Ивановичу, **КНИЖНИКУ** Ефиму Иосифовичу, **МИЛЕЦКОМУ** Борису Ефимовичу, **МОРОЗОВУ** Михаилу Дмитриевичу, **РОГОЖИНУ** Иннокентию Дмитриевичу, **СЕГАЛОВИЧУ** Валентину Ильичу, **СТЕПАНОВУ** Евгению Петровичу, **ШУЛЬГИНУ** Михаилу Федоровичу.

Месторождения ванадия

БЕЛИНСКИЙ Евгений Николаевич	Волковское	1979
ДОЛГАЛЬ Михаил Иванович	Учалинское	1976
ДОЛГАЛЬ Михаил Иванович	Волковское	1979
КОЗЛОВ Николай Александрович	Каратауское	1970
СОКОЛОВ Владимир Александрович	Каратауское	1970
СУСЛОВ Дмитрий Константинович	Волковское	1979
ТИМОХОВ Константин Дмитриевич	Волковское	1978

Месторождения вольфрама

АЙЗЕНШТАТ Иосиф Абрамович	Каратюбинское	1986
БАБАЕВ Александр Анатольевич	Восток-2	1970
БАСКИН Борис Львович	Койташское	1971
БЕСОВА Мария Васильевна	Джидинское	1969
БЕСПАЛОВ Максим Михайлович	Ингичкинское	1970
БОБРОВ Александр Иванович	Богутинское	1980
БУТКЕВИЧ Теодор Вениаминович	Инкурское	1975
ЕНГАЛЫЧЕВ Амин Мухамеджанович	Ингичкинское	1970
ЕРШОВ Борис Васильевич	Богутинское	1980
КАЗАКОВ Михаил Герасимович	Койташское	1971
КОНОГОРОВ Геннадий Семенович	Лермонтовское	1986
КОРАБЛИНОВ Петр Владимирович	Лермонтовское	1986
КОСТИН Виктор Иванович	Верхне-Кайрактинское	1977
КРОВЯКОВ Сергей Павлович	Верхне-Кайрактинское	1977
ЛАРИН Дмитрий Иванович	Агылкинское	1976
ЛИХТ Феликс Рузикович	Лермонтовское	1986
ЛЯДЕЦКИЙ Никифор Ефимович	Восток-2	1970
МАКСИМЕНКО Юрий Иванович	Лермонтовское	1986
МАШКАРА Иван Ильич	Богутинское	1980
МИЛЯЕВ Владимир Алексеевич	Иульгинское	1976
МОРОЗОВ Анатолий Владимирович	Богутинское	1980
ОЛЕНЕВ Валерий Евгеньевич	Лермонтовское	1986
ОСИПОВ Алексей Степанович	Акчатау	1970
ПАНТЕЛЕЕВ Дмитрий Николаевич	Илтинское	1978
ПУРКИН Александр Владимирович	Ингичкинское	1973
САЛИН Борис Артемьевич	Богутинское	1980
СВИДСКАЯ Лидия Семеновна	Каратюбинское	1986
СИНЕВ Олег Анатольевич	Караоба	1969
СПЕЙТ Юрий Адольфович	Инкурское	1975
СТЕГНАЧ Иосиф Иванович	Агылкинское	1976
ТРУХИН Михаил Кузьмич	Восток-2	1970
ШАДРИН Леонид Павлович	Богутинское	1980

В 1966 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и разведку вольфрамового месторождения была присуждена:

БАБАЕВУ Александру Анатольевичу, **ИВАКИНУ** Александру Анатольевичу, **ИВЛИЕВУ** Дмитрию Ивановичу, **ТРУХИНУ** Михаилу Кузьмичу.

Месторождения марганца

БАСС Юлиан Борисович	Больше-Токмакское	1969
БОГДАНЧИКОВ Николай Иосифович	Джезды	1970
БУЗМАКОВ Евлампий Игнатьевич	Ушкатын III	1980
КАВУН Всеволод Иванович	Большой Ктай	1969
КЛИМЕНКО Владимир Петрович	Ушкатын III	1980
КЛИЧНИКОВ Валентин Александрович	Ушкатын III	1980
РАДУТИН Константин Владимирович	Усинское	1969
РОЖНОВ Анатолий Александрович	Ушкатын III	1980
САТПАЕВ Каньш Имантаевич	Джезды	1970
СЕЛИН Юрий Иванович	Больше-Токмакское	1969
СЕРЕДА Валерий Яковлевич	Ушкатын III	1980
ЯГОВКИН Иван Степанович	Большой Ктай	1969

Месторождения меди

АЛЕКСЕЕВА Людмила Константиновна	Борлинское	1986
АРТЫКБАЕВ Аван Кадаркулович	Приорское	1978
БАЖЕНОВ Леонид Анатольевич	Ниттис-Кумужье-Травяная	1970
БАЖЕНОВ Леонид Анатольевич	Учалинское	1973
БАКАРАСОВ Евгений Владимирович	Сарыоба	1976

БАКАРАСОВ Евгений Владимирович	Кипшакпай	1982
БАХТИН Эрнест Иванович	Левиха XIII	1981
БЕЛИНСКИЙ Евгений Николаевич	Волковское	1979
БИТЮЦКИЙ Владимир Ильич	Актогай	1984
БИТЮЦКИЙ Владимир Ильич	Айдарлы	1988
БОГАТЫРЕВ Александр Степанович	Саякское	1969
БОЕВА Належла Георгиевна	Борлинское	1986
БОЙКО Алексей Васильевич	«50 лет Октября»	1976
БОЛОТИН Юрий Александрович	Подольское	1985
БУРДУКОВ Георгий Петрович	Саякское	1975
БУРОВА Елизавета Ивановна	Удоканское	1971
БУТЬЕВА Екатерина Родионовна	Дальнее	1984
БЫЧИН Алексей Петрович	Приорское	1978
ВАРЕНЯ Гавриил Дмитриевич	Октябрьское	1991
ВАСИЛЬЕВ Михаил Андреевич	Жайсанское	1971
ВЕРК Джон Львович	Сарыоба	1969
ВИНОГРАДОВ Альберт Михайлович	Осеннее	1979
ВОВК Борис Иванович	Актогайское	1984
ВОРОБЬЕВ Виктор Васильевич	Октябрьское	1979
ВОРОБЬЕВ Виктор Васильевич	Юбилейное	1990
ГАВАШЕЛИ Шота Михайлович	Маднеули	1977
ГАРИПОВ Исмагил Масалимович	Учалинское	1973
ГЕРМАН Алексей Кириллович	Комсомольское	1970
ГИЛЬКИН Виталий Николаевич	Талнах	1971
ДАВИТАШВИЛИ Павел Владимирович	Маднеули	1969
ДЕМЧУК Афанасий Иванович	Учалинское	1976
ДЕНИСОВ Константин Кузьмич	Удоканское	1971
ДЖАФАРОВ Ариф Агаджалилович	Филизчайское	1970
ДОЛГАЛЬ Михаил Иванович	Учалинское	1976
ДОЛГАЛЬ Михаил Иванович	Волковское	1979
ДОЛМАТОВ Геннадий Константинович	Юбилейное	1977
ДОЛЯ Николай Дмитриевич	Худесское	1972
ДУБИНИН Кузьма Лаврентьевич	Худесское	1972
ЕГАНОВ Эрик Аршавирович	Филизчайское	1970
ЕГОРОВ Владимир Николаевич	Талнах	1970
ЕГОРОВ Владимир Николаевич	Октябрьское	1972
ЕЛИСЕЕВ Вадим Владимирович	Октябрьское	1991
ЕМЕЛЬЯНОВ Юлий Сергеевич	Чебачье	1984
ЕМЕЛЬЯНОВ Юлий Сергеевич	Талганское	1988
ЕРЕМЕЕВ Александр Степанович	Худесское	1972
ЕСЕНОВ Шахмардан Есенович	Сарыоба	1969
ЖОГОВ Виктор Алексеевич	Чатыркуль	1969
ЖУКОВ Михаил Иванович	Борлинское	1986
ЗЕНКОВ Павел Александрович	Молодежное	1987
ИГОШИН Борис Андреевич	Озерное	1977
ИГОШИН Борис Андреевич	Узельгинское	1978
ИСМАЙЛОВ Сурхай Юсиф-оглы	Филизчайское	1970
КАРПОВ Алексей Дмитриевич	Приорское	1978
КАСЬЯНОВ Владимир Георгиевич	«50 лет Октября»	1976
КИМ Сергей Михайлович	Коксай	1985
КИСЕЛЕВ Александр Константинович	Актогай	1984
КИСЕЛЕВ Юрий Федорович	«Спутник»	1982
КЛАЙС Адольф Денисович	Худесское	1972
КОНЯЕВ Всеволод Петрович	Айдарлы	1988
КОРОЛЕВ Алексей Васильевич	Сарычекинское	1970
КРАВЦОВ Виктор Фомич	Талнахское	1969
КРАВЦОВ Виктор Фомич	Октябрьское	1972

КРАСНИКОВ Анатолий Михайлович	Актогай	1984
КРИВЦОВ Анатолий Иванович	Юбилейное	1991
КУЗНЕЦОВ Юрий Дмитриевич	Талнахское	1969
КУЗЬМИН Егор Егорович	Октябрьское	1991
КУКАРЕКА Михаил Васильевич	Коксайское	1984
КУЛИКОВ Борис Михайлович	Талнахское	1969
КЫДЫРБЕКОВ Латиф Умербекович	Айдарлы	1988
ЛАРИН Дмитрий Иванович	Агылкипское	1976
ЛЕГА Григорий Андреевич	Октябрьское	1979
ЛИ Виталий Гаврилович	Саякское	1969
ЛОМАКОВ Олег Африканович	Весеннее	1976
ЛЫСЕНКО Федора Сергеевна	«Спутник»	1982
ЛЮЛЬКО Виктор Александрович	Октябрьское	1972
МАЙРИН Станислав Ефремович	Коксай	1984
МАКАРОВ Виталий Иванович	Октябрьское	1979
МАЛЮТИН Владимир Леонидович	Гайское	1970
МАМЕДОВ Тофик Мовсум-оглы	Филизчайское	1970
МАМОНТОВ Борис Владимирович	Южно-Янгиканское	1976
МАШАНОВ Акжан Жаксыбекович	Акбастау—Кусмурунское	1978
МАШАНОВА Раиса Мухаметжановна	Акбастау—Кусмурунское	1978
МАШКОВЦЕВ Сергей Федорович	Кальмакырское	1970
МЕДЕТОВ Едил	«50 лет Октября»	1976
МИЛЕЦКИЙ Борис Ефимович	«50 лет Октября»	1977
МИРКАРИМОВ Мирзоат Миркаримович	Чатыркульское	1969
МИРКАРИМОВ Мирзоат Миркаримович	Жайсанское	1971
МИРОШНИКОВ Владимир Семёнович	Айдарлы	1988
МИХАЙЛОВ Николай Петрович	Чатыркульское	1969
МИХАЙЛОВ Николай Петрович	Жайсанское	1971
МОЗГОВОЙ Валим Яковлевич	«50 лет Октября»	1976
МУТАЕВ Исхак Фалихович	Ново-Сибайское	1969
МЫЧНИК Михаил Бенцианович	Актогай	1984
МЯСНИКОВ Анатолий Константинович	Актогай	1984
НАЗАРОВ Юрий Исаакович	Медисули	1969
НАКОВНИК Николай Иванович	Саякское	1969
НЕДОЖОГИН Мефодий Степанович	Гайское	1970
НЕДОЖОГИН Мефодий Степанович	Джусинское	1978
НЕСТЕРОВ Василий Нестерович	Ново-Шемурское	1991
НЕСТЕРОВ Михаил Иванович	Ново-Шемурское	1991
НЕСТЕРОВСКИЙ Василий Степанович	Талнахское	1969
НЕСТЕРОВСКИЙ Василий Степанович	Октябрьское	1972
НУРПЕЙСОВ Мугал Досмурзиневич	Актогай	1984
ОТТО Павел Иванович	им. XIX партсъезда	1969
ОТТО Павел Иванович	Александровское	1971
ПАСТУХОВ Иван Павлович	Озерное	1977
ПЕТРОВ Герман Васильевич	Узельгинское	1978
ПЕТРОВ Герман Васильевич	Талганское	1988
ПЕТРУНИН Иван Матвеевич	Чебачье	1984
ПЕТУХОВ Виктор Петрович	Ново-Шемурское	1991
ПОЛУЯНОВ Василий Иванович	Летнее	1978
ПОПОВ Виктор Михайлович	Юбилейное	1978
ПРОЗОРОВ Владимир Иванович	Осеннее	1980
ПРОКИН Василий Александрович	Подольское	1982
ПУТИНЦЕВА Ефросинья Максимовна	Левиха XIII	1981
РЕМШЕЛЬ Генрих Генрихович	Октябрьское	1972
РОЖКОВ Борис Николаевич	Кизил-Дере	1978
РУДНИЦКИЙ Иосиф Леонтьевич	Гайское	1970
РУСАКОВ Михаил Петрович	Кальмакырское	1970

РУСАКОВ Михаил Петрович	Коунрадское	1970
РУТШТЕЙН Шмерк Насонович	Ниттис-Кумужье-Травяная	1970
САБАТКОЕВ Анурбек Батырович	Весеннее	1976
САЙГАНОВ Эрик Ахмедович	Южно-Янгиканское	1976
САНКОВИЧ Петр Петрович	Ново-Шемурское	1991
САХНО Геннадий Алексеевич	Южно-Янгиканское	1976
СЕДОВ Валерий Михайлович	Талганское	1969
СЕЙФУЛИН Саид Нагимович	Сарыоба	1969
СЕЙФУЛИН Саид Нагимович	Кипшакпай	1982
СЕМЕНОВ Владимир Дмитриевич	Подольское	1987
СЕМЕНОВ Владимир Дмитриевич	Юбилейное	1990
СЕРГИЙКО Юлий Андреевич	Айдарлы	1988
СИТЬКО Александр Тимофеевич	Каратау	1969
СКРИПИЛЬ Валентина Ивановна	Гайское	1980
СКУРИХИН Анатолий Дмитриевич	Осеннее	1979
СМИРНОВ Борис Викторович	Молодежное	1969
СОЛОДКИЙ Николай Никифорович	Юбилейное	1977
СОЛОДКИЙ Николай Никифорович	Подольское	1985
СОСКИНД Владимир Израилевич	Айдарлы	1988
СТАРОСЕЛЫЦЕВ Валерий Степанович	Талнахское	1971
СТЕГНАЧ Иосиф Иванович	Агылкинское	1976
СТЕЦЕНКО Виталий Петрович	Сарыоба	1969
СТЕЦЕНКО Виталий Петрович	Айдарлы	1988
СУББОТИН Иван Николаевич	Чатыркульское	1969
СУСЛОВ Дмитрий Константинович	Волковское	1979
ТАЙЧИНОВ Марат Гирсевич	Каратау	1969
ТЕРЕШКИН Леонид Гаврилович	им. XIX партсъезда	1969
ТИМОФЕЕВ Геннадий Васильевич	«50 лет Октября»	1976
ТИМОХОВ Константин Дмитриевич	Волковское	1978
ТОПОЕВ Алексей Никонорович	Коксай	1984
УГЛОВ Михаил Константинович	Весеннее	1976
УГЛОВ Михаил Константинович	Летнее	1978
УТЕШЕВ Ньютон Галимович	Айдарлы	1988
ХАРЧЕНКО Григорий Иванович	Октябрьское	1972
ХВАЛОВСКИЙ-ФРЕНКЕЛЬ Александр Густавович	Дальнее	1984
ШАПОВАЛОВ Олег Михайлович	Александринское	1971
ШАФЕЕВ Хамза Атагулович	Учалинское	1973
ШЛЕЙКИН Дмитрий Алексеевич	Сарыоба	1969
ШОНИЯ Николай Феофанович	Маднеуль	1976
ШТИФАНОВ Василий Иванович	Сарыоба	1969
ШТИФАНОВ Василий Иванович	Кипшакпай	1982
ШТИФАНОВ Владимир Федорович	Актогай	1988
ШТИФАНОВ Владимир Федорович	Айдарлы	1988
ЭЛЬКИНД Игорь Львович	Коксайское	1985
ЯРЕНСКИЙ Юрий Емельянович	Коксайское	1985
ЯЩЕНКО Анатолий Никитович	«50 лет Октября»	1977

В 1961 г. Ленинская премия в области науки и техники за Гайское месторождение медноколчеданных руд на южном Урале была присуждена

ЛЕННЫХ Ивану Васильевичу, **НЕДОЖОГИНУ** Мефодию Степановичу, **РУДНИЦКОМУ** Иосифу Лсонтсевичу, **СИБИРСКОЙ** Наталии Александровне, **СКРИПИЛЬ** Валентину Ивановичу.

В 1966 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и разведку месторождения меди была присуждена **БУРОВОЙ** Елизавете Ивановне, **ГРИНТАЛЬ** Эдуарду Францевичу, **ЗУЕВУ** Валентину Петровичу, **ИВАШЕНЦОВУ** Александру Глебовичу, **КОРОЛЬКОВУ** Михаилу Ивановичу, **КОЧИНУ** Геннадию Георгиевичу, **МОРОЗОВУ** Федору Мефольевичу, **СЕМИХАТОВУ** Анатолию Анатольевичу.

В 1980 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и создание нового меднорудного района была присуждена

БОЛОТИНУ Юрию Александровичу, **ВОРОБЬЕВУ** Виктору Васильевичу, **ДАВЛЕТБАЕВУ** Усману Юсуповичу, **ДОЛМАТОВУ** Геннадию Константиновичу, **КРИВЦОВУ** Анатолию Ивановичу, **МАГАДЕЕВУ** Басыру Давлетовичу, **МАЗИТОВУ** Газису Юнусовичу, **ПОПОВУ** Виктору Михайловичу, **ПРОЗИНУ** Владимиру Павловичу, **СЕМЕНОВУ** Владимиру Дмитриевичу.

Месторождения молибдена

АЛЕКСЕЕВА Людмила Константиновна	Борлинское	1986
АНГЛИЧАНИНА Лия Николаевна	Жирекенское	1971
БЕДРОВ Георгий Иванович	Коктенкольское	1969
БОГОМОЛОВ Николай Алексеевич	Коктенкольское	1969
БОЕВА Надежда Георгиевна	Борлинское	1986
БУЛНАЕВ Кузьма Баирович	Орскитканское	1991
ГОРСКИЙ Александр Васильевич	Каратасское	1969
ГРИГОРЬЕВ Владимир Михайлович	Орскитканское	1969
ГРОМОВ Леонид Васильевич	Шахтоминское	1973
ГУЛИН Василий Александрович	Жирекенское	1971
ДЖАНАЕВ Малик-Аджар Мухамельярович	Коктенкольское	1969
ЕХАШИН Георгий Михайлович	Агаскырское	1989
ЕХАНИНА Тамара Петровна	Агаскырское	1989
ЖУКОВ Михаил Иванович	Борлинское	1986
ИГНАТОВИЧ Владимир Иванович	Орскиткан	1989
КАПКО Иван Павлович	Бугдаинское	1971
КИСЕЛЕВ Николай Михайлович	Восточно-Коунрадское	1973
КЛИЧНИКОВ Валентин Александрович	Коктенкольское	1977
КОНОПЛЯНЦЕВ Михаил Александрович	Шалкия	1969
КОСТИН Виктор Иванович	Верхне-Кайрактинское	1977
КРИВОНОС Анна Ивановна	Коктенкольское	1969
КРОВЯКОВ Сергей Павлович	Верхне-Кайрактинское	1977
МАМОНТОВ Борис Владимирович	Южно-Янгиканское	1976
МЕСЯНИНОВ Александр Александрович	Сорское	1971
НАКОВНИК Николай Иванович	Восточно-Коунрадское	1970
НОЗДРИН Петр Иванович	Орскитканское	1969
ОРЛОВ Борис Владимирович	Тырныауз	1983
ОСИПОВ Алексей Степанович	Акчатау	1970
ПАРКАДЗЕ Георгий Арчилович	Коктенкольское	1969
ПОСПЕЛОВ Геннадий Львович	Сорское	1972
САВАДСКИЙ Олег Александрович	Бугдаинское	1984
САЙГАНОВ Эрик Ахмедович	Южно-Янгиканское	1976
САХНО Геннадий Алексеевич	Южно-Янгиканское	1976
СИТЬКО Александр Тимофеевич	Каратау	1969
СКАКОВСКИЙ Николай Константинович	Восточно-Коунрадское	1970
СОКОЛОВ Борис Николаевич	Сорское	1972
ТАЙЧИНОВ Марат Гиреевич	Каратас	1969
ТОМАШПОЛЬСКАЯ Белла Даниловна	Сорское	1972
ФИЛЬКО Александр Семенович	Орскиткан	1989
ФЛЕРОВА Вера Александровна	Тырныауз	1983
ХАРЧУК Леонтий Прокопьевич	Давендинское	1986
ЦЕЙКЛИН Иван Степанович	Сорское	1972
ЧЕРБЯНОВ Борис Евсеевич	Бугдая	1971
ЩЕРБА Григорий Никифорович	Шалкия	1969

В 1989 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за научно-методическое, геолого-технологическое обоснование разведки и комплексной оценки сырьевых ресурсов медно-молибденового месторождения была присуждена ЛУЦЕНКО Владимиру Ивановичу, ШЕХЯН Георгию Грантовичу.

Месторождения никеля

БАЖЕНОВ Леонид Анатольевич	Ниттис-Кумужье-Травяная	1970
БАЖЕНОВ Леонид Анатольевич	Учалинское	1973
ВОДОРЕЗОВ Григорий Иванович	Буруктаьское	1975
ГИЛЬКИН Виталий Николаевич	Талнах	1971
ЕГОРОВ Владимир Николаевич	Талнах	1970
ЕГОРОВ Владимир Николаевич	Октябрьское	1972

ЕЛИСЕЕВ Вадим Владимирович	Октябрьское	1991
ЖУЧЕНКО Андрей Григорьевич	Липовское	1971
ЗАМИГА Юрий Николаевич	Сахаринское	1973
КИСЕЛЕВ Юрий Федорович	«Спутник»	1982
КРАВЦОВ Виктор Фомич	Талнахское	1969
КРАВЦОВ Виктор Фомич	Октябрьское	1972
КРУГЛОВ Альберт Иванович	Шевченковское	1980
КУДРЯШОВ Александр Михайлович	Липовское	1981
КУЗНЕЦОВ Юрий Дмитриевич	Талнахское	1969
КУЗЬМИН Егор Егорович	Октябрьское	1991
КУЛИКОВ Борис Михайлович	Талнахское	1969
ЛАХТИОНОВ Олег Владимирович	Серовское	1976
ЛЫСЕНКО Федора Сергеевна	«Спутник»	1982
ЛЮЛЬКО Виктор Александрович	Октябрьское	1972
МАЛЕЕВ Владимир Петрович	Липовское	1981
НЕСТЕРОВСКИЙ Василий Степанович	Талнахское	1969
НЕСТЕРОВСКИЙ Василий Степанович	Октябрьское	1972
ОВЕЧКИН Николай Кириллович	Буруктаьское	1970
ОЗЕРНЫЙ Петр Иванович	Шевченковское	1980
РЕМПЕЛЬ Генрих Генрихович	Октябрьское	1972
РОМАНОВА Вера Федоровна	Шевченковское	1980
РУТНГЕЙН Шмерк Насонович	Ниттис-Кумужье-Травяная	1970
СТАРОСЕЛЬЦЕВ Валерий Степанович	Талнахское	1971
СЫСОЕВ Федор Афанасьевич	Сахаринское	1973
ХАРЧЕНКО Григорий Иванович	Октябрьское	1972
ЧУРСИНА Мария Федоровна	Липовское	1971

В 1965 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие, разведку и изучение медно-никелевого месторождения была присуждена

ЕГОРОВУ Владимиру Николаевичу, КОСОВУ Борису Михайловичу, КРАВЦОВУ Виктору Фомичу, НЕСТЕРОВСКОМУ Василию Степановичу, СУХАНОВОЙ Екатерине Николаевне.

В 1971 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и разведку сульфидного медно-никелевого месторождения была присуждена

ВАУЛИНУ Льву Лукичу, ЛЮЛЬКО Виктору Александровичу, НЕМЕНКО Леониду Петровичу, ПРОХОРОВУ Алексею Владимировичу, СЕДЫХ Юрию Николаевичу, ТУШКАНОВУ Владимиру Алексеевичу.

Месторождения кобальта

КРУГЛОВ Альберт Иванович	Шевченковское	1980
ОЗЕРНЫЙ Петр Иванович	Шевченковское	1980
РОМАНОВА Вера Федоровна	Шевченковское	1980
ХАЙПАГООЛ Кыргыс	Ховуаксы	1969

Месторождения полиметаллических руд

АБАШИДЗЕ Константин Иосифович	Маднеули	1976
АЛЕНИКОВА Вера Александровна	Маднеули	1969
АНАШИН Юрий Филиппович	Жайремское	1979
АНАШИНА Ольга Ивановна	Кужальское	1971
АНОШИН Юрий Константинович	Юбилейно-Снегирихинское	1977
АРМИНБАЕВ Кенжахмет Балыкбаевич	Юбилейно-Снегирихинское	1991
АСАДИЛЛАЕВ Паридин Ильясович	Акжальское	1989
АСТАХОВ Алексей Федорович	Чекмарь	1985
БАБКИН Иван Николаевич	Озерное	1976
БАЛАКИН Аркадий Иванович	Чекмарь	1977
БАЛАКИН Аркадий Иванович	Юбилейно-Снегирихинское	1977
БЕДОКУРОВ Евгений Иванович	Николаевское	1973
БЕДРОВ Георгий Иванович	Верхне-Кайракты	1977
БЕЛЯЕВ Александр Петрович	Ново-Золотушинское	1971
БЕЛЯЕВ Александр Петрович	Степное	1975
БЕЛЯЕВ Александр Петрович	Таловское	1976
БЕЛЯЕВ Кирилл Давыдович	Аллареченское	1970

БИГАЛИЕВ Магауя	Жайремское	1979
БОГДАНОВИЧ Василий Львович	Смирновское	1970
БОРИСОВА Надежда Ивановна	Озерное	1978
БОРОДИН Олег Павлович	Николаевское	1973
БОРОДИНА Идея Андреевна	Николаевское	1970
БОРУКАЕВ Рамазан Асланбекович	Бошекульское	1970
БРЕШЕНКОВ Борис Кузьмич	Майкаинское	1980
БРОДСКИЙ Иван Степанович	Малеевское	1990
БУЗМАКОВ Евлампий Игнатьевич	Жайремское	1979
БУЛЫГО Виктор Станиславович	Миргалимсай	1969
ВЕЛИКЖАНИНА Вера Дмитриевна	Среднее	1972
ВЕТРОВ Дмитрий Васильевич	Озерное	1976
ВОЛКОВ Андрей Алексеевич	Степное	1975
ВОЛКОВ Владимир Михайлович	Орловское	1990
ВОРОБЬЕВ Юрий Юрьевич	Иртышское	1969
ГАВАНЕЛИ Шота Михайлович	Маднеули	1977
ГВОЗДИЦКИЙ Олег Александрович	Партизанское	1972
ГОЛОВЧЕНКО Анатолий Владимирович	Хандизинское	1982
ГОЛУБЦОВ Владимир Евстафьевич	Анисимов Ключ	1990
ГОРДИЕНКО Александр Яковлевич	Ново-Березовское	1973
ДАВИТАШВИЛИ Павел Владимирович	Маднеули	1969
ДЖАНАЕВ Малик-Аджар Мухамедьярович	Узунжальское	1970
ДЖАФАРОВ Ариф Агаджалилович	Филизчайское	1970
ДМИТРИЕВ Владислав Павлович	Зареченское	1971
ДМИТРИЕВ Владислав Павлович	Корбалихинское	1991
ЕГАНОВ Эрик Аршавирович	Филизчайское	1970
ЖАКСАЛЫКОВ Турсын Касымович	Малеевское	1990
ИГНАТЬЕВ Сергей Тимофеевич	Смирновское	1970
ИСМАЙЛОВ Сурхай Юсиф-оглы	Филизчайское	1970
ИПУТИН Виктор Николаевич	Иртышское	1969
КАЙМИРАСОВА Танслу Гималовна	Жайремское	1979
КАРПОВ Артем Григорьевич	Тишинское	1970
КАЮПОВ Арыктай Каюпович	Малеевское	1991
КИМ Николай Николаевич	Малеевское	1990
КИРИКОВ Андрей Павлович	Гуласское	1971
КИРИЛЛОВ Гишат Николаевич	Гасляковское	1977
КЛИЧНИКОВ Валентин Александрович	Узунжальское	1970
КНЯЗЕВ Иван Иванович	Ачисайское	1970
КОЛЕСНИКОВ Владимир Васильевич	Акжальское	1989
КОЛОСОВ Марк Андреевич	Озерное	1976
КОРОБОВ Виктор Васильевич	Ново-Ленинское	1990
КОРОЛЕВ Алексей Васильевич	Пайбулакское	1976
КОРОЛЬ Роман Васильевич	Николаевское	1973
КОРОЛЬ Роман Васильевич	Саловое	1976
КОРОТКОВ Георгий Ефимович	Пайбулакское	1976
КРАВЦОВ Николай Иванович	Ново-Ленинское	1990
КРЫЛОВ Николай Иванович	Кургашиноканское	1970
КУДРЯВЦЕВ Анатолий Федорович	Малеевское	1990
КУДРЯШОВ Александр Маркович	Ново-Ленинское	1990
КУЖАХМЕТОВ Радек Искарович	Юбилейно-Снегирихинское	1977
КУЖАХМЕТОВ Радек Искарович	Анисимов Ключ	1990
КУЗНЕЦОВ Станислав Анатольевич	Юбилейно-Снегирихинское	1977
КУТУЗОВ Иван Федорович	Гуляковское	1977
ЛЕНОК Людмила Никифоровна	Спасское	1973
ЛЕОНОВ Сергей Андреевич	Шемонаихинское	1985
ЛОПАРЕВ Вячеслав Владимирович	Ново-Ленинское	1990
МАЗУР Элеонора Викентьевна	Ново-Широкинское	1973

МАЛЫГИН Адольф Андреевич	Тишинское	1970
МАМЕДОВ Тофик Мовсум-оглы	Филизчайское	1970
МАНЬКОВ Борис Васильевич	Тишинское	1970
МАНЬКОВ Борис Васильевич	Чекмарь	1978
МАРЬИН Анатолий Михайлович	Малеевское	1991
МАТОРИН Владимир Евгеньевич	Хандизинское	1981
МАТЮХИН Николай Егорович	Озерное	1976
МАХОНИНА Светлана Афанасьевна	Ново-Лениногорское	1990
МАШКОВ Владимир Александрович	Ново-Березовское	1973
МЕЕРСОН Евгений Семенович	Жайремское	1979
МИЛЛЕР Самсон Давыдович	Узунжальское	1970
МИРОШНИЧЕНКО Владимир Михайлович	Греховское	1980
МОИСЕЕВА Мария Ивановна	Кургашинканское	1970
МОЧАЛОВ Александр Михайлович	Ачисайское	1970
МУРЗАЛЕВ Степан Михайлович	Майкаинское	1980
МЫСНИК Александр Макарович	Малеевское	1991
НАЗАРОВ Юрий Исаакович	Мелнеули	1969
НАУМОВ Виктор Алексеевич	Шемонаихинское	1985
НЕФЕДЬЕВ Михаил Андреевич	Озерное	1976
ОЛЕЙНИК Юрий Федорович	Чекмарь	1985
ОЛЕЙНИК Юрий Федорович	Ново-Лениногорское	1990
ОЛЕЙНИКОВ Виталий Васильевич	Таловское	1976
ПАВЛОВ Евгений Сергеевич	Николаевское	1970
ПАНКУЛЬ Леонтий Иванович	Иртышское	1969
ПАНКУЛЬ Леонтий Иванович	Орловское	1970
ПАУКЕР Илья Александрович	Майкаинское	1980
ПАШКЕВИЧ Владимир Апполонович	Орловское	1970
ПОПОВ Виктор Васильевич	Тишинское	1970
ПОПОВ Виктор Васильевич	Ново-Лениногорское	1990
ПОПОВ Виктор Васильевич	Шубинское	1991
ПОПОВ Феликс Константинович	Садовое	1976
ПУРКИН Александр Владимирович	Ново-Березовское	1970
РЕВЯКИН Павел Семенович	Юбилейно-Снегирихинское	1989
РОЖНОВ Анатолий Александрович	Жайремское	1979
РОСТОВСКИЙ Феликс Иванович	Садовое	1976
РУБЛЕВ Александр Кириллович	Кызыл-Таштыгское	1969
САВЧЕНКО Владимир Николаевич	Корбалихинское	1991
САХАРОВ Иван Тимофеевич	Орловское	1970
СЕЛИФОНОВ Евгений Михайлович	Тишинское	1979
СЕЛИФОНОВ Евгений Михайлович	Гусляковское	1979
СЕЛИФОНОВ Евгений Михайлович	Шубинское	1991
СЕРЕДА Валерий Яковлевич	Хайремское	1979
СОЛОВЬЕВ Василий Григорьевич	Спасское	1973
СОЛТАН Станислав Александрович	Греховское	1980
СОЛТАН Станислав Александрович	Малеевское	1981
СОРОКИН Анатолий Алексеевич	Чекмарь	1985
СПИРИН Владимир Никифорович	Чекмарь	1985
СТРОИТЕЛЕВА Антонина Васильевна	Жайремское	1979
СТРУЧЕВСКИЙ Наум Исаакович	Иртышское	1969
СУХАРЕВ Леонид Гаврилович	Ново-Лениногорское	1990
СУХАРЕВ Леонид Гаврилович	Шубинское	1990
СЫРОМЯТНИКОВ Игорь Сергеевич	Кудальское	1971
ТАРАН Александр Николаевич	Майкаинское	1980
ТИХОМОЛОВА Зинаида Григорьевна	Гудасское	1971
УТРОБИН Анатолий Ильич	Акжальское	1989
ФАХРЕТЗЕТДИНОВ Миргалим	Миргалимсайское	1970
ФЕКЛИСТОВ Михаил Егорович	Юбилейно-Снегирихинское	1989

ФИЛАТОВ Евгений Федорович	Степное	1975
ФОКИН Александр Васильевич	Кызыл-Таштыгское	1969
ФОМИНЫХ Александр Федорович	Корбалихинское	1991
ФРОЛОВ Николай Иванович	Анисимов Ключ	1990
ХОДАРЕВ Владимир Павлович	Корбалихинское	1971
ЧЕКАЛИН Вениамин Михайлович	Таловское	1976
ЧЕКАЛИН Вениамин Михайлович	Корбалихинское	1991
ЩАФАРЕНКО Владимир Абрамович	Майкаинское	1980
ШАЯКУБОВ Тулкун Шаякубович	Хандизинское	1984
ШМУЛЕВИЧ Арон Давыдович	Хандизинское	1982
ШОЛКИН Константин Дмитриевич	Спасское	1973
ШОНИЯ Николай Феофанович	Маднеули	1976
ШУБИН Алексей Никитич	Иртышское	1969
ЮДИЧЕВ Михаил Михайлович	Текели	1970
ЮМАНОВ Борис Романович	Узунжалское	1970
ЯРЕНСКИЙ Андрей Александрович	Текели	1970

В 1963 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и разведку месторождения полиметаллических руд на Алтае была присуждена

ЛИХОДЕД Виктору Яковлевичу, **МАЛЫГИНУ** Адольфу Андреевичу, **МАНЬКОВУ** Борису Васильевичу, **ПОПОВУ** Виктору Васильевичу, **САВЧЕНКО** Дмитрию Тимофеевичу, **СЕЛИФОНОВУ** Евгению Михайловичу.

Месторождения свинца

АЙСАРИЕВ Юсуп Ботаевич	Шалкия	1984
АРТЫКБАЕВ Анвар Кадыркулович	Шалкия	1984
БУРШТЕЙН Ефим Фалькович	Алайгырское	1969
ЖЕЛЕЗНОВ Владимир Максимович	Учкулачское	1982
ИВАНОВ Вадим Нестерович	Каргайлинское	1969
КОНЕЕВ Абдурашит Таирович	Шалкия	1984
КУДЕНКО Александр Андреевич	Алайгырское	1990
ЛОСЕВ Николай Андреевич	Учкулачское	1982
МАМБЕТОВ Айдаркул	Учкулачское	1981
НАТАЛЬИН Алексей Борисович	Сумсарское	1978
НАТАЛЬИНА Ирина Владимировна	Сумсарское	1978
НЕМОВ Евгений Алексеевич	Карагайлинское	1969
НУРПЕЙСОВ Мугал Досмурзинович	Шалкия	1984
ПОДКОПАЕВ Петр Никифорович	Учкулачское	1982
САДЫКОВ Арип Садыкович	Сумсарское	1970
СЕРИКБАЕВ Пулат Серикбаевич	Шалкия	1984
СЕРОВ Александр Иванович	Шалкия	1984
ЧЕРНЫХ Леонид Васильевич	Шалкия	1984
ШТИФАНОВ Владимир Федорович	Шалкия	1984
ЭРГАШЕВ Орынбасор Эргашевич	Шалкия	1985

В 1959 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие свинцовых месторождений в Центральном Казахстане была присуждена

БУРШТЕЙНУ Ефиму Фальковичу, **ИВАНОВУ** Вадиму Нестеровичу, **КУДЕНКО** Александру Андреевичу, **МЯГКОВУ** Василию Михайловичу, **НЕМОВУ** Евгению Алексеевичу, **СЫРОМЯТНИКОВУ** Игорю Сергеевичу.

Месторождения цинка

АЙСАРИЕВ Юсуп Ботаевич	Шалкия	1984
АРТЫКБАЕВ Аван Кадаркулович	Приорское	1978
АРТЫКБАЕВ Анвар Кадыркулович	Шалкия	1984
БОЛОТИН Юрий Александрович	Полольское	1985
БЫЧИН Алексей Петрович	Приорское	1978
ВАРЕНЯ Гавриил Дмитриевич	Октябрьское	1991
ВОРОБЬЕВ Виктор Васильевич	Юбилейное	1990
ЖЕЛЕЗНОВ Владимир Максимович	Учкулачское	1982
КАРПОВ Алексей Дмитриевич	Приорское	1978

КОНЕЕВ Абдурашит Таирович	Шалкия	1984
КРИВЦОВ Анатолий Иванович	Юбилейное	1991
ЛОСЕВ Николай Андреевич	Учкулачское	1982
МАМБЕТОВ Айдаркул	Учкулачское	1981
МАШАНОВ Акжан Жаксыбекович	Акбастау-Кусмурунское	1978
МАШАНОВА Раиса Мухаметжановна	Акбастау-Кусмурунское	1978
ПАТАЛЬИН Алексей Борисович	Сумсарское	1978
НАТАЛЬИНА Ирина Владимировна	Сумсарское	1978
НУРПЕЙСОВ Мугал Досмурзинович	Шалкия	1984
ПОДКОПАЕВ Петр Никифорович	Учкулачское	1982
ПРОКИН Василий Александрович	Подольское	1982
СЕМЕНОВ Владимир Дмитриевич	Подольское	1987
СЕМЕНОВ Владимир Дмитриевич	Юбилейное	1990
СЕРИКБАЕВ Пулат Серикбаевич	Шалкия	1984
СЕРОВ Александр Иванович	Шалкия	1984
ЧЕРНЫХ Леонид Васильевич	Шалкия	1984
ШТИФАНОВ Владимир Федорович	Шалкия	1984
ЭРГАШЕВ Орынбасор Эргашевич	Шалкия	1985

В 1967 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие, разведку и изучение свинцово-цинкового месторождения была присуждена

ВРУБЛЕВИЧУ Евгению Ивановичу, **ГЛАЗЫРИНУ** Юрию Николаевичу, **ЗАГОРУЛЬКО** Ивану Николаевичу, **СТЕБЛЕВОЙ** Анастасии Тимофеевне, **ШЕРМАНУ** Марку Львовичу.

В 1971 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие, разведку и оценку колчеданного свинцово-цинкового месторождения была присуждена

АЛКАЛАЕВУ Борису Константиновичу, **БАБКИНУ** Ивану Николаевичу, **ВЕТРОВУ** Дмитрию Васильевичу, **ЛОПАТИНУ** Александру Григорьевичу, **МАЛАЕВУ** Александру Александровичу, **НЕФЕДЬЕВУ** Михаилу Андреевичу, **ТАРАСОВОЙ** Раисе Сергеевне, **ФИЛКО** Александру Семеновичу, **ЩЕГОЛИХИНУ** Юрию Ивановичу.

В 1977 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие, высокоэффективную разведку и подготовку к промышленному освоению группы барит-свинцово-цинковых месторождений была присуждена

БИГАЛИЕВУ Магаю, **БУЗМАКОВУ** Евлампии Игнатьевичу, **ДУМЛЕРУ** Леопольду Федоровичу, **КАЙМИРАСОВОЙ** Тансле Гималовне, **ЛЫТКИНУ** Виталию Андреевичу, **МУСИНУ** Камалу, **РОЖНОВУ** Анатолию Александровичу, **СЕРЕДА** Валерии Яковлевичу, **СТРОИТЕЛЕВОЙ** Антонине Васильевне, **ЩИБРИК** Владимиру Ильичу.

Месторождения нефти

АБАЗАРОВ Владимир Алексеевич	Ватинское	1970
АБАЗАРОВ Владимир Алексеевич	Самотлорское	1976
АБДУЛЛИН Айтмухамед Абдуллаевич	Кумкольское	1990
АВВАКУМОВ Борис Николаевич	Наульское	1988
АВВАКУМОВ Владимир Алексеевич	Вишанское	1973
АВДЕЕВ Владимир Степанович	Наульское	1988
АГАДЖАНОВ Эдуард Сергеевич	Лугинецкое	1978
АЙТБАЕВ Каиржан Абилягинович	Тенге	1984
АКМУЛОВА Галина Дмитриевна	Южно-Хыльчуйское	1988
АЛЕКСАНДРОВ Валерий Алексеевич	Зайкинское	1989
АЛЕКСАНДРОВА Галина Алексеевна	Зайкинское	1989
АЛЕКСАНДРОВА Галина Алексеевна	Росташинское	1990
АЛЕКСЕЕВ Герман Николаевич	Карачаганак	1989
АЛИБЕКОВ Кунбетбай Алибекович	Арман	1991
АЛЬЖАНОВ Айтпай Альжанович	Прорва	1985
АЛЬЖАНОВ Айтпай Альжанович	Забурунь	1988
АНОШИН Василий Архипович	Вуктыльское	1975
АНОШИН Василий Архипович	Лаявожское	1983
АНТОНОВ Виктор Иванович	Харьгагинское	1989
АНУПРИЕНКО Анатолий Антонович	Иреляхское	1990
АНУПРИЕНКО Анатолий Антонович	Тас-Юряхское	1991
АНЦУПОВ Петр Васильевич	Осташковичское	1970
АРИВЬЯН Оскан Харенович	Муравлинское	1988
АТНАГУЛОВ Марс Баталович	Ги-Яхинское	1990
АТНАГУЛОВ Марс Баталович	Песцовое	1990

АХМАТОВ Борис Георгиевич	Верхнегубешорское	1990
АХМАТОВ Борис Георгиевич	Пашшорское	1990
БАБАЛЯН Рудольф Артурович	Лобаганское	1988
БАГАЕВ Владимир Николаевич	Западно-Сургутское	1970
БАГАЕВ Владимир Николаевич	Федеровское	1986
БАДОЕВ Тамерлан Измаилович	Тенге	1984
БАДОЕВ Тамерлан Измаилович	Каражанбас	1985
БАЙЛАРОВА Мариам Курбановна	Узень	1984
БАКИН Валерий Евгеньевич	Среднеботуобинское	1989
БАКИРОВ Кутлу Хакимжанович	Жанажол	1988
БАЛГИМБАЕВ Салтанат Балгимбаевич	Мартыши	1985
БАЛМУХАМЕТОВ Гиззат Утешович	Арман	1991
БАРАНОВ Геннадий Вениаминович	Тарасовское	1988
БАРАНОВ Геннадий Вениаминович	Восточно-Тарасовское	1988
БАРМАКОВ Шектыбай	Мартыши	1985
БАХТИЯРОВ Рафхат Бахтиярович	Карачаганак	1989
БЕЗРУК Владимир Антонович	Сандивейское	1991
БЕЙРАХОВА Мара Бенциановна	Мичаюское	1983
БЕРНШТЕЙН Григорий Львович	Дулисьминское	1991
БЕРСЕНЕВ Николай Филиппович	Самотлорское	1976
БЕХТИН Николай Михайлович	Ватинское	1970
БИНШТОК Марк Моисеевич	Покачесское	1986
БИСЕНГАЛИЕВ Багитжан	Тенге	1984
БЛИНОВ Борис Михайлович	Мамонтовско-Южно-Балыкское	1970
БЛИНОВ Юрий Павлович	Карачаганак	1989
БОБРОВ Анатолий Кузьмич	Среднеботуобинское	1990
БОГАЦКИЙ Владимир Иосифович	Салокинское	1983
БОГИНО Владимир Антонович	Осташковичское	1970
БОЛУШЕВ Адилбек	Южно-Кемачинское	1987
БОНДАРЕНКО Виктор Ильич	Повховское	1990
БОНДАРЕНКО Евдокия Владимировна	Усть-Балыкское	1970
БОЧАРОВ Владимир Борисович	Южно-Шапкиноское	1983
БОЯР Алексей Гаврилович	Северо-Хохряковское	1989
БРИНДЗИНСКИЙ Александр Михайлович	Правдинское	1970
БРОНЕЦКИЙ Николай Алексеевич	Лобаганское	1988
БРУЦЕВ Анатолий Сергеевич	Торавейское	1988
БУЛЕКБАЕВ Зиниудла Елеуович	Жанажол	1991
БУТУСОВ Виктор Иванович	Муравленковское	1988
БУШУЕВ Александр Сергеевич	Возейское	1983
БЫКАДОРОВ Виталий Алексеевич	Кумкольское	1991
ВАКАЕВ Виталий Константинович	Лянторское	1989
ВАКАЕВ Виталий Константинович	Алехинское	1989
ВАКАЕВА Мария Петровна	Южно-Сургутское	1979
ВАССЕРМАН Бернгард Яковлевич	Возейское	1983
ВЕРЕЩАКА Николай Иванович	Первомайское	1981
ВИШНИОВСКИЙ Вадим Генрихович	Урьевско-Поточное	1989
ВОВК Мирослав Иванович	Мамонтовско-Южно-Балыкское	1970
ВОЙТОВИЧ Александр Кондратьевич	Джерское	1983
ВОЛКОВ Дмитрий Иванович	Джерское	1983
ВОЛОДИНА Валентина Васильевна	Северо-Савиноборское	1983
ВОЛОЖ Юрий Абрамович	Кумкольское	1990
ВОЛОЧАЕВ Алексей Иванович	Катамакс	1985
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Катамакс	1985
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Забурунье	1987
ВОЦАЛЕВСКИЙ Эдгард Славомирович	Карачаганак	1989
ВЫРВЫКИШКО Александр Яковлевич	Северо-Хохряковское	1989

ГАВРИКОВ Валентин Андреевич	Тагринское	1989
ГАЙНАПОВ Султан Басырович	Карачаганак	1989
ГАНЕЕВ Хамид Валиевич	Прорва	1985
ГЕВОРКОВА Виктория Аршавировна	Верхнеглубежское	1990
ГЕВОРКОВА Виктория Аршавировна	Пашшорское	1990
ГЕНИЧЕВ Николай Васильевич	Нивагальское	1990
ГЕРШАНИК Виктор Абрамович	Шаимская группа	1970
ГИРДЮК Ольгерд Петрович	Речицкое	1970
ГИРЯВЕНКО Юрий Дмитриевич	Вишанское	1973
ГОДИН Юрий Николаевич	Котур-Тепе	1969
ГОЛОВАНЬ Алексей Семенович	Возейское	1983
ГОЛОВАНЬ Алексей Семенович	Харьятинское	1989
ГОЛУБЕВА Елена Александровна	Талинское	1990
ГОЛУБЕВА Елена Александровна	Южно-Талинское	1990
ГОРЕЛИК Залман Абрамович	Речицкое	1970
ГОРЕЦКИЙ Сергей Николаевич	Южно-Хыльчуйское	1988
ГРАБОВЕЦ Владимир Николаевич	Нижне-Сортымское	1990
ГРЕКАЛОВ Анатолий Петрович	Дулисьминское	1991
ГРИДИН Сергей Николаевич	Тас-Юряхское	1991
ГРИЦКЕВИЧ Галина Ивановна	Салюкинское	1983
ГРИШИН Александр Афанасьевич	Лаявожское	1983
ГРУЗДЕВ Александр Михайлович	Пашнинское	1983
ГУБКИН Николай Андреевич	Жанажол	1987
ГУДОШНИКОВ Виктор Иванович	Южно-Ягунское	1990
ГУСЬКОВ Владислав Михайлович	Барса-Гельмес	1970
ДАЛАКОВ Дохалад Магомедович	Мартыши	1985
ДАЛАКОВ Дохалад Магомедович	Карачаганак	1989
ДАНЕНБЕРГ Евгений Евгеньевич	Советское	1978
ДАНЕНБЕРГ Евгений Евгеньевич	Малореченское	1978
ДАУМОВ Сабит Гайнушевич	Карачаганак	1990
ДЕДЮХИН Борис Спиридонович	Тас-Юряхское	1991
ДИКАРЕВ Руслан Георгиевич	Осташковичское	1970
ДИМАКОВ Александр Иванович	Северные Бузачи	1982
ДИМАКОВ Александр Иванович	Кара-Жанбас	1982
ДИМАКОВ Александр Иванович	Жетыбай	1985
ДОЛГИХ Инна Ивановна	Ен-Яхинское	1990
ДОЛГИХ Инна Ивановна	Песцовое	1990
ДОЛГОВ Виктор Ильич	Урьевско-Поточное	1989
ДОСМУХАМБЕТОВ Джанбулат Мажитович	Тенге	1984
ДОСМУХАМБЕТОВ Джанбулат Мажитович	Тасбулат	1985
ДОЦЕНКО Валерий Михайлович	Южно-Хыльчуйское	1988
ДРЕВИН Виталий Васильевич	Иреляхское	1990
ЕВДОКИМОВ Лев Николаевич	Талинское	1990
ЕВДОКИМОВ Лев Николаевич	Южно-Талинское	1990
ЕЛИЗАРЕНКО Борис Михайлович	Хохряковское	1987
ЕЛИЗАРЕНКО Борис Михайлович	Пермяковское	1987
ЕРМАКОВ Николай Игнатьевич	Карачаганак	1989
ЖИВОДЕРОВ Александр Борисович	Жетыбай	1981
ЖИВОДЕРОВ Александр Борисович	Каражанбас	1985
ЖУКОВСКИЙ Федор Григорьевич	Ванейвисское	1988
ЖУМАЖАНОВ Нажметлин Уакпаевич	Федоровское	1986
ЗАБРОДОЦКИЙ Николай Титович	Возейское	1983
ЗАГОРУЛЬКО Юрий Владимирович	Тенге	1984
ЗАГОРУЛЬКО Юрий Владимирович	Тасбулат	1985
ЗАДОЕНКО Анатолий Николаевич	Усть-Балык	1970
ЗАДОЕНКО Анатолий Николаевич	Федоровское	1986
ЗАЙДУЛЛИН Николай Михайлович	Малореченское	1978

ЗВЕРЕВ Дмитрий Васильевич	Мамонтовско-Южно-Балыкское	1990
ЗЕЛЕНСКИЙ Генрих Иванович	Харьагинское	1989
ЗИНОВЬЕВ Серафим Иванович	Покамасовское	1986
ЗОЛОТОВ Алексей Николаевич	Карачаганак	1989
ЗОТЕЕВ Александр Михайлович	Среднеботуобинское	1989
ЗУДЕНКОВ Николай Павлович	Сугорминское	1988
ИВАНОВ Алексей Васильевич	Пашининское	1983
ИВАНОВ Евгений Иванович	Узень	1984
ИВАНОВ Юрий Александрович	Жанажол	1987
ИВАНОВА Антонина Ивановна	Возейское	1983
ИВАНОВА Ирина Васильевна	Усинское	1976
ИВАНЦОВ Юрий Федорович	Лабоганское	1988
ИЛЬИНА Надежда Афанасьевна	Западно-Сургутское	1970
ИСАЕВ Владимир Филиппович	Лугиницкое	1978
КАБАЕВ Леонид Николаевич	Самотлорское	1976
КАБДУЛОВ Куспан	Забурунь	1987
КАДЕНКОВ Николай Васильевич	Вершинное	1987
КАДЕНКОВ Николай Васильевич	Яун-Лорское	1987
КАДЕНКОВ Николай Васильевич	Северо-Минчимкинское	1987
КАЗАКОВ Анатолий Григорьевич	Варандейское	1986
КАЛУГИН Павел Семенович	Шаймская группа	1970
КАМАЛУТДИНОВ Ягудин Тазиевич	Кумкольское	1990
КАМЫШИН Александр Валерьянович	Муравленковское	1988
КАРГИЕВ Георгий Васильевич	Наульское	1988
КАРПЕНКО Николай Елисеевич	Каражанбас	1985
КАРПОВ Геннадий Иванович	Зайкинское	1989
КАРСАНОВ Ахсарбек Хазбекирович	Камышлыджа	1970
КАРТБАЕВ Жанбырбай Картбаевич	Северные Бузачи	1985
КАТАЕВ Герман Леонович	Нижне-Сортымское	1990
КАТКОВ Олег Иванович	Южно-Ягунское	1990
КЛЕПИКОВ Анатолий Павлович	Карамовское	1989
КОВАЛЬЧУК Виктор Владимирович	Шаймская группа	1970
КОВБАСЮК Михаил Алексеевич	Усинское	1976
КОЗИН Николай Иванович	Лабоганское	1988
КОЗЛОВСКИЙ Иван Григорьевич	Лянторское	1989
КОЗЛОВСКИЙ Иван Григорьевич	Алехинское	1989
КОЗМЕЙ Василий Васильевич	Ватъеганское	1988
КОЗМОДЕМЬЯНСКИЙ Владимир Викторович	Узень	1984
КОЛОМАСОВ Владимир Иосифович	Холмогорское	1986
КОНДРАШОВ Владимир Александрович	Первомайское	1981
КОНОНОВА Юлия Константиновна	Первое проявление в Западной Сибири (Колпашевская скв. 2)	1983
КОРОЛЕВ Владимир Александрович	Тарасовское	1988
КОРОЛЕВ Владимир Александрович	Восточно-Тарасовское	1988
КОРСУН Петр Егорович	Узень	1984
КОРШИКОВ Семен Терентьевич	Повховское	1990
КРАЕВ Петр Ильич	Жетыбай	1982
КРАСНОВА Валентина Павловна	Лугиницкое	1978
КРУЧИНИН Константин Васильевич	Узень	1984
КРЮЧКОВ Юрий Яковлевич	Повховское	1990
КУАНДЫКОВ Балтабек Муханович	Арман	1991
КУЗОВКОВА Валентина Давыдовна	Северо-Савиноборское	1983
КУЗЬМИН Василий Григорьевич	Среднеботуобинское	1989
КУЛИК Николай Александрович	Дулисьминское	1991
КУЛЬГЕЛЬДИЕВ Тулеш	Прорва	1985
КУРИЛЬЧИК Валентина Андреевна	Ванейвисское	1988
КУРМАНОВ Садвакас Курманович	Мартыши	1985

КУРМАНОВ Садвакас Курманович	Каражанбас	1989
КУТЕЕВ Юрий Михайлович	Росташинское	1990
КУТЫРЕВ Алексей Игнатьевич	Хохряковское	1987
КУТЫРЕВ Алексей Игнатьевич	Пермяковское	1987
КУШНАРЕВА Татьяна Иосифовна	Харьятинское	1989
ЛАГУТИН Виктор Павлович	Западно-Сургутское	1970
ЛАГУТИН Виктор Павлович	Варандейское	1986
ЛАПШИН Сергей Федорович	Крачаганак	1989
ЛЕОНОВ Александр Николаевич	Суторминское	1988
ЛИ Александр Бонович	Кумкольское	1990
ЛИТВИНЕНКО Николай Иванович	Мичаюское	1983
ЛУГИНЕЦ Иван Петрович	Первое проявление в Западной Сибири (Колпашевская скв. 2)	1983
ЛУРЬЕ Альберт Григорьевич	Ватинское	1987
ЛЮДОФУН Федор Николаевич	Вершинное	1987
ЛЮДОФУН Федор Николаевич	Яун-Лорское	1987
ЛЮДОФУН Федор Николаевич	Северо-Минчимкинское	1987
МААС Вильгельм Фридрихович	Хохряковское	1987
МААС Вильгельм Фридрихович	Пермяковское	1987
МАЗУР Валентина Никитична	Жанажол	1987
МАЙДАК Владимир Ильич	Наульское	1988
МАКАР Владимир Антонович	Урьевско-Поточное	1989
МАКАРОВ Генрих Васильевич	Зайкинское	1989
МАКАРОВ Генрих Васильевич	Росташинское	1990
МАЛЫК Анатолий Родионович	Мамонтовско-Южно-Балыкское	1970
МАЛЫШЕВ Алексей Исаевич	Ванейвисское	1988
МАМЕДОВ Файик Назар-оглы	Сандивейское	1991
МАНГУТОВ Нафаис Абдуллаевич	Южно-Хыльчуйское	1988
МАНДЕЛЬБАУМ Марк Миронович	Ярактинское	1981
МАРКОВСКИЙ Николай Иосифович	Тарасовское	1989
МАРКОВСКИЙ Николай Иосифович	Восточно-Тарасовское	1989
МАРЧЕНКО Олег Николаевич	Карачаганак	1990
МАТАЕВ Болатбай Тенисбаевич	Арман	1991
МАТАЙБАЕВ Рахимжан	Арман	1991
МАТВЕЕВ Владимир Георгиевич	Жетыбай	1986
МАТВЕЕВ Владимир Данилович	Иреляхское	1990
МАТВИЕВСКАЯ Нинель Давыдовна	Кыртаельское	1979
МАТВИЕВСКАЯ Нинель Давыдовна	Возейское	1983
МАХАЛИНА-ГАБЕЛКО Галина Николаевна	Шаимская группа	1970
МАЩЕНКО Галина Михайловна	Нивагальское	1990
МЕДЖЕВСКИЙ Геннадий Владимирович	Орехово-Ермаковское	1990
МЕЛЬНИКОВ Валерий Михайлович	Ен-Яхинское	1990
МЕЛЬНИКОВ Валерий Михайлович	Песцовое	1990
МЕЛЬНИКОВ Геннадий Александрович	Торавейское	1988
МИЛОКУМОВ Олег Михайлович	Орехово-Ермаковское	1990
МИРЗАХАНОВ Мирзахан Керимханович	Камышлджа	1970
МИРОНОВ Юрий Кузьмич	Первое проявление в Западной Сибири (Колпашевская скв. 2)	1983
МИХАЙЛЕНКО Анатолий Алексеевич	Зайкинское	1989
МИХАЙЛЕНКО Анатолий Алексеевич	Росташинское	1990
МИХАЙЛОВ Рудольф Филиппович	Иреляхское	1990
МОВСУН-ЗАДЕ Рагим Курбанович	Ватъеганское	1988
МОРОЗОВ Николай Михайлович	Федоровское	1986
МОСКАЛЕВА Тамара Михайловна	Харьятинское	1989
МУРЗАГАЛИЕВ Камыспай	Тенге	1984
МУРСАЛИМОВ Сабит Дуйсенбекович	Кумкольское	1990
МУХЕР Алевтина Григорьевна	Талинское	1990

МУХЕР Алсвтина Григорьевна	Южно-Талинское	1990
МУХОМАТЧИН Асхат Фаттыхович	Харьятинское	1989
НАУМОВ Александр Леонидович	Тарасовское	1988
НАУМОВ Александр Леонидович	Восточно-Тарасовское	1988
НАФИКОВ Альберт Исламович	Ростапинское	1990
НЕКРАСОВ Виктор Васильевич	Торавейское	1988
НЕКРАСОВ Леонард Александрович	Сандивейское	1991
НЕКРАСОВА Людмила Ивановна	Наульское	1988
НЕЧАЕВ Виктор Васильевич	Тенге	1984
НЕЧАЕВ Виктор Васильевич	Северные Бузачи	1985
НЕЧАЕВ Леонид Михайлович	Тагринское	1989
НИКОЛЕНКО Валерий Петрович	Забурунье	1987
НИКУЛИН Борис Васильевич	Вынгайхинское	1990
НИКУЛИНА Людмила Ивановна	Карамовское	1989
НОВИК Сергей Николаевич	Верхнегрубешорское	1989
НОВИК Сергей Николаевич	Пашшорское	1989
НОВИКОВ Георгий Ростиславович	Правдинское	1970
НОРКИН Григорий Иванович	Самотлорское	1976
НОХРИН Геннадий Павлович	Талинское	1990
НОХРИН Геннадий Павлович	Южно-Талинское	1990
НОЩЕНКО Василий Васильевич	Возейское	1983
НУРАЛИН Мурат Исламович	Карачаганак	1989
НУРМАНОВ Адил Муллашевич	Узень	1984
НУРМАНОВ Адил Мулдашевич	Северные Бузачи	1985
ОВЧЕНКОВ Леонид Кузьмич	Ярактинское	1981
ОЛЬБИКОВ Алексей Тихонович	Кыртаельское	1979
ОНИЩУК Тимофей Моисеевич	Урьевско-Поточное	1989
ОСТАШЕВСКИЙ Болеслав Болеславович	Ярактинское	1981
ОСТАШЕВСКИЙ Болеслав Болеславович	Дулисьминское	1991
ПАЛАШКИН Михаил Петрович	Покачевское	1986
ПАРАГУЛЬГОВ Хамит Хадисович	Кумкольское	1990
ПАРХОМОВИЧ Виктор Михайлович	Ватьеганское	1988
ПАХОМОВ Виктор Васильевич	Западно-Тэбукское	1983
ПЕТЕЛИН Василий Андреевич	Правдинское	1970
ПЕТРИКАНИН Василий Васильевич	Южно-Хыльчужское	1988
ПЕТРОВ Игорь Васильевич	Южно-Кемачинское	1988
ПЕЧЕРИН Владимир Петрович	Нивагальское	1990
ПИСАРЕВСКИЙ Юлиан Карлович	Жетыбай	1981
ПЛЕТНЕВ Анатолий Андреевич	Палтинское	1983
ПОВАРКОВ Иван Иванович	«Зимняя Ставка»	1971
ПОДВЫСОЦКИЙ Анатолий Антонович	Каламкас	1985
ПОЗДНЯКЕВИЧ Зинновий Леонтьевич	Вишанское	1973
ПОЛТОРАЦКИЙ Василий Николаевич	Иреляхское	1990
ПОЛЯКОВ Анатолий Васильевич	Верхнегрубешорское	1990
ПОЛЯКОВ Анатолий Васильевич	Пашшорское	1990
ПОНОМАРЕВ Николай Иванович	Советское	1978
ПРОХОРОВ Михаил Владимирович	Усинское	1976
ПРОХОРОВ Станислав Александрович	Лаявожское	1983
ПРОХОРОВ Станислав Александрович	Варандейское	1986
ПРЯХИН Владимир Петрович	Барса-Гельмес	1971
РАБКИН Феликс Соломонович	Кумкольское	1990
РАЗОВ Марс Мухтарович	Южно-Хыльчужское	1988
РАПОПОРТ Борис Иосифович	Лабоганское	1988
РАССОМАХИН Валерий Яковлевич	Южно-Хыльчужское	1988
РЕЗНИКОВА Эмилия Петровна	Повховское	1990
РОДЫГИН Василий Романович	Усинское	1976
РОДЫГИН Василий Романович	Западно-Тэбукское	1983

ТАЯНОВ Санак Колабаевич	Каражанбас	1985
ТЕВЯШОВ Вадим Никодимович	Жетыбай	1981
ТЕМИРОВ Амет Бареевич	Самотгorskое	1976
ТЕМИРОВ Амет Бареевич	Тагринское	1989
ТЕНИН Игорь Александрович	Южно-Хыльчуйское	1988
ТЕНИН Игорь Александрович	Джерское	1983
ТЕПЛОВ Лев Константинович	Мичаюское	1983
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Федоровское	1986
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Лянторское	1989
ТЕПЛЯКОВ Евграф Артемьевич	Алехинское	1989
ТЕРЕХОВ Николай Тихонович	Советское	1986
ТЕРПЕЛЯК Олег Андреевич	Советское	1978
ТЕСЛИНА Зоя Георгиевна	Карачаганак	1989
ТИТОВ Анатолий Федорович	Южно-Хыльчуйское	1988
ТЛЕМИСОВ Багиджан Касымгалиевич	Кумкольское	1990
ТОКАРЕВ Валентин Петрович	Жетыбай	1981
ТОКАРЕВ Валентин Петрович	Каламкас	1981
ТОКАРЕВ Валентин Петрович	Каражанбас	1985
ТОКИН Валерий Вениаминович	Среднеботуобинское	1989
ТОЛКАЧЕВ Михаил Владимирович	Варандейское	1986
ТОЛСТИХИНА М.А.	Первое проявление в Западной Сибири (Колпашевская скв. 2)	1983
ТОПОРСКАЯ Лариса Петровна	Лаявожское	1983
ТОПОРСКИЙ Юрий Наумович	Лабоганское	1988
ТОПОРСКИЙ Юрий Наумович	Харьгинское	1988
ТРАВНИЦКАЯ Наталья Федоровна	Речицкое	1970
ТРЕБС Рудольф Владимирович	Варандейское	1986
ТРОФИМУК Андрей Алексеевич	Туймазинское	1971
ТУРЕМУРАТОВ Жеткеншек Сагиденович	Тенге	1984
ТЮЛЕНЕВ Анатолий Петрович	Вершинное	1986
ТЮЛЕНЕВ Анатолий Петрович	Яун-Лорское	1986
ТЮЛЕНЕВ Анатолий Петрович	Северо-Минчимкинское	1986
УЗБЕКГАЛИЕВ Халел Жагпарович	Северные Бузачи	
УЗБЕКГАЛИЕВ Халел Жагпарович	Каражанбас	1984
УЗБЕКГАЛИЕВ Халел Жагпарович	Узень	1985
УРУСОВ Семен Никитович	Южно-Сургутское	1979
УСИК Валентина Петровна	Сандивейское	1990
УТЕБАЕВ Булат Кабиевич	Арман	1990
ФАЙЗРАХМАНОВ Валерий Николаевич	Южно-Покачевское	1990
ФИЛИППЕНКО Виктор Порфирьевич	Южно-Ягунское	1990
ФИЛИППОВА Лилия Ипполитовна	Северо-Савиноборское	1983
ФИЛИПЬЕВ Геннадий Павлович	Кумкольское	1990
ФИРЕР Григорий Маркович	Усинское	1976
ФИРЕР Григорий Маркович	Лаявожское	1983
ФОМИН Алексей Васильевич	Ванейвисское	1988
ФРОЛОВ Николай Федорович	Колодезное	1971
ФУЗЕЕВ Семен Михайлович	Первомайское	1981
ХАКИМОВ Галимжан Хакимович	Узень	1984
ХАЛИН Александр Андреевич	Покачевское	1986
ХАРИКОВ Борис Александрович	Барса-Гельмес	1970
ХАРЧИКОВ Петр Кириллович	Речицкое	1970
ХАТЬЯНОВА Майя Ивановна	Возейское	1983
ХАФИЗОВ Фаиз Закиевич	Ватъеганское	1988
ХАХАЕВ Билал Насрулаевич	Каражанбас	1985
ХАЧАТРИАН Рафаэль Овсепович	Зайкинское	1989
ХАЧАТУРОВ Борис Константинович	Усинское	1976
ХОДАКИН Иван Савельевич	Салюкинское	1983

ХОЛОДИЛОВ Валентин Арсентьевич	Верхнегрубешорское	1990
ХОЛОДИЛОВ Валентин Арсентьевич	Пашшорское	1990
ХОРОШИЛОВ Павел Максимович	Холмогорское	1986
ХОРОШУЛИН Евгений Александрович	Харьягинское	1989
ХОХРЯКОВ Василий Сергеевич	Южно-Покачевское	1990
ХРАМОВ Василий Иванович	Южно-Покачевское	1990
ХУДОРОЖКОВ Генрих Павлович	Ватинское	1970
ЦВИЛЕВА Галина Витальевна	Южно-Шапкинское	1983
ЦИМБАЛИСТОВ Юрий Яковлевич	Харьягинское	1989
ЦИРЕЛЬСОН Борис Соломонович	Кумкольское	1990
ЦОКАЛО Александр Иванович	Жаназол	1987
ЧАКАБАЕВ Сакен Ержанович	Узень	1984
ЧАКАБАЕВ Сакен Ержанович	Каражанбас	1985
ЧЕМЯКИН Юрий Михайлович	Правдинское	1970
ЧЕПЕЛЮГИН Александр Борисович	Карачаганак	1989
ЧЕРЕПАНОВА Алла Анатольевна	Наульское	1988
ЧЕРНОВ Георгий Александрович	Усинское	1976
ЧЕСАКОВ Николай Петрович	Западно-Тэбукское	1983
ЧИМБУЛАТОВ Марат Ахметжанович	Кумкольское	1990
ЧИРКОВ Николай Николаевич	Покачевское	1986
ЧМУТОВ Александр Николаевич	Хохряковское	1987
ЧМУТОВ Александр Николаевич	Пермяковское	1987
ЧУДИНОВА Инесса Дмитриевна	Ванейвисское	1988
ЧУНАРЕВ Николай Пантелеймонович	Котур-Тепе	1973
ШАБЛЫГИНА Инна Алексеевна	Наульское	1988
ШАТАЛОВ Геннадий Григорьевич	Мамонтовско-Южно-Балыкское	1970
ШАФРАН Ефим Борисович	Кыртаельское	1979
ШАФРАН Ефим Борисович	Южно-Шапкинское	1983
ШАХОВОЙ Анатолий Иванович	Каражанбас	1985
ШАХОВОЙ Анатолий Иванович	Арман	1991
ШАШКИН Александр Павлович	Покамасовское	1986
ШЕКИНСКИЙ Экрем-Мамед-Эмин-оглы	Кюрсанга	1990
ШЕРСТЮК Анатолий Петрович	Кыртаельское	1979
ШИЯН Борис Иванович	Суторминское	1988
ШМЕЛЕВ Эдуард Александрович	Северо-Савиноборское	1983
ЩАСТНЫЙ Валерий Викторович	Хохряковское	1987
ЩАСТНЫЙ Валерий Викторович	Пермяковское	1987
ЩИГОЛЕВ Николай Антонович	Южно-Шапкинское	1983
ЭРВЬЕ Рауль-Юрий Гаврилович	Усть-Балык	1969
ЭРВЬЕ Юрий Георгиевич	Ватьеганское	1988
ЮРЬЕВ Александр Николаевич	Среднеботуобинское	1989
ЮШИНОВ Виктор Сергеевич	Тас-Юряхское	1991
ЯРАЛОВ Борис Афанасьевич	Ванейвисское	1988
ЯЦУК Владимир Федорович	Первое проявление в Западной Сибири (Колпашевская скв. 2)	1983

В 1962 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и промышленную оценку крупнейшего Ленинского нефтяного месторождения в Туркменской ССР была присуждена
СМОЛКО Андрею Иосифовичу.

В 1964 г. Ленинская премия в области науки и техники за научное обоснование перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности и открытие первого в этой провинции Березовского газоносного района была присуждена

АНИСИМОВУ Владимиру Владимировичу, БЕЛКИНОЙ Софье Гдальевне, БЫСТРИЦКОМУ Александру Григорьевичу, КАЗАРИНОВУ Владимиру Пантелеймоновичу, НАЛИВКИНУ Василию Дмитриевичу, ОСЫКО Татьяне Ивановне, РОВНИНУ Льву Ивановичу, РОСТОВЦЕВУ Николаю Николаевичу, САВЕЛЬЕВУ Борису Власовичу, ЦИБУЛИНУ Льву Григорьевичу, ЭРВЬЕ Раулю-Юрию Гавриловичу, ЮДИНУ Альберу Григорьевичу.

В 1966 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие нефтегазоносной провинции на южном Мангышлаке и разведку месторождений Узень и Жетыбай была присуждена

ДОСМУХАМБЕТОВУ Джулдазгалию Ахмедовичу, ДЬЯКОВУ Борису Федоровичу, ЕСЕНОВУ Шахмардану, ИВАНОВУ Евгению Ивановичу, ИМАШЕВУ Нарену Урымбаевичу, КАЛИНИНУ Николаю Александровичу, МАТВЕЕВУ Владимиру Георгиевичу, МА-

ХАМБЕТОВУ Халилу, **ТОКАРЕВУ** Валентину Петровичу, **УЗБЕКГАЛИЕВУ** Халелу Жагпаровичу, **ЧЕРЕПАНОВУ** Николаю Николаевичу.

В 1970 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие крупных месторождений нефти в среднем Приобье и ускоренную подготовку промышленных запасов была присуждена

АБАЗАРОВУ Владимиру Алексеевичу, **КАБАЕВУ** Леониду Николаевичу, **НЕСТЕРОВУ** Ивану Ивановичу, **САЛМАНОВУ** Фарману Курбану-оглы, **СМИРНОВУ** Вениамину Григорьевичу, **СТОРОЖЕВУ** Анатолию Дмитриевичу.

В 1976 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за ускоренную разведку нефтяных месторождений Удмуртской АССР была присуждена

БОНДАРЧУКУ Павлу Константиновичу, **КЕЛЬЗИ** Кире Евгеньевне, **ЛЮБИШЕВУ** Василию Александровичу, **НЕЧИТАЙЛО** Сергею Кирилловичу, **ПОГРЕБНЯК** Михаилу Митрофановичу, **ТАРАСОВУ** Владиславу Васильевичу, **ШЕХОДАНОВУ** Василию Александровичу.

В 1982 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за создание и внедрение высокоинформативных импульсных методов широкополосного акустического и нейтронного каротажа для повышения эффективности поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений была присуждена

АХИЯРОВУ Влеру Хатиповичу, **БЕСПАЛОВУ** Дмитрию Федоровичу, **ЗАЙЧЕНКО** Владиславу Юрьевичу, **КАРУС** Евгению Виллиамовичу, **КУЗНЕЦОВУ** Олегу Леонидовичу, **НЕЛЕПЧЕНКО** Олегу Михайловичу, **ПЕТРОСЯНУ** Леониду Григорьевичу, **ШИМЕЛЕВИЧУ** Юрию Семеновичу.

В 1982 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за разработку и реализацию комплекса геотехнических программ и решений, обеспечивающих открытие и ускоренную разведку нефтяных месторождений, была присуждена

ВОЦАЛЕВСКОМУ Эдгарду Славомировичу, **ГРИБКОВУ** Всеволоду Всеволодовичу, **КУРМАНОВУ** Садуакасу, **НЕЧАЕВУ** Виктору Васильевичу, **ХАХАЕВУ** Билалу Насруллаевичу, **ЧАКАБАЕВУ** Сакену Ержановичу, **ШАХОВОМУ** Анатолию Ивановичу.

Месторождения угля

АБАЯНЦЕВ Александр Семенович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
АЙЗЕНВЕРГ Давид Ефремович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
АЛЫМОВ Дмитрий Федорович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
АФАНАСЬЕВ Борис Леонидович	Тентекское	1969
БАРАНОВ Иван Андреевич	Денисовское	1988
БЕЙТАН Виктор Антонович	Павлоградское	1975
БЕЛЯНИН Николай Матвеевич	Ильинское	1969
БЕЛЯНИН Николай Матвеевич	Успенское	1969
БЕРНЯКОВИЧ Дмитрий Михайлович	Никитинское	1976
БИРЮКОВ Василий Михайлович	Краснодонский бассейн	1987
БОЙКО Афанасий Викентьевич	Межреченское	1971
БРЕДИХИН Иван Семенович	Деанисовское	1988
БУЙНОВ Николай Иванович	Шубаркольское	1990
БУРЦЕВ Константин Павлович	Краснодонский бассейн	1987
ВАСЮТИНСКАЯ Татьяна Феофановна	Колыванское	1990
ВИШЕРАТИН Семен Алексеевич	Воргашорское	1970
ВОЛГИНА Евгения Ивановна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ВОРОНИН Владимир Васильевич	Волынское	1970
ВОРОНКОВА Галина Николаевна	Бунгурское	1976
ВРОНСКИЙ Борис Иванович	Аркагалинское	1976
ГАЙДЫШЕВ Вячеслав Владимирович	Шубаркольское	1990
ГЕРОЙ Иван Васильевич	Анадырское	1976
ГЕРЦОГ Андрей Андреевич	Шубаркольское	1991
ГОЛИЦЫН Михаил Владимирович	Борлинское	1984
ГОЛУБЕВ Сергей Арсентьевич	Хальмерюское	1970
ГОЛУБЕВ Сергей Арсентьевич	Усинское	1989
ГРЯЗНОВА Роза Яковлевна	Саранское	1987
ДИКАН Николай Никитич	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ДМИТРИЕВ Лев Алексеевич	Самарское	1971
ДРУЗЕНКО Александр Николаевич	Борлинское	1984
ДУМЛЕР Леопольд Федорович	Тентекское	1969
ДУМЛЕР Леопольд Федорович	Самарское	1971
ЕЛИСАФЕНКО Ираида Ильинична	Успенское	1976
ЕЛИСАФЕНКО Николай Николаевич	Талдинское	1976
ЕРШОВ Василий Захарович	Петропавловское	1970
ЖДАНОВА Клавдия Дмитриевна	Карагайлинское	1971
ЗАВРАЖНОВ Владимир Николаевич	Шубаркольское	1990

ЗВОНАРЕВ Иван Николаевич	Томь-Усинское	1969
ЗИМИН Николай Николаевич	Никитинское	1076
ЗОТОВ Михаил Ильич	Уропское	1976
ИВАНЕНКО Иван Евменович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ИВАЩЕНКО Александр Полуэктович	Межреченское	1971
ИСАКОВ Василий Иннокентьевич	Львовско-Волынский бассейн	1978
КО Николай Анатольевич	Борлинское	1984
КОВАЛЕВСКАЯ Евдокия Антоновна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
КОМАРОВА Галина Александровна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
КОНОВАЛОВ Борис Григорьевич	Усинское	1989
КОНЫСБАЕВ Есбол Конысбаевич	Кызылтальское	1991
КОСТАМАНОВ Григорий Меркурьевич	Шелканское	1969
КОСТАМАНОВ Григорий Меркурьевич	Осиновское	1969
КУДРЯВЦЕВ Анатолий Николаевич	Саранское	1987
КУТАШОВ Иван Николаевич	Колыванское	1990
КУТЛУКОВ Валериан Александрович	Подмосковный бассейн	1972
ЛАВРЕНКО Иван Кириллович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ЛАГЗДИНА Галина Юрьевна	Нерюнгринское	1976
ЛАГУТИН Виктор Павлович	Варандейское	1986
ЛЕЙВИКОВ Михаил Хананович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ЛУГОВОЙ Григорий Иванович	Межреченское	1971
МИНКИН Лазарь Моисеевич	Нерюнгринское	1976
МОИСЕЕВА Зинаида Кирилловна	Колыванское	1990
МОЛЧАНОВ Иннокентий Иннокентьевич	Томь-Усинское	1969
МОНИН Виктор Алексеевич	Павлоградское	1975
МУРАТОВ Александр Александрович	Бунгурское	1976
НЕКИПЕЛОВ Владислав Евгеньевич	Шуштулепское	1970
НЕКИПЕЛОВ Владислав Евгеньевич	Алардинское	1970
НОВОРОЖДЕННЫХ Александр Васильевич	Ишидейское	1987
ОСМОЛОВСКАЯ Любовь Лаврентьевна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ПАВЛЕНКО Юрий Минович	Краснодонский бассейн	1987
ПАХОМОВ Александр Николаевич	Денисовское	1988
ПЕДАШ Евгений Тарасович	Борлинское	1984
ПЕДАШ Евгений Тарасович	Шубаркольское	1990
ПЕСТУШКО Ольга Федоровна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ПИСКОВОЙ Александр Васильевич	Поле шахты Шахтерская-Глубокая	1990
ПОДГОРНОВА Надежда Федоровна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ПОДДУБНЫЙ Борис Васильевич	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ПОЛИВЦЕВ Александр Васильевич	Талдинское	1976
ПОПОВА Нина Анатольевна	Ишидейское	1987
РАДЧЕНКО Георгий Павлович	Томь-Усинское	1969
РАДЮКОВА Нина Ивановна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
РУДАКОВ Юрий Васильевич	Воргашорское и другие месторождения в Печерском бассейне	1977
САВКОВА Вера Павловна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
САЗОНОВА Клавдия Савельевна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
СЕЛЯТИЦКИЙ Георгий Александрович	Карагайлинское	1971
СТАНОВ Владимир Васильевич	Томь-Усинское	1969
СТОВПОВОЙ Виктор Никифорович	Павлоградское	1975
СТРУЕВ Михаил Иванович	Волынное	1970
ТАРАСЕНКО Иван Трофимович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ТАРХАНЕЕВ Борис Федорович	Буланаш-Елкинское	1970
ТЕРЕШКИН Дмитрий Алексеевич	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ТКАЛИЧ Серафим Миронович	Межреченское	1971
ТРЕЩАЛОВА Ольга Артемьевна	Нерюнгринское	1976
ТРОФИМОВ Серафим Фролович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
УЖВА Зинаида Мартыновна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979

ФЕДОРОВ Виталий Петрович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ФИШМАН Цезарь Маркович	Тентекское	1969
ХАЙРУЛЛИНА Екатерина Игнатьевна	Краснодонский бассейн	1987
ХОРОШ Мария Гавриловна	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ХРАПКИН Сергей Григорьевич	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ЧЕРНОВ Георгий Александрович	Воркутинское	1970
ШИПЧЕНКО Григорий Ксенофонович	Петропавловское	1970
ШИРОКОВ Александр Зосимович	Павлоградско-Петропавловский бассейн	1979
ШПАКОВА Вера Борисовна	Волынское	1970
ЩЕРБАКОВ Николай Иванович	Талдинское	1976
ЯВОРСКИЙ Василий Иванович	Кузбасский бассейн	1969
ЯКОВЕНКО Юрий Васильевич	Шубаркольское	1990
ЯКУБЕНКО Архип Сергеевич	Краснодонский бассейн	1987
ЯНКЕЛЕВИЧ Арон Иудович	Талдинское	1976
ЯНКЕЛЕВИЧ Клара Борисовна	Бунгурское	1976

В 1982 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за создание угольной минерально-сырьевой базы Южно-Якутского территориального производственного комплекса была присуждена

БАРАНОВУ Ивану Андреевичу, **БРЕДИХИНУ** Ивану Семеновичу, **КАРИМОВОЙ** Саиме Софиевне, **КОБЕЛЯЦКОМУ** Игорю Александровичу, **КОТКОВУ** Александру Семеновичу, **КОШЛЯК** Валентину Семеновичу, **МИННИК** Лазарю Моисеевичу, **СОРОКИНУ** Владимиру Тимофеевичу, **СТЕПАНОВУ** Прокопию Петровичу, **ПАХОМОВУ** Александру Николаевичу, **ПОЛЯКОВУ** Николаю Павловичу.

В 1988 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие, ускоренную разведку и подготовку к промышленному освоению Шубаркольского угольного месторождения была присуждена

ГАЙДЫШЕВУ Вячеславу Владимировичу, **ГУЛАЕВУ** Владимиру Владимировичу, **ДУМЛЕРУ** Леопольду Федоровичу, **КАРПОВИЧУ** Геннадию Брониславовичу, **КОВАЛЕНКО** Николаю Яковлевичу, **КО** Николаю Анатольевичу, **ПЕДАШ** Евгению Тарасовичу, **ЯКОВЕНКО** Юрию Васильевичу.

Месторождения бурого угля

БОГДАНОВИЧ Дмитрий Михайлович	Ангренское	1970
ГАВРИЛОВА Клара Георгиевна	Эгинсайское	1981
ГАЛКИН Петр Семенович	Кызылтальское	1991
ГОРЕЛОВА Наталья Александровна	Кызылтальское	1991
ГОРЮНОВ Сергей Васильевич	Коркинское	1970
ЕРЕМИН Владимир Андреевич	Сарыкольское	1973
ИВАНОВ Юрий Георгиевич	Чихезское	1971
КОРЕНБАУМ Владимир Самуилович	Шкотовское	1978
КОРОЛЕВ Виктор Филиппович	Татауровское	1983
КОХАНЧИК Константин Лукич	Березовское	1969
ЛЕЩИК Алексей Павлович	Свободное	1971
ЛИВШИЦ Исаак Александрович	Азейское	1971
ЛЮБАЛИН Владимир Дмитриевич	Татауровское	1983
МЕДВЕДЕВ Виктор Владимирович	Майхинское	1973
МЕДВЕДЕВ Ярослав Викторович	Чихезское	1971
ПАВЛЕНКО Надежда Павловна	Барандатское	1976
ПЕРЕВООДОВА Анна Федоровна	Свободное	1971
ПОЗДНЯКОВ Геннадий Германович	Барандатское	1976
ПОНОМАРЕВ Владимир Вениаминович	Барандатское	1976
ПОПОВ Игорь Павлович	Свободное	1971
РУСАНОВ Илья Сергеевич	Кумыскудукское	1971
САВЧЕНКО Елизавета Захаровна	Березовское	1969
СЕГЕЛЬ Зяма Яковлевич	Эгинсайское	1981
СКОРОХОД Василий Захарович	Майхинское	1973
СОЛОВЬЕВ Игорь Лаврович	Кызылтальское	1991
СЫРОВ Геннадий Федорович	Кызылтальское	1991
ЦИВЦИВАДЗЕ Николай Антонович	Татауровское	1983
ЧАБАН Георгий Степанович	Кумыскудукское	1971
ЧИКРЫЗОВ Григорий Степанович	Ангренское	1970
ЧИЧИЛЕЙШВИЛИ Надарий Аристархович	Сарыкольское	1973

АБАКУМОВ Фрументий Николаевич, 1969; **АВДЕЕВ** Борис Викторович, 1990; **АГАНОВ** Альберт Акопович, 1969; **АЛЕКСАНДРОВ** Юрий Сергеевич, 1989; **АЛЕКСЕЕВ** Юрий Афанасьевич, 1972, 1983; **АЛЪТГАУЗЕН** Михаил Николаевич, 1969; **АНДРЕЕВ** Владимир Владимирович, 1987; **АНДРОНЕНКОВ** Владимир Филиппович, 1982; **АНИСИМОВ** Юрий Петрович, 1980; **АУБАКИРОВ** Халел Батталович, 1989

БАБИЧ Константин Николаевич, 1983; **БАЙ** Леонид Анисимович, 1972; **БАЙМУХАМЕДОВ** Хасил Нурметович, 1980; **БЕЛЕВЦЕВ** Яков Николаевич, 1970; **БЕЛОВ** Владимир Кузьмич, 1983; **БЕРЕЗОВИКОВ** Иван Петрович, 1969; **БОЙКО** Владимир Михайлович, 1977; **БОЧАГОВ** Борис Алексеевич, 1978; **БУЗМАКОВ** Василий Семенович, 1977, 1983

ВАВИЛОВ Николай Григорьевич, 1972; **ВЕДЯШКИН-РЯБОВ** Генрих Александрович, 1972; **ВИЛЮНОВА** Людмила Павловна, 1972; **ВОЛЖИН** Дмитрий Дмитриевич, 1978; **ВОЛКОВ** Василий Федорович, 1990; **ВЫДРИН** Николай Павлович, 1972

ГАЛКИН Феликс Дмитриевич, 1977; **ГОРДИЕВСКИЙ** Эммануил Николаевич, 1978; **ГОРШКОВ** Петр Алексеевич, 1983; **ГОТМАН** Яков Давыдович, 1982; **ГРЕЧКИН** Георгий Степанович, 1969; **ГРИГОРОВ** Станислав Иванович, 1986; **ГРИГОРЬЕВ** Владимир Николаевич, 1980; **ГРИНЬКО** Виктор Владимирович, 1981; **ГРИШИН** Владимир Петрович, 1980; **ГРОБМАН** Борис Ефимович, 1982; **ГУРАКОВ** Иван Григорьевич, 1977; **ГУРИН** Павел Иванович, 1982, 1989

ДАНИЛОВ Георгий Михайлович, 1980; **ДАРА** Марк Яковлевич, 1972, 1973; **ДЕМИНА** Тамара Яковлевна, 1985; **ДОМАЕВ** Евгений Сергеевич, 1979; **ДРУЖИНИН** Петр Ефимович, 1982, 1985; **ДУБОВИЦКИЙ** Михаил Павлович, 1972

ЕВСТРАХИН Вениамин Андреевич, 1983; **ЕМАКУЛОВ** Виктор Невретдинович, 1973; **ЕФИМОВ** Евгений Федорович, 1979 **ЖУРАВЛЕВ** Борис Михайлович, 1969

ЗАГОСКИН Владимир Александрович, 1981; **ЗЛОБЕНКО** Иван Федорович, 1969; **ЗЫКОВА** Нонна Сергеевна, 1977 1983

ИВАНОВА Лидия Васильевна, 1971; **ИЩУКОВА** Лидия Петровна, 1969—1990 (8 месторождений)

КАДУК Петр Сергеевич, 1972; **КАЗАКОВ** Владимир Семенович, 1971; **КАЗАКОВ** Евгений Павлович, 1972; **КАЗБЕКОВ** Айткази Казбекович, 1977; **КАРМАНОВ** Ревир Григорьевич, 1981; **КАРПОВ** Николай Фролович, 1971; **КИНЯКИН** Петр Федотович, 1981; **КИСЕЛЕВ** Петр Филиппович, 1969; **КЛЮЕВ** Василий Иванович, 1980; **КОЖЕВНИКОВ** Николай Васильевич, 1982; **КОЗАРИНОВ** Вадим Васильевич, 1977, 1987; **КОЗИНЕЦ** Григорий Федорович, 1982; **КОКОВКИН** Александр Александрович, 1985; **КОМАРОВ** Александр Николаевич, 1971; **КОНОВАЛОВ** Александр Александрович, 1980; **КОРЖИК** Владимир Александрович, 1977; **КОРОЛЕВ** Николай Иванович, 1969; **КОРОЛЕВ** Николай Исидорович, 1971; **КРОВОПУСКОВ** Борис Петрович, 1969; **КРЫЛОВ** Олег Николаевич, 1969; **КУЗИН** Михаил Федорович, 1973; **КУЗЬМЕНКО** Анатолий Васильевич, 1982, 1989; **КУЗЬМЕНКО** Василий Иванович, 1971; **КУЛАК** Александр Егорович, 1989; **КУРБАТОВ** Василий Степанович, 1973; **КУРИМБАЕВ** Базарбай, 1972; **КУСТОВ** Аркадий Давыдович, 1977; **КУЦЕНКО** Георгий Степанович, 1977; **КУЦЕНКО** Григорий Семенович, 1988

ЛАВРОВ Владимир Иванович, 1989; **ЛАПИН** Александр Леонидович, 1973; **ЛЕСИН** Анатолий Васильевич, 1973; **ЛИБЕРМАН** Анатолий Соломонович, 1986; **ЛИННИК** Юрий Петрович, 1977; **ЛИСИЕНКО** Анатолий Григорьевич, 1982; **ЛИСКОВИЧ** Абрам Лазаревич, 1971; **ЛИХТАРЬ** Антонина Кондратьевна, 1971; **ЛОВИНЮКОВ** Виталий Иванович, 1989; **ЛУНЕНКО** Петр Ефимович, 1971; **ЛУХТИН** Василий Федорович, 1977; **ЛЮДВИГ** Владислав Федорович, 1973

МАЗИН Владимир Макарович, 1969, 1977; **МАКАРОВ** Павел Васильевич, 1980; **МАКИВЧУК** Олег Федорович, 1980; **МАКСИМОВ** Михаил Маркович, 1978; **МАЛАХОВ** Николай Алексеевич, 1987; **МАЛГАЖДАРОВ** Мухамеджан Малгаждарович, 1977; **МЕДОЕВ** Мухарбек Цараевич, 1973; **МЕЛКОВ** Вячеслав Гаврилович, 1972; **МЕТЦГЕР** Константин Александрович, 1969; **МИКЛАШЕВСКИЙ** Леонид Николаевич, 1980; **МИРОНОВ** Андрей Иванович, 1986; **МИХАЙЛЕНКОВ** Василий Иванович, 1980; **МУРОМЦЕВ** Николай Николаевич, 1986

НАТАЛЬЧЕНКО Борис Михайлович, 1969; **НАУМЕЙКО** Иван Петрович, 1970; **НАУМОВ** Семен Степанович, 1988; **НЕКРАСОВА** Зинаида Александровна, 1985; **НИКОЛАЕВ** Сергей Линович, 1983; **НОВИКОВ** Геннадий Иванович, 1982

ОБРИЗАНОВ Валентин Николаевич, 1981; **ОВЧИННИКОВ** Сергей Архипович, 1973; **ОГЛОБЛИН** Карл Демидович, 1982; **ОРБОВ** Геннадий Варфоломеевич, 1985, 1990; **ОСИПОВ** Юрий Михайлович, 1989; **ОСЬКИН** Владимир Андреевич, 1973

ПАВЛОВ Леонид Григорьевич, 1985; **ПАК** Андрей Инсунович, 1969; **ПАНОВИЦЫН** Василий Васильевич, 1977; **ПАРИБОК** Владимир Ильич, 1982; **ПАСКОНИНА** Лариса Николаевна, 1983; **ПАЦ** Венедикт Моисеевич, 1972; **ПЕНИНСКИЙ** Дмитрий Дмитриевич, 1978; **ПЕТРЕНКО** Алексей Александрович, 1969; **ПЕТРОВ** Николай Николаевич, 1981, 1985; **ПЛЕХАНОВ** Владимир Николаевич, 1986; **ПЛОХОТНИЧЕНКО** Дмитрий Иванович, 1977; **ПОЛОМОШНОВ** Алексей Дмитриевич, 1979; **ПОНОМАРЕВ** Борис Александрович, 1971; **ПОНОМАРЕВ** Геннадий Николаевич, 1979; **ПОТЕХИН** Александр Вениаминович, 1978; **ПОЯРКОВА** Мария Эрастовна, 1969; **ПРОЦКО** Владимир Арсентьевич, 1989; **ПРОЦКО** Владимир Иванович, 1982; **ПРЫТКОВ** Федор Яковлевич, 1977; **ПУЛИН** Виктор Иванович, 1990; **ПУТИЛОВ** Геннадий Семенович, 1982; **ПЫЖУК** Иван Петрович, 1989

РАИМБЕКОВ Нурсултан Куанышбаевич, 1983; **РАКИНТИН** Юрий Степанович, 1982; **РОГАЧЕВ** Владимир Николаевич, 1969; **РОГОВ** Юрий Гаврилович, 1969, 1977, 1990; **РОГОЗИН** Иван Дмитриевич, 1987; **РОЖДЕСТВЕНСКИЙ** Игорь Евгеньевич, 1972; **РОЖЕНЦЕВ** Николай Иванович, 1969; **РОМАНОВ** Виктор Иванович, 1990; **РУКОСУЕВ** Виктор Николаевич, 1979

САЛОВ Николай Михеевич, 1969; **САМАРЦЕВ** Александр Степанович, 1969; **САМОЙЛОВ** Владимир Иванович, 1971; **СЕМЕНОВ** Анатолий Петрович, 1977; **СЕРГЕЕВ** Алексей Евстафьевич, 1969; **СИКОРСКИЙ** Вадим Владимирович, 1980; **СИННИНЬКИЙ** Леонид Алексеевич, 1981; **СИНИЦЫН** Феликс Ефремович, 1977; **СИНЦОВ** Иван Федорович, 1969; **СКОСЫРЕВА** Людмила Николаевна, 1969; **СМОЛИН** Николай Васильевич, 1972, 1977; **СОЛОДОВНИКОВ** Вячеслав Александрович, 1969; **СОНЮШКИН** Евгений Петрович, 1971; **СТОЛЯРОВ** Арнольд Сергеевич, 1986; **СТОЛЯРОВ** Николай Семенович, 1971; **СТРОГАНОВ** Михаил Архипович, 1969; **СУНДИКОВ** Иван Маркович, 1977; **СУРИКОВ** Володар Иннокентьевич, 1969; **СУХАНОВ** Вениамин Николаевич, 1969

ТАРАБОРИН Геннадий Вениаминович, 1977, 1985; **ТАРАПАТИН** Иван Гаврилович, 1969; **ТЕЛЕГА** Николай Сергеевич, 1982; **ТЕПИКИН** Евгений Кронидович, 1980; **ТЕРЕХОВ** Юрий Николаевич, 1969; **ТОЛЧИНСКИЙ** Владимир Павлович, 1981; **ТОПЫЧКАНОВ** Павел Дмитриевич, 1972; **ТРИКИЛОВ** Иван Павлович, 1981; **ТУЖИКОВ** Леонид Никитич, 1981; **ТУШИН** Борис Александрович, 1972

УМЕРЕНКО Валентин Иванович, 1990; **УСЕНКО** Иван Степанович, 1971; **УШАКОВ** Евгений Федорович, 1978

ФЕДОРОВ Герман Васильевич, 1986; **ФЕДОРЧУК** Николай Никитич, 1972; **ФИЛИМОНОВ** Василий Иванович, 1973; **ФИЛИПЧЕНКО** Юрий Андреевич, 1969; **ФИЛИПЬЕВ** Геннадий Павлович, 1977; **ФРИДМАН** Шепс Давидович, 1971

ХАРЛАМОВ Михаил Георгиевич, 1978; **ХАСАНОВ** Эрнст Гумерович, 1985; **ХОХЛОВ** Иван Васильевич, 1972; **ХРУСТАЛЕВ** Евгений Петрович, 1979

ЧАЙКО Анатолий Григорьевич, 1982; **ЧЕЧЕРИНА** Галина Ивановна, 1983; **ЧИКУНОВА** Маргарита Калистратовна, 1980; **ЧУВАГА** Николай Тимофеевич, 1982

ШАЛАХОВ Василий Матвеевич, 1986; **ШАРГАЕВ** Митрофан Александрович, 1977; **ШАРМИН** Николай Федорович, 1969; **ШАХОВ** Ростислав Александрович, 1977; **ШИТОВ** Владислав Леонидович, 1985, 1990; **ШИШКИН** Илья Иванович, 1972; **ШЛЕЙДЕР** Владимир Антонович, 1981, 1990 (3 месторождения); **ШЛЯПНИКОВ** Василий Николаевич, 1977; 1983; **ШТАРЕВ** Юрий Павлович, 1981; **ШУЛАКОВ** Валерий Ильич, 1977

ШИПОЧКО Екатерина Мефодиевна, 1971

ЯКОВЛЕВ Михаил Тимофеевич, 1982

К 100-летию Арнольда Вильгельмовича Пэка

А.В.Пэк был выдающимся ученым в области геологии рудных месторождений и, в частности, их структурного анализа. Ранний этап его научной деятельности связан с работой в институте геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений АН СССР (ИГЕМ РАН) до середины 40-х годов. В 30-е годы им издан ряд работ по структуре и генезису титано-магнетитовых месторождений Урала и редкометалльных Северного Кавказа. Особенное место занимали теоретические разработки по трещинной тектонике и микроструктурному (петротектоническому) анализу. Значение этих работ для отечественной геологии трудно переоценить. Дело в том, что до публикации А.В.Пэком известной книги «Трещинная тектоника и структурный анализ» (1939) другие работы по кинематике и динамике сколовых деформаций в горных породах на русском языке были редки. Именно этой книге мы обязаны широким распространением среди геологов СССР интерпретации складчатых и дизъюнктивных форм на основе эллипсоида деформации Беккера. Заслуга А.В.Пэка состояла в том, что он одним из первых в стране показал большое прикладное значение статистического анализа трещиноватости горных пород на примере таких объектов, как Тырныауз на Северном Кавказе и Хибинский массив на Кольском полуострове. Книга А.В.Пэка дала толчок в развитии одного из важнейших научных направлений — структуре рудных полей и месторождений, что породило многочисленную плеяду сторонников применения статистических диаграмм в тектонике.

Талант А.В.Пэка, как полевого и рудничного геолога, проявился в годы Великой Отечественной войны 1941—1945 гг. В эти годы он буквально всю душу вкладывал в геологическое обеспечение интенсивного роста промышленности цветных металлов на Урале — стратегической минеральной базе оборонной промышленности того периода. Конкретное содержание вклада А.В.Пэка в так называемую колчеданную проблему — распознавание необычайно сложной морфологии колчеданных залежей, локализованных в дислоцированных вулканогенных породах. Именно А.В.Пэку удалось разгадать и построить согласную линзообразную общую модель подавляющего большинства залежей, собирая ее буквально по аналогии с восстановлением разбитого блюда по черепкам. Его работа на основе личной документации подземных горных выработок обеспечивала точность попадания скважин и горных выработок в рудные тела и, соответственно, высокую экономическую эффективность при проведении разведочных работ. Эта методология разрабатывалась на основе месторождений группы Левиха и отсюда распространилась на весь Средний Урал.

Деятельность А.В.Пэка, в сущности, как рудничного геолога на Урале сыграла большую роль в последующем, когда он перешел на профессорскую работу в Новочеркасский политехнический институт, ныне Южно-Российский государственный технический университет. Его методика обучения как раз и была ценна конкретностью анализа формы рудных тел и их сочетаний с разнообразными структурными ансамблями вмещающих пород. Составной частью такого обучения было решение студентами серии задач, соответствующих разнообразным структурным прототипам рудных месторождений. В последующем эти задачи многократно использовали как пособия практически во всех геологических вузах страны.

Конкретные материалы по структуре колчеданных месторождений Среднего Урала послужили основой докторской диссертации А.В.Пэка, успешно защищенной им в ИГЕМ в 1945 г. В 1946 г. А.В.Пэк был приглашен на должность заведующего кафедрой методики разведки полезных ископаемых в Новочеркасский политехнический институт. Начиная с этого времени и до кончины в 1998 г. всю творческую энергию А.В.Пэк отдавал изучению редкометалльного месторождения Тырныауз. «Эволюция» в освоении Тырныауза довольно строго коррелировала с «эволюцией» представлений о его геологическом строении. Характерный пример — совершенствование структурной схемы Тырныауза. Предложенная А.В.Пэком первоначальная широко известная схема антиформных сколовых блоков им же модифицировалась в конечном счете в структуру, где главенствующую роль играли морфологически пластовые скарновые тела в роговиково-мраморной вмещающей толще. По мере продвигания добычных работ на глубокие горизонты были обнаружены новые рудные тела, и к числу первооткрывателей Тырныаузского месторождения Б.Орлова и В.Флеровой добавился профессор А.В.Пэк и ряд рудничных геологов.



Главные результаты исследований А.В.Пэка на Тырныаузе имеют общетеоретическое значение и состоят в следующем. Как известно, Тырныаузское месторождение — классическое месторождение скарнового типа. Соответственно доминирующей стороной в изучении этого месторождения был и остается петрологический анализ минеральных соотношений как эффективный метод генетического анализа и прогнозирования. Представления о скарнообразовании в работах геологов нашей страны активно развивались главным образом в трех направлениях. Во-первых, это самая ранняя модель прямого взаимодействия гранитной магмы с карбонатными породами; во-вторых, образование скарнов под влиянием глубинных скарнирующих растворов доминирующее инфильтрационным путем. Третья модель, автором которой является Д.С.Коржинский, состоит в доминировании биметасоматического механизма, проявляющегося на контакте карбонатных и силикатных пород под влиянием фильтрующихся гидротермальных растворов. Оценивая генетические особенности скарнов Тырныауза с точки зрения этих моделей, можно сказать, что на этом месторождении можно найти аналогии всем трем моделям. В публикациях А.В.Пэка по Тырныаузу, включая монографию «Рудное поле и месторождение Тырныауз», изданную в 1962 г., более предпочтительно рассматривалась модель скарнирующих растворов. Это доказывается следующим. А.В.Пэк первым для Тырныауза составил и обосновал схему дискретно стадийного развития скарнов. На первое место в этой схеме было поставлено замещение биотитовых роговиков пироксеновыми роговиками. В дальнейшем процесс развивался путем деформационного разуплотнения пироксеновых роговиков и наложения на них более интенсивной минерализации, относимой к собственно скарновой стадии. Такое решение подкреплялось не только структурно-морфологическими соотношениями в скарнах, но и тем, что в этой схеме разновременные ячейки занимал многостадийно выделявшийся шеелит, молибденит и другие рудные минералы.

На примере Тырныауза была показана исключительно сложная и длительная по времени схема развития месторождения, скоррелированная с многостадийной гранитно-интрузивной активностью.

В заключение следует отметить, что А.В.Пэк обладал высочайшей эрудицией в области геологии, отличался исключительным человеколюбием. Он подготовил для Высшей школы и геологической отрасли большую группу учеников в Москве, Новочеркаске, на Тырныаузе. Многие из них стали докторами наук. Арнольд Вильгельмович пользовался большой любовью всех тех, кому приходилось общаться с ним по работе или в кругу семьи.

*Ученый совет ИГЕМ РАН
Редколлегия журнала*

Памяти Алексея Борисовича Каждана

Ушел из жизни Алексей Борисович Каждан — крупнейший ученый в области теории и методологии прогнозирования, поисков, разведки и оценки полезных ископаемых.

А.Б.Каждан родился 24 ноября 1915 г. в Петрограде. Трудовую деятельность начал учеником слесаря. В 1934 г. поступил и в 1939 г. с отличием окончил Ленинградский Государственный Университет. По окончании университета был направлен в Желдорпроект МВД СССР, где в течение пяти лет проводил инженерно-геологические изыскания.

В 1944 г. А.Б.Каждан поступил в аспирантуру ВИМС, а в 1947 г. после успешной защиты кандидатской диссертации руководил поисковыми и разведочными работами на уран.

В конце 1950 г. А.Б.Каждан как высококвалифицированный специалист в области месторождений радиоактивных металлов был рекомендован на преподавательскую работу в Московский институт цветных металлов и золота. Там он прошел путь от ассистента до профессора. В связи с реорганизацией в 1962 г. Алексей Борисович был переведен в Московский институт стали и сплавов, а в 1963 г. в Московский геологоразведочный институт. В 1964 г. он был избран на должность заведующего кафедрой методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых МГРИ, которой бессменно руководил 25 лет.

А.Б.Каждан был ведущим специалистом в области геологии и разведки урановых месторождений, одним из основоположников подготовки данной специальности в высшей школе. Еще в начале 50-х годов им был создан первый в СССР и в мировой практике учебный курс «Поиски и разведка месторождений радиоактивных металлов». Создание этого курса обеспечило своевременную подготовку высококвалифицированных специалистов для выявления стратегических минерально-сырьевых ресурсов атомного сырья.

За годы работы в институте А.Б.Кажданом воспитан творческий коллектив преподавателей и научных сотрудников, исследованиями которых он плодотворно руководил более 40 лет. Под его руководством создана передовая научная школа геологов-разведчиков, оказывающая прогрессивное влияние на методику и условия проведения геологоразведочных работ.

В начале 70-х годов А.Б.Каждан разработал новую методику решения важнейших геологоразведочных проблем, основанных на системном подходе к изучению недр, что обеспечило возможности корректного применения количественных методов их изучения. Его разработки по количественной интерпретации геологоразведочных данных, методам оконтуривания, оценке запасов и ресурсов широко применяются в практике геологоразведочных работ. Они учтены при составлении классификации запасов полезных ископаемых, в инструкциях по ее применению и других методических документах Министерства природных ресурсов.

Алексей Борисович Каждан на системной основе создал первый в стране вузовский курс по математическому моделированию в геологии и разведке и принципиально новый курс по поискам и разведке месторождений полезных ископаемых. Оба курса предусматривают широкое использование количественных методов исследования, а их содержание отражено в типовых программах Минвуза РФ и изданных учебниках.



В последние годы А.Б.Каждан работал профессором кафедры геоинформатики МГРУ и разрабатывал методические основы современной геоинформатики. За годы научно-педагогической деятельности А.Б.Каждан подготовил более 3500 специалистов-геологов, более 60 кандидатов и 12 докторов геолого-минералогических наук. Он был автором более 230 научных работ, в т.ч. 16 учебников и учебных пособий, 6 монографий. Часть его работ переведена на английский, испанский и китайский языки.

Все годы своей научно-педагогической деятельности А.Б.Каждан активно сотрудничал с геолого-производственными, научно-исследовательскими и учебными организациями и проводил большую научно-общественную работу. Многие годы он работал экспертом и членом экспертно-технического совета ГКЗ СССР. Им была проведена экспертиза более 100 отчетов по подсчетам запасов различных месторождений, что способствовало их правильной геолого-экономической оценке и своевременному вводу в эксплуатацию.

А.Б.Каждан был членом специализированных ученых советов МГРИ, ВИМС и МГУ, председателем КНТС по спецсырью, членом редколлегий журнала «Отечественная геология». В 1995 г. он удостоен звания почетного академика Международной Академии минеральных ресурсов, был награжден орденом «Знак Почета» и медалями, трижды удостоен звания Отличник разведки недр, звания Почетный разведчик недр, награжден почетными грамотами Мингео СССР и Минвуза СССР.

*Ученый совет МГРУ
Редколлегия журнала*

Памяти Игоря Сергеевича Грамберга

19 октября 2002 г. ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член Российской академии наук, директор Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), председатель секции наук о Мировом океане и член бюро отделения наук о Земле РАН Игорь Сергеевич Грамберг.

И.С. Грамберг известен в нашей стране и за рубежом как выдающийся ученый-естествоиспытатель, один из основоположников геологии и минерации Мирового океана и полярных областей Земли.

Родился Игорь Сергеевич 15 июня 1922 г. в Ленинграде. В первые месяцы Великой Отечественной войны, являясь рядовым солдатом особого добровольческого студенческого батальона, участвовал в тяжелых боях на Северо-Западном фронте, был дважды ранен.

В 1949 г., окончив с отличием Ленинградский горный институт, И.С. Грамберг пришел на работу в НИИ геологии Арктики (позже ВНИИОкеангеология). Еще молодым специалистом И.С. Грамберг работал в нескольких блестящих экспедициях в труднодоступных районах Центральной Арктики (Таймыр, Анабар, Верхоянье и т.д.). Собранный материал лег в основу серии фундаментальных монографий по региональной геологии и нефтегазоносности севера Средней Сибири.

И.С. Грамберг приобрел всесоюзную известность как талантливый ученый-нефтяник, виртуозно владеющий знаниями по литологии, геохимии, стратиграфии и обладающий бесценным даром комплексного, системного перехода к решению масштабных научных и ресурсных проблем. Большое значение имеет его практический вклад как в открытие норильского газа, так и в прогноз нефтегазоносности Восточной Сибири. По инициативе и под руководством ученого создана первая в нашей стране карта перспектив нефтегазоносности арктического шельфа с прогнозной оценкой ресурсов, которая впоследствии полностью подтвердилась.

Не случайно, когда в начале 70-х годов встал вопрос об организации принципиально нового, первого в стране научно-производственного объединения по морским геологоразведочным работам, руководителем НПО «Севморгео» (позже ПГО «Севморгеология») и его головного института был назначен И.С. Грамберг. Стратегическая дальновидность Игоря Сергеевича, его убежденность и организаторский талант позволили в кратчайший срок заложить фундамент новой отрасли народного хозяйства — морской нефтегазовой промышленности России. Открытие и подготовка к освоению крупнейшей Западно-Арктической шельфовой нефтегазоносной провинции, осуществленные под научным руководством И.С. Грамберга, были удостоены Государственной премии России.

Под руководством И.С. Грамберга некогда скромный Научно-исследовательский институт геологии Арктики превратился в ведущий морской геологический институт, добившийся широкого признания в стране и за рубежом. Оставаясь не только административным, но и творческим лидером института, питая коллектив своими научными идеями и поддерживая идеи, рождавшиеся в коллективе, И.С. Грамберг сумел создать в институте высокий интеллектуальный потенциал и прекрасный человеческий климат.

И.С. Грамберг — автор и редактор сотен статей, карт, фундаментальных монографий, многие из которых неоднократно переиздавались, в т.ч. и за рубежом. В течение



многих лет академик И.С. Грамберг занимал ведущие посты и активно работал в важных отраслевых, академических, а также международных органах, защищая своим высоким авторитетом интересы отечественной геологии.

Заслуги И.С. Грамберга отмечены Государственными премиями СССР (1983 г.) и России (1995 г.), а также общенациональной неправительственной Демидовской премией (2001 г.). Он кавалер многих боевых и трудовых орденов и медалей, Почетный разведчик недр и Почетный полярник.

Игоря Сергеевича Грамберга всегда отличали такие человеческие качества, как не показной демократизм и искренняя доброжелательность. К нему обращались за советом и помощью множество людей — от рядовых геологов до крупных руководителей.

Последнее десятилетие было периодом максимального расцвета творческой активности И.С. Грамберга. Всеобщее признание получила его теория стадийного развития океанов, по сути представляющая собой фундаментальную основу геологии и минерации Мирового океана. Вдвойне горько сознавать, что не все его замыслы и проекты были реализованы до конца.

Светлая память об Игоре Сергеевиче Грамберге — выдающемся ученом и прекрасном человеке навсегда сохранится в сердцах его коллег, соратников, многочисленных учеников и друзей!

*Коллегия МПР России
Президиум РАН
Правление Росгео
Ученый совет ВНИИОкеангеология
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Памяти Владимира Михайловича Терентьева

29 октября 2002 г. после тяжелой непродолжительной болезни ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора ВСЕГЕИ, член-корреспондент Академии естественных наук, академик Международной академии минеральных ресурсов, заслуженный геолог России, профессор Владимир Михайлович Терентьев.

В.М.Терентьев родился в 1929 г. После окончания Ленинградского горного института участвовал в геологоразведочных работах, проводившихся в Румынии и Китае. С 1957 г. Владимир Михайлович непрерывно работал во ВСЕГЕИ. В 1961 г. защитил кандидатскую, а в 1982 г. докторскую диссертации. В 1995 г. был избран членом-корреспондентом Академии естественных наук, ему присвоено звание профессора.

В.М.Терентьев был одним из ведущих геологов-металлогенистов нашей страны, крупным специалистом в урановой геологии. Главное направление научной деятельности В.М.Терентьева связано с комплексными геологическими и металлогеническими исследованиями территории России, ее крупных регионов и рудных районов. На основе новейших методик металлогенического анализа коллективом ВСЕГЕИ под руководством В.М.Терентьева составлены комплекты прогнозно-металлогенических карт Алданского щита, Алтае-Саянской области, региона Байкало-Амурской магистрали, отдельных регионов Дальнего Востока и Монголии с прогнозной оценкой рудных и перспективных районов.

В.М.Терентьев был редактором и соавтором карты структурно-формационных комплексов СССР, металлогенических карт СССР и России, карт полезных ископаемых и топливно-энергетических ресурсов России и сопредельных государств и др., а также ряда монографий по проблемам металлогении, тектоники и геологии, в т.ч. ряда работ по методологии и методикам прогнозно-металлогенического анализа. Им написано более 175 научных трудов, из которых 120 опубликованы.

В.М.Терентьев осуществлял научно-методическое руководство петрографическими исследованиями при геолого-съёмочных работах на территории России, координируя в качестве председателя секции региональной петрографии МПК работу региональных петрографических Советов. Он был председателем специализированного Совета по присуждению докторских диссертаций, членом не-



скольких научно-редакционных и координационных советов и редколлегий, научным куратором производственных объединений.

Работы В.М.Терентьева имеют большое значение для развития геологической науки и всегда были направлены на решение актуальных народнохозяйственных задач.

Труд В.М.Терентьева отмечен орденом «Знак Почета» и медалями.

Друзья и коллеги Владимира Михайловича навсегда сохраняют в сердцах его светлый образ.

*Коллегия МПР России
Ученый совет ВСЕГЕИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

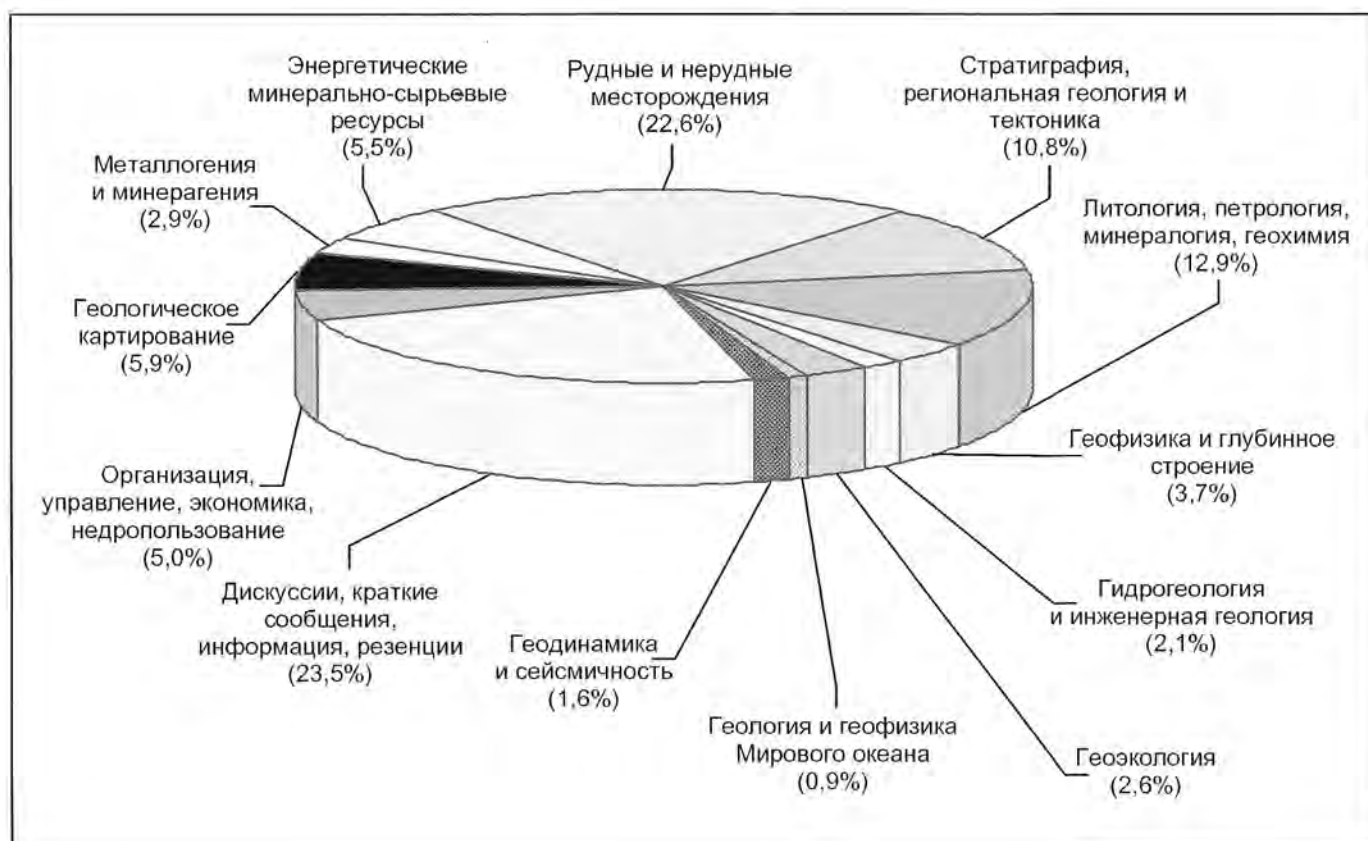
За последние десять лет (1993—2002 гг.) в журнале «Отечественная геология»
опубликованы 1283 статьи 1746 авторов

Распределение авторов статей по организациям

Организации	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	Всего	
											Число авто- ров	%
Учебные	$\frac{20}{10,3}$	$\frac{5}{3,6}$	$\frac{11}{7,6}$	$\frac{22}{13,1}$	$\frac{7}{6,2}$	$\frac{22}{11,0}$	$\frac{16}{8,3}$	$\frac{18}{8,4}$	$\frac{20}{9,4}$	$\frac{2}{1}$	143	8,2
Научные МПР	$\frac{100}{51,3}$	$\frac{70}{50,3}$	$\frac{60}{41,4}$	$\frac{72}{42,9}$	$\frac{48}{42,5}$	$\frac{93}{46,5}$	$\frac{65}{33,7}$	$\frac{63}{29,3}$	$\frac{51}{24,0}$	$\frac{121}{73}$	743	42,6
РАН	$\frac{30}{15,4}$	$\frac{15}{10,8}$	$\frac{25}{17,2}$	$\frac{13}{7,7}$	$\frac{37}{32,7}$	$\frac{74}{37,0}$	$\frac{90}{46,6}$	$\frac{80}{37,2}$	$\frac{97}{45,8}$	$\frac{27}{16}$	488	27,9
Производственные	$\frac{18}{9,2}$	$\frac{40}{28,8}$	$\frac{40}{27,6}$	$\frac{46}{27,4}$	$\frac{13}{11,5}$	$\frac{11}{5,5}$	$\frac{16}{8,3}$	$\frac{20}{9,3}$	$\frac{26}{12,3}$	$\frac{12}{8}$	242	13,9
Прочие	$\frac{27}{13,8}$	$\frac{9}{6,5}$	$\frac{9}{6,2}$	$\frac{15}{8,9}$	$\frac{8}{7,1}$	—	$\frac{6}{3,1}$	$\frac{34}{15,8}$	$\frac{18}{8,5}$	$\frac{4}{2}$	130	7,4
Всего	$\frac{195}{100}$	$\frac{139}{100}$	$\frac{145}{100}$	$\frac{168}{100}$	$\frac{113}{100}$	$\frac{200}{100}$	$\frac{193}{100}$	$\frac{215}{100}$	$\frac{212}{100}$	$\frac{166}{100}$	1746	100

П р и м е ч а н и е. Числитель — число авторов; знаменатель — доля (%) от общего числа авторов за год.

Распределение статей по рубрикам в журнале



METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Pakul'nis G.V.

Carbonaceous rocks and hydrothermal uranium mineralization

Ripp G.S., Platon V.S., Gusev Yu.P., Kobylkina O.V., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F.

New alkaline basic carbonatite complex in West Transbaikalia

Sokolov S.V., Shpanov E.P., Kupriyanova I.I.

Mineralogical-geochemical and temperature zonation of the Voznesensky rare metal-fluorite deposit

Kheifetz V.M., Frik V.L., Ogorodnikov I.V.

Symmetry in geologic environment evolution: case history of one of the gold regions in Uzbekistan

Katansky M.Yu., Zhidkov S.N.

Techniques of constructing 3D geological model of a deposit using GEMCOM's software

Dubov N.V., Zvezdov V.S.

Computerized model of sulfide drops transfer by ore-bearing silicate melt through a tubular channel of elliptical section

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Koroleva M.N.

On the age of the Zharyk limestone in Central Kazakhstan and the problems of identification of the Ashgill series

Kulakovskiy A.L.

On characteristics of a contact zone between the granite-gneiss socle and cover in the Northern Ladoga

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

3 *Romanov V.A.*

Dispersion flows: material runoff from the land and water migration of elements

9 *Chekvaizde V.B., Isakov I.Z.*

Thermodehydrated water basins in the south-east of the Russian platform and their mineragenetic peculiarities

17

DISCUSSIONS

21 *Bergman I.A.*

Once again about lithium-to-magnesium ratio as a criterion of the carbonaceous nature of ore matter in Precambrian ferruginous formations

23

BOOK REVIEWS

27 *Zaitsev V.G.*

New books on tectonics and prospecting methods

62

Discoverers of mineral deposits

63

100-th birth anniversary Arnold Wilhelmovich Peck

93

Memory of Alexey Borisovich Kazhdan

94

Memory of Igor Sergeevich Gramberg

95

Memory of Vladimir Mikhailovich Terentiev

96