

Отечественная Геология



III/1992

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ И МЕТАМОРФИЗМ В УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ
ОНГОНИТЫ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ЛИНЕЙНЫЕ И ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ КЫРГЫЗСТАНА



Учредители:
Комитет по геологии и
использованию недр
при Правительстве
Российской Федерации
Всероссийский НИИ
экономики минерального
сырья, информатики и
геологической разведки
(ВИЭМС)

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАЗВИТИЕ
БАЗЫ ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО И
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ЭКОНОМИКА И УПРАВЛЕНИЕ В ОБЛА-
СТИ РАЗВЕДКИ, ДОБЫЧИ И ПЕРЕРА-
БОТКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕ-
СУРСОВ СОБЕРЕГАЮЩЕЙ ТЕХНИКИ И ТЕХ-
НОЛОГИИ

Приложения:
законодательные акты
Верховного Совета
и Правительства РФ,
еженедельный бюллетень
коммерческо-правовой информации

PRESENT STATE AND DEVELOPMENT
OF FUEL, ENERGY AND MINERAL BASE

ECONOMICS AND MANAGEMENT OF
GEOLOGICAL EXPLORATION, MINING
AND PROCESSING OF COMMERCIAL
MINERALS

EFFICIENCY OF USE OF RESOURCE SAVING
TECHNIQUE AND TECHNOLOGY

Supplements:
Legislative Acts
of the Supreme Soviet
and the Government
of the Russian Federation,
Weekly Bulletin of Commercial
and Legal Information

109172, Москва, ул. Володарского, 38, МПП "Геонформмарк".
Телефоны: (095) 272-41-85, 272-64-23. Факс: 272-49-40.
Geoinformmark, 38, Volodarsky St., Moscow, 109172, Russia.
Phones: (095) 272-41-85, 272-64-23. Fax: 272-49-40.

ЭКОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ И ОХРАНА НЕДР

ПРАВОВОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ НЕДРО-
ПОЛЬЗОВАНИЯ

ВНЕШНЕЭКОНОМИЧЕСКАЯ
ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ,
НЕФТЕГАЗО- И ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ
ПРЕДПРИЯТИЙ И ОРГАНИЗАЦИЙ

НОВОСТИ, ХРОНИКА, КОММЕРЧЕСКАЯ
И РЕКЛАМНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

ECOLOGY, GEOECOLOGICAL STUDIES
AND SUBSURFACE PROTECTION

LEGAL ASSURANCE OF THE SUBSURFACE
USE

FOREIGN ECONOMIC ACTIVITY OF
GEOLOGICAL EXPLORATION, OIL AND
GAS AND MINING ORGANIZATIONS

NEWS, CHRONICLE, COMMERCE
AND ADVERTISING INFORMATION

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

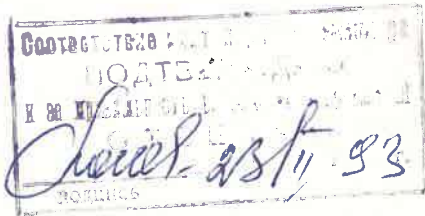
Комитет по геологии и
использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

II/1992

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров,
Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе,
Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ер-
хов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Ка-
занский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчи-
нинская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов,
Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев,
В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора),
В. Я. Ярмолюк



МОСКВА "НЕДРА"

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Черненко Ю. Я. Роль глубинных геодинамических процессов в формировании структур угольных бассейнов и метаморфизме углей	3
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Джанелидзе Т. В., Паницулая В. В. Систематика металлогенических формаций вулканно-плутонических поясов	8
Дергачев В. Б. Онгониты и редкометалльное оруденение	15
Докучаев С. А. Гравитационная модель формирования промышленных залежей бора галогенного типа	22
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Черенков И. Н. Проблемы стратиграфии верхнего палеозоя Тянь-Шаня и Памира	30
Корень Т. Н., Лыточкин В. Н. Биозональная схема верхнего силура Туркестано-Алая по граптолитам	37
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
Беневоленский И. П. Глубинная геология Балхашского сегмента литосферы Казахстана	45
Соловьев С. Г., Ставинский В. А., Окулов С. А. Линейные и очаговые структуры Сонгкель-Кенсуйской зоны Кыргызстана	52
Плохих Г. П. Особенности глубинного строения железорудных узлов Урала	59
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Страхова Т. М., Богданов Г. В. О составе гранатов из метаморфических комплексов	65
Блюман Б. А. Система $Al_2O_3-SiO_2$ и проблема метаморфических фаций	70
ГЕОХИМИЯ	
Гладких В. С. К геохимии девонских вулканогенных пород юго-западной части Алейского антиклинория	77
Ляхович В. В., Рехарский В. И., Гурбанов А. Г. Геохимия зон постмагматического изменения Эльджуртинского массива	84
К 80-летию Хабиба Мухамедовича Абдуллаева	89
Памяти Ольги Ивановны Сергуньковой	91
Памяти Файвеля Рахмилевича Апельцина	93
Памяти Дмитрия Андреевича Минеева	94
Памяти Валерия Леонидовича Барсукова	94
Памяти Виктора Григорьевича Гарьковца	95

Художественный редактор Е. А. Вишнякова
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 24.09.92. Подписано в печать 04.11.92. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная № 2. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,77. Уч.-изд. л. 10,94. Тираж 1625 экз. Заказ 356. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Роль глубинных геодинамических процессов в формировании структур угольных бассейнов и метаморфизме углей

Ю. Я. ЧЕРНЕНКО (ВНИГРИуголь)

В результате глубинных геофизических, в т. ч. геотермических исследований последних десятилетий, проведенных в СНГ и за рубежом, в сочетании с геодинамическим моделированием и палеотектоно-магматическими реконструкциями, получены чрезвычайно интересные и важнейшие сведения о строении земной коры, верхней мантии самых различных районов земного шара, глубинных тепловых потоках и их роли в структурообразовании, метаморфизме пород, в частности, углей. Так, по мнению А. В. Чекунова, наиболее мощный энергопроизводящий процесс — геодинамическое развитие глубинного астеносферного слоя, формирующего «приповерхностные» взаимосвязанные отрицательные и положительные астеносферные структуры, нередко угленосные, а астенолиты и сопровождающие их магматические диапиры — основные носители тектонической активности, тепловых потоков и эндогенного оруденения, транспортировавшихся из мантии [11, 12].

Зарождались астенолиты в астеносфере. Изменение формы астенолитов зависело от их массы, энергетического потенциала и геологической позиции в вертикальном разрезе и в плане, а сами они являлись центрами деструкций. Примечательно, что астенолиты А. В. Чекуновым различаются не только по форме, времени и особенностям становления, но и по размерам, масштабам проявлений. Кроме того, он считает, что градации астенолитов велики, и они, вероятно, связаны с глубиной их генерации, а также величиной масс, вовлекаемых в процесс.

В вершине астенолитовой иерархии находятся гигантские вертикальные потоки рождающегося вещества на границе мантии и ядра. Эти потоки поднимаются в виде латеральных струй, расходящихся в стороны, рождая тем самым океанические впадины с рифтовыми хребтами и спредингом. Менее значительные астенолиты создают со-

ответственно менее крупные, нередко угленосные отрицательные и смежные с ними положительные структуры, отдельные магматические диапиры со смежными, нередко угленосными прогибами и т. д., вплоть до элементарных интрузий мантийного происхождения, по периферии которых формируются бассейны седиментации, особенно в областях активного проявления вулканизма [Ю. Я. Черненко, 1983; 14—16]. Происходящее по периферии астенолитов сжатие сопровождается образованием утолщенной земной коры, покровно-надвиговых комплексов, аккреционных линз, «реликтовой» сейсмичности, т. е. явлений, которые, по мнению А. В. Чекунова, характерны для тектоники плит.

Считается, что астенолиты и сопровождающие их магматические диапиры являются основными носителями тектонической активности и эндогенного оруденения. Они зарождаются в астеносфере. Астеносфера — основной «возбудитель», генератор тектонической активности, а через механизм изостазии, — «уплотнитель», амортизатор возникающих при тектогенезе плотностных «возмущений». Здесь происходят разные превращения вещества, его конвективные и адвективные перемещения и т. д. Астеносфера — это динамическая система, изменяющаяся во времени и пространстве. Процессы в ней то активизируются, то затухают, вызывая соответствующие эффекты в верхних геологических этажах земной коры. Активизация приводит к интенсивному тектогенезу, прогреву литосферы, обильному магматизму и метаморфизму, а затухание процессов — к режиму платформы. Функционирование астеносферы определяется периодически повторяющимся накоплением и сбросом тепла, обуславливающим дискретность геологической истории, ее деление на геотектонические циклы и эпохи тектоно-магматической активизации. Последним обстоятель-

ством, в отличие от представлений предыдущих исследователей [9, 10], мы склонны объяснять гетерогенность структуро- и углеобразования. Примером могут служить Кузнецкий, Донецкий, Тунгусский угольные бассейны, в которых на ранних (палеозойских) этапах отдачи астеносферного тепла формировались угленосные структуры и образовывались каменные угли с широким диапазоном их метаморфизма. На более поздних — раннемезозойских этапах, после раннемезозойской тектоно-магматической активизации и перехода региона в платформенный режим развития, происходило усложнение старых и образование новых угленосных структур, где изменения растительного материала закончились его преобразованием лишь в бурые угли, преимущественно первой и второй групп [1, 14, 15].

Описанные А. В. Чекуновым [11, 13] альпийские и более древние астеносферные структуры, в т. ч. Донецкий, Кузнецкий, Тунгусский бассейны имеют следующие, характерные для них, признаки.

1. Приподнятое положение разогретой, разуплотненной, низкоскоростной и хорошо проводящей астеносферы, отраженное в наблюдаемых геофизических полях.

2. Уменьшенная толщина земной коры с редуцированными, вплоть до уничтожения, слоями ее консолидированной части, особенно «гранитными».

3. Наличие в верхах коры мощного, мало уплотненного осадочного чехла, накопившегося геологически быстро.

4. Широкое развитие молодого (по отношению к угленакоплению) вулканизма преимущественно основного состава.

5. Общая обстановка растяжения и деструкции с образованием многочисленных сбросов, структур, проседания, рифтов; насыщение коры глубинным материалом с образованием пред-, кон- и постседиментационных промежуточных магматических очагов, зон инверсий скорости сейсмических волн, неглубоких высокопроводящих слоев и т. д.

6. Высокая современная (по отношению к угленакоплению) подвижность коры и активная сейсмичность литосферы в целом, в основном по периферии.

Анализ материалов по основным угольным бассейнам и месторождениям с учетом отмеченных для астенолитовых структур признаков позволили нам в отличие от многих исследователей [9, 15 и др.] по-новому подойти к классификации угольных объектов. Этот подход заключается в том, что все угольные структуры мы разделили на два класса: эндогенный с тектонической и тектоно-магматической группами и экзогенный. В тектоническую группу объединены угленосные структуры, формирование которых обусловлено амагматичными глубинными колебательными тектоническими движениями, а в тектоно-магматическую — те, в формировании которых решающая роль принадлежала геодинамическим развивающимся астенолитам и связанной с ними тектоно-магматической активизации.

Объект наших исследований — тектоно-магматическая группа угленосных структур. В качестве сопоставления с ними рассмотрен Подмосковный и другие бассейны, которые мы относим к первой группе.

Анализ материалов по угольным объектам тектонической группы, а также экзогенного класса показал, что метаморфизм углей в них выражен крайне редко и довольно слабо. Обычно угли в них бурые, редко длиннопламенные и газовые. Повышенный и очень высокий локальный, так называемый контактово-термальный метаморфизм углей присущ структурно-генетическим типам тектоно-магматической группы, в формировании которых широко развиты кон- и, особенно, постседиментационные тектоно-магматические процессы. В свою очередь повышенный и высокий региональный метаморфизм углей характерен для структурно-генетических типов, относительно высоко приподнятых, по данным глубинной геофизики, астеносферным слоем и границей Мохоровичича. Для структурно-генетических типов, в формировании которых решающая роль принадлежала пред- и частично конседиментационным тектоно-магматическим процессам, наблюдается только относительно низкий метаморфизм углей [14, 15]. Исходя из этого, полагаем, что повышенные тепловые потоки были связаны с более длительным отмиранием очаговых зон под бассейнами седиментации. Особенно от-

четливо повышение степени метаморфизма углей связано с относительно высоким положением границы «Мохо» в Кузнецком, Донецком, Тунгусском и других менее крупных по размеру бассейнах. Это обусловлено в основном особенностями геодинамического развития в них астеносферного слоя и в целом всей астеносферной структуры.

В последние годы выявлен ряд закономерностей, свидетельствующих о неразрывной связи теплового состояния литосферы и ее источников с глубинным строением и геодинамикой тектоносферы. В литосфере, по данным Р. И. Кутас, преобладает кондуктивный теплоперенос, а температура не достигает точки плавления [3, 4]. Нижней ее границей, как известно, служит раздел «Мохо». Анализ и интерпретация данных по тепловым потокам позволили Р. И. Кутас выделить две проблемы. Первая заключается в выяснении природы тепловых потоков, особенностей их распределения и связи с динамикой и энергией недр, вторая — в изучении температурного режима, определяющего характер глубинных процессов, физическое состояние вещества в недрах, его реологические, упругие, электрические, магнитные и другие свойства. Предпринятая попытка увязать геотермические условия со строением земной коры и мощностью литосферы, а также некоторые общие закономерности в распределении тепловых потоков с учетом нестандартности теплового поля, позволили ему и другим исследователям [2—4, 5, 8] установить ряд особенностей, из которых наиболее существенными для наших целей являются: 1) повышение теплового потока в активных областях возникает только за счет выноса энергии из недр Земли. При этом на прогрессивном этапе тепло выносится как кондуктивным, так и конвективным путем. Роль того или иного механизма теплопереноса изменяется с глубиной и во времени. На больших глубинах преобладает конвективный теплоперенос, в земной коре — кондуктивный. Прогрессивный этап тепловой истории структур в разных (и даже однотипных) тектонических элементах может происходить по-разному: в одних — интенсивно в других — медленно и в несколько этапов. В связи с этим и период разогрева может быть различным. Так,

например, в Альпах на протяжении 100—120 млн лет выделяют три или четыре этапа метаморфизма, свидетельствующих о многократном усилении тектонической и геотермической активности. При этом, для каждого этапа период остывания однотипных структур одного возраста хорошо согласуется между собой, а для областей разного возраста образует однозначную зависимость от времени. В регрессивный этап тектоническая и вулканическая деятельность затухает, движение масс в недрах прекращается и основным механизмом переноса тепла становится теплопроводность; 2) чем выше тепловой поток, тем меньше мощность земной коры, и наоборот, чем ниже тепловой поток, тем больше мощность земной коры. На основании этого, по данным глубины раздела «Мохо» на площади той или иной угленосной структуры, в первом приближении можно оценить интенсивность палеотепловых потоков, влиявший на закономерное изменение регионального метаморфизма углей; 3) основной параметр, определяющий распределение температур в земной коре и верхней мантии — плотность теплового потока. Установлено, чем выше плотность теплового потока, тем выше температура. В активных областях такое соотношение часто нарушается, в связи с перестройкой температурного поля под влиянием активных процессов и медленного восстановления теплового равновесия; 4) любая перестройка земной коры должна была сопровождаться изменением положения раздела «Мохо». Исходя из этого, по количеству и характеру размещения в разрезе и по площади разделов «Мохо», можно судить для той или иной угленосной структуры (особенно слабо изученной геологически и перекрытой мощными рыхлыми осадками) о сложности ее глубинного строения, многократности возникавших повышенных тепловых потоков и связанной с ними интенсивности регионального метаморфизма углей и вмещающих пород; 5) связь теплового с различными физическими полями свидетельствует о том, что существует тесная зависимость между тепловым потоком и другими параметрами (электропроводностью, намагниченностью, упругостью и т. д.), наблюдающимися в тех случаях, когда эти параметры зависят от температуры. Поэтому в ря-

де регионов тепловой поток коррелируется с глубиной залегания слоя повышенной электропроводности и кромками магнитовозмущающих объектов, т. е. чем интенсивнее поток тепла, тем ближе они находятся к земной поверхности. Связь многих чувствительных к изменению температуры физических параметров с тепловым потоком базируется на соответствии теплового потока распределению температуры на разных глубинах в земной коре и верхней мантии. Так, например, Э. М. Пахом (1963) было показано, что изменчивость свойств углей в Кузнецом бассейне обычно согласуется с современными геотермическими условиями, а местами намечается почти прямая пропорциональная зависимость градиентов изменения температуры и показателей метаморфизма углей, а это свидетельствует об унаследованности в современном геотемпературном поле элементов палеотермических условий, существовавших в период метаморфизма углей, и позволяет использовать геотермические характеристики при прогнозировании качества углей; 6) параметры теплового поля наиболее полно связаны с характеристиками рельефа поверхности Земли и индикаторами глубинных и поверхностных масс, несколько слабее — с особенностями сейсмического разреза мантии и коры; далее следует их корреляция с пространственно-временными показателями складчатости, процессами активизации и с характеристикой изверженных пород. На втором месте по представительности связей теплового поля располагаются гравитационные параметры. В 1963 г. Ли и Макдональд показали, что существует обратная зависимость между тепловым полем и силой тяжести, т. е. большим значениям теплового потока соответствует уменьшение силы тяжести (область большого теплового потока и понижение поверхности геоида обусловлена тем, что под ними расположены более горячие и, следовательно, менее плотные участки мантии; аналогично этому малые значения теплового потока и поднятия поверхности геоида соответствуют холодной плотной мантии). На третьем месте — показатели рельефа местности; минимальная представительность установлена для геомагнитного поля; 8) наряду с чертами сходства глубинных геофизических ха-

рактеристик разновозрастных областей тектоно-магматической активизации существует и значительное разнообразие условий их возникновения. Наиболее четко геофизическая специализация процессов активизации проявляется в тепловом и гравитационном поле, а также в особенностях сейсмического разреза мантии и коры.

Такие геологические факторы как прогибание, накопление мощных угленосных и перекрывающих их отложений, рост поднятий (инверсий) и интенсивность этих процессов, по нашему мнению, являются не первопричиной, обусловившей структурообразование и геозергетические факторы метаморфизма углей, как считают многие исследователи [М. Л. Левенштейн, 1963 и др.], а следствием (вторичным явлением), производным от глубинных процессов, протекавших в период заложения и формирования бассейнов седиментации и смежных с ними областей поднятий как единое целое. При этом метаморфизм углей, диагенез и метаморфизм вмещающих пород — часть единого глубинного процесса, и они существуют на всем протяжении формирования угленосной структуры. Следовательно метаморфизм углей и пород — результат глубинных процессов, связанных с состоянием и геодинамическим развитием астеносферного слоя, а не суммарное превращение в тепловую энергию механической работы.

Необходимость учета всех отмеченных геодинамических и теплогенерирующих особенностей развития астеносферы и отдельных астенолитов (в отличие от представлений многих исследователей) обусловлены тем, что они, влияя на формирование угленосных структур, создавали на отдельных этапах не только благоприятные структурные, палеогеографические и палеофациальные условия для осадко- и различной интенсивности торфонакопления, но и способствовали после захоронения торфяников образованию бурых углей на ранних стадиях углефикации. На более поздних — росту регионального метаморфизма углей, гидротермальным жильным и метасоматическим образованиям углеродистого вещества (типа витринита) на протяжении последующего осадконакопления, складчатости и тектоно-магматических процессов, возникающих под

влиянием тепловых потоков, связанных с геодинамически развивающейся астеносферой. Подтверждением дискретности и краткости во времени процессов метаморфизма углей в период формирования угленосной структуры может служить возможность быстрой углефикации растительного вещества на небольшой глубине при низких давлениях и невысокой температуре, установленная чешскими исследователями в 1987 г., при участии кластических даек, содержащих обломки и гальку углей на шахтах в районе гг. Плезень и Кладно [17]. Они считают, что там происходили сингенетические и особенно постседиментационные размывы именно угольных пластов, а не торфяников. Подобные размывы, судя по многочисленным опубликованным и фондовым материалам, характерны не только для чешских карбоновых угольных месторождений, но и для очень многих бассейнов различного возраста. К выводу о возможности гидротермального жилого и метасоматического образования углеродистого вещества типа витринита с высокой отражательной способностью в значительных, иногда в промышленных объемах пришли не только мы [16], исследуя Гербикиано-Огоджинскую угленосную площадь на севере Амурской области, но и Е. Г. Песков [6], изучавший Хасинское месторождение углей в Магаданской области.

При анализе условий структурообразования и закономерного изменения локального и регионального метаморфизма углей по тому или иному угольному объекту необходимо обязательно учитывать все отмеченные выше особенности развития глубинного строения астеносферных структур, связанных с ними тектоно-магматических процессов, тепловых потоков и газо- и гидротермальных эманаций, а также корреляционные связи тепловых потоков и аномалий с различными геофизическими полями. Только совместное изучение этих факторов позволит наиболее объективно отнести объект исследований к тому или иному структурно-генетическому типу, выявить в нем закономерное метаморфическое изменение углей, а также прогнозировать степень структурной сложности и интенсивности метаморфизма углей

на глубине в отдельных районах угольных бассейнов с недостаточной их геологической изученностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. Б. Геодинамика. — М.: Наука, 1979.
2. Голицын М. В., Лятыш—Заде Я. А. Тепловой режим недр Центрального Казахстана// Сов. геология. 1975. № 8. С. 51—62.
3. Кутас Р. И. Тепловой поток и структура литосферы//Геофизический журнал. 1982. Т. 4. № 4. С. 73—81.
4. Кутас Р. И. Тепловая модель континентальной литосферы//Геофизический журнал. 1986. Т. 8. № 1. С. 19—28.
5. Любимова Е. А. Тепловые потоки из коры и мантии//Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 327—368.
6. Песков Е. Г. Проявление углеродистого метасоматоза на Хасынском месторождении угля//Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 120—124.
7. Погребнов Н. И., Андриевский В. Д. Классификация угольных бассейнов и месторождений. — М.: Недра, 1975.
8. Смирнов Я. Б., Поляк Б. Г. Тепловой поток и некоторые геоэнергетические аспекты геодинамики//Глубинное строение и геофизические особенности структур Земной коры и верхней мантии. М., 1977. С. 106—117.
9. Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. — М.: Недра, 1976.
10. Тимофеев П. И., Шербаков А. В., Ильин В. А. Энергетика осадочного процесса. — М.: Наука, 1989.
11. Чекунов А. В. Тектоногенез больших глубин//Геотектоника. 1991. № 3. С. 3—15.
12. Чекунов А. В. Состояние и проблема изучения тектоносферы//Геофизический журнал. 1992. Т. 14. № 2. С. 3—14.
13. Череповский В. Ф., Портнов А. Г. Принципы классификации угольн. бассейнов и месторождений орогенных областей//Экспрессинформация. М., 1982. Вып. 4.
14. Черненко Ю. Я. Роль тектоно-магматических процессов в формировании угленосных структур//Доклады советских геологов на XXVIII МГК. Ресурсы углей и торфа. Л., 1988. С. 95—105.
15. Черненко Ю. Я. Роль тектоно-магматических процессов в формировании угленосных структур//Проблемы угольной геологии Востока СССР. Владивосток, 1990. С. 107—127 (Тр. Института тектоники и географии).
16. Черненко Ю. Я. Магматические образования и их взаимоотношения с углями и вмещающими отложениями на Огоджинском месторождении. Тез. докл. на IX Всесоюз. угольном совещании. Ростов-на-Дону, 1991. С. 147—145.
17. Erosion and clastic dikes coal seams of the Central Bohemian Basins and their significance for the determination of plant substance coalification. — Folia Mus. rerum. natur. Bohem. occident. Geol., 1978. N 12. P. 34.

Принята редколлегией 31 августа 1992 г.

Систематика металлогенических формаций вулcano-плутонических поясов

Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ, В. В. ПАНЦУЛАЯ (КИМС)

При изучении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в разнотипных структурах земной коры широко используется формационный анализ, представляющий собой по формулировке В. М. Немцова, — «синтезирующий метод исследований геологических образований, позволяющий определить сложные взаимосвязи геологических явлений» [3].

Основополагающие понятия и термины формационного анализа (геологическая и рудная формация, минеральный и формационный тип, комплекс, структурно-формационная и металлогеническая зона и т. д.), зародившиеся еще в 40-х — 50-х годах, неоднократно рассматривались в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Билибина, В. Е. Хаина, Ю. А. и В. А. Кузнецовых, И. Г. Магакьяна, Д. В. Рундквиста, А. Д. Шеглова, Г. А. Твалчредидзе, И. А. Кривцова и многих других исследователей, причем постепенно изменялось понимание ряда терминов, отражающее общую эволюцию взглядов о связи рудообразования с тектоникой, осадконакоплением и магматизмом.

Формационный анализ до последнего времени базировался, главным образом, на теории геосинклиналей, хорошо разработанной и увязанной с громадным фактическим материалом по различным регионам мира. По мере накопления знаний возникли значительные трудности объяснения всех происходящих в земной коре процессов и наблюдаемых структур с позиций теории геосинклиналей, обусловившие развитие альтернативных мобилистских концепций.

Развитие мобилизма в тектонике за последние годы ослабило внимание к проблемам формационного анализа, что вряд ли отвечает задачам геологической науки. Мы разделяем точку зрения В. Е. Хаина, Е. Е. Миланов-

ского, А. Д. Шеглова, Г. А. Твалчредидзе и других, которые допускают целесообразность прагматического сочетания проверенных на практике главных воззрений геосинклинальной теории с основными геодинамическими идеями тектоники плит.

Г. А. Твалчредидзе справедливо заключает, что если геосинклинальный процесс находит свое место в мобилистских тектонических и петрологических концепциях, то нет необходимости либо отрицать полностью, либо вносить существенные коррективы в схему металлогении, разработанную для подвижных поясов [10].

Авторы предлагаемой работы также придерживаются мнения о необходимости синтеза современных взглядов на эволюцию земной коры, причем формационный анализ должен сохранить ведущее место независимо от «фиксистского» или «мобилистского» подхода к металлогеническим исследованиям. При этом существенную роль может играть сравнительно новый термин «металлогеническая формация», пока не получивший однозначного толкования [4, 5].

Напомним, что под металлогенической формацией (МФ) ряд исследователей понимают комплекс парагенетически связанных месторождений и пород, участвующих в строении рудных провинций. К этому определению, предложенному П. С. Саакяном [7], близка трактовка А. И. Кривцова, согласно которой МФ отвечают «устойчивым, постоянно наблюдаемым пространственно-временным сочетаниям геологических, метасоматических и рудных формаций» [5]. Соответственно предлагается устанавливать типы МФ по роли рудоносных (РНФ), рудогенерирующих (РГФ) и рудовмещающих (РВФ) формаций в становлении пород и рудных тел, объединяемых в МФ.

Целесообразно при определении МФ усилить системный подход, имея в виду

как реконструируемые ретроспективные системы, позволяющие воссоздать существовавшие в прошлом геологические обстановки, так и современные динамические системы, познаваемые, в частности, путем построения многофакторных моделей рудных полей. Отсюда вытекает понимание МФ, как сложной системы рудных и нерудных компонентов (месторождений, рудопроявлений, околорудных метасоматитов и рудовмещающих толщ), ограниченной в пространстве структурно-металлогенической зоной определенного типа, а во времени — одним металлогеническим этапом развития соответствующего тектоноблока земной коры [4]. При этом связь между составляющими элементами МФ не обязательно должна быть парагенетической — она может быть и ортогенетической и ксеногенной [9]. Сказанное можно пояснить на примере черносланцевой толщи Южного склона Большого Кавказа, в которой залегают комбинированные колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления Кацагского типа («унаследованно-стратиформные», по В. И. Буадзе). Трудность их формационной диагностики уменьшается, если рассматривать упомянутые оруденения, вместе с создающей общий геохимический фон рассеянной серникоколчеданной минерализацией, в качестве единой МФ киммерийского этапа развития данной структурно-формационной зоны.

Таким образом, МФ не следует придавать смысл иерархической степени, более высокой по сравнению с простой рудной формацией (РФ). Правильнее считать МФ единицей того же ранга, что и РФ, с тем отличием, что МФ обладает более сложным набором составных элементов. Это, однако, не означает перевода последней в надформационный уровень. Например, все химические элементы принадлежат к одному иерархическому рангу, хотя и резко отличаются друг от друга по сложности строения атомов.

Рудная формация представляет собой группу месторождений, объединяемых по определенным признакам независимо от их положения в пространстве и времени, т. е. это классификационная единица, которую можно понимать как в абстрактном (вне связи с реаль-

ной геологической обстановкой), так и конкретном смысле. В отличие от этого, МФ не может быть абстрактной. Она всегда является конкретным рудо-содержащим телом, в котором возможны следующие соотношения составных частей: 1) $МФ = РНФ(ΣРФ)$; 2) $МФ = РВФ(пРФ) + РГФ$.

В первом случае МФ идентична РНФ, включающей все рудные формации ($ΣРФ$), образовавшиеся в ее объеме в течение одного металлогенического этапа. Примером служит уже упоминавшаяся ниже-среднеюрская черносланцевая формация Большого Кавказа вместе с комплексом локализованных в ней месторождений и рудопроявлений, в совокупности с рудовмещающими породами.

Во втором случае МФ объединяет РВФ и РГФ, причем последняя может быть выделена даже предположительно. Однако, в состав МФ включаются лишь те локализованные в объеме РВФ месторождения ($пРФ$), которые принадлежат к рассматриваемому металлогеническому этапу и обладают вероятной связью с РГФ. С этой целью в сложных по геологическому строению и эволюции рудообразования регионах необходимы палеометаллогенические реконструкции. Перспективна реализация идеи Д. В. Рундквиста об «эволюционной металлогении» [6]. Во многих районах наблюдаются месторождения (или группы месторождений), включающие чуждые друг другу ассоциации металлов, принадлежащие к различным геохимическим рядам, генетически связанным с мантийными и коровыми магматическими расплавами — «аномальные рудные формации», по Г. А. Твалчредидзе [10]. Так, для Кавказа характерны распространенные в нескольких рудных районах упомянутого региона медно-молибденовые «порфировые» месторождения, в которых по современным представлениям молибденовая минерализация возникла в связи с дифференциатами гранитной магмы, а медная — с более поздним комплексом малых интрузий основного — среднего состава [2, 10]. Эта разнородность источников рудного вещества не препятствует объединению медно-молибден-порфировых месторождений в одноименную типоморфную МФ.

Сочетание мантийных и коровых источников рудного вещества часто встречается в вулканоплутонических

поясах, которые следует отнести к типоморфным геологическим обстановкам образования МФ.

Рудоносные вулкано-тектонические структуры континентальной окраины Востока России типизированы в недавнем коллективном труде палеовулканологов ДВИМСа [11]. Отмечается, что появление в вулканических поясах несвойственных им РФ «можно объяснить, если допустить синхронное развитие рудогенерирующих коровых и мантийных магматических очагов. В Охотско-Чукотском, Сихотэ-Алинском и других вулканических поясах, где геосинклинальный процесс проявился почти одновременно с тектономагматической активизацией, в пределах отдельных геоблоков образовались сложные вулканогенно-тектонические структуры с месторождениями Hg, Ag, Au, Sn, V, Mo и др., имеющих как коровые, так и мантийные источники» [11, с. 13].

Нетрудно видеть, что указанные особенности полиформационных рудных районов Дальнего Востока близки к нашим представлениям о МФ, разработанным на примерах Кавказа. Нам представляется правильной точка зрения Ю. И. Бакулина с соавторами, которые считают, что «вулканогенное и плутоногенное рудообразование, отличающаяся по комплексу признаков, представляют собой крайние типы единого прерывисто-непрерывного ряда гидротермальных процессов, сопровождающих развитие вулканоплутонических комплексов» [11, с. 14].

Металлогеническая формация по позиции соответствует середине этого ряда, либо может быть «смещена к его флангам», где преобладают мантийные или коровые источники вещества. В зависимости от их расположения и соотношения, в вулканоплутонических поясах наблюдается своеобразная металлогеническая зональность: вулканогенные месторождения являются внутривулкановыми и малоглубинными; плутоногенные тяготеют к внешнему краю пояса и относительно глубокосформированы [11]. Наиболее благоприятными тектономагматическими обстановками формирования рудоносных тектонических структур на Дальнем Востоке, по данным Ю. И. Бакулина и др., были узлы пересечения долгоживущих систем разломов с поперечными структурами в

пределах слабо погруженных блоков кристаллического фундамента.

Это положение хорошо подтверждается и на примере Малого Кавказа, в центральной части которого протягивается в близширотном, а далее к востоку — в юго-восточном направлении крупный коллизийный шов межрегионального масштаба, разделяющий в мезо-кайнозой Закавказскую и Иранскую литосферные плиты (рисунки). Эта четко выраженная структура, ограниченная субпараллельными глубинными разломами мантийного заложения, известная под названием Севано-Акеринской зоны, характеризуется широким развитием позднемелового офиолитового комплекса, включающего крупные и мелкие тела гипербазитов и габброидов, участки накопления меланжа и олистостромы, подчиненные вулканогенно-осадочные толщи. В центральной и восточной частях описываемой зоны и в ее обрамлении выделяется доофиолитовый комплекс вулканогенных и карбонатных отложений (J_2-K_1). В западном сегменте Севано-Акеринской зоны известна надофиолитовая терригенно-карбонатная толща верхнего мела — дания. Наиболее широко надофиолитовый комплекс выражен в Базумском и Амасийском районах, где соответствующие вулканогенно-осадочные образования сформировались в унаследованном бассейне (Р), сменившемся затем озерно-континентальными отложениями и лавовыми покровами позднеальпийского режима гетерогенно-блоковой тектономагматической активизации. К Севано-Акеринскому межплитному шву с севера и юга примыкают активизированные в кайнозой периферические части Закавказской и Иранской плит, названные на нашей схеме Северным и Южным геоблоками Малого Кавказа. Далее по направлениям удаления от шовной зоны расположены сравнительно пассивные области упомянутых плит: Грузинская глыба на севере и Армянско-Нахичеванская квазиплатформа на юге. Названные мегаструктурные единицы рассечены многочисленными разломами различных порядков, дешифрируемыми на космических и аэрофотоснимках подтверждаемыми геофизическими методами, а иногда и прямыми геологическими наблюдениями. К ним относится, прежде всего,

различного ранга, прослеживаемых через оба активизированных блока Малого Кавказа и заходящих в ограничивающие жесткие мегаструктуры — Закавказскую плиту и Армянско-Нахичеванскую квазиплатформу. Из них наиболее интересен трансформный Зодско-Айодзорский разлом, пересекающий Сомхето-Карабахскую, Севано-Акеринскую, Далидагскую и Памбак-Зангезурскую структурно-металлогенические зоны. К данному разлому в пределах вышеупомянутых зон тяготеют рудные месторождения и проявления, в т. ч. Зодское золоторудное теллуридное, Царасарское и Сарьерское золото-кварцевые, Азатекское золото-сурьмяно-полиметаллическое и др.

Обобщенности тектонического строения и эволюции рассматриваемой части Малого Кавказа определяют распространение МФ.

1. В северном обрамлении офиолитового пояса (в Сомхето-Карабахской зоне) широким развитием пользуются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (J_2), обычно выделяемые в качестве дифференцированной базальт-андезитовой местами и риолитовой формации. К ней приурочены серноколчеданные (Чирагидзор, Тоганалы), медноколчеданные (Алаверды), медно-золото-полиметаллические (Шамлуг, Ахтала) месторождения, связываемые с вулканическими очагами изменчивого состава. Их рудные производные рассматриваются нами в качестве единой МФ. Среднеюрская вулканогенно-осадочная толща Сомхето-Карабахской зоны прервана многочисленными интрузиями тоналит-гранодиоритового и габброидного состава (J_3-K_1), с которыми парагенетически связаны месторождения скарново-магнетитовой и кобальтовой (Дашкесан), молибден-медно-порфировой (Хархар, Техут), золото-содержащей медно-полиметаллической (Кедабек), золото-сульфидно-кварцевой (Гоша) формаций. Данный комплекс плутогенных месторождений также следует считать единой МФ. Подчеркнем, что обе вышеупомянутые МФ киммерийского доофиолитового этапа приурочены к так называемому «андезитовому поясу» Малого Кавказа, где широко распространены процессы анатексиса и контаминации магмы. Соответствующие районы выступали в мезозое и кайнозое в качестве длительно живущей островной дуги. Согласно

В. А. Евстрахину [2], геологические обстановки таких систем с типоморфными порфировыми месторождениями характерны для эпизвгеосинклинального развития вулcano-плутонических поясов.

Описанный металлогенический профиль Северного геоблока Малого Кавказа в его северо-западной части усложняется за счет наложения более молодых, по сравнению с Сомхето-Карабахской, геотектонических зон: Аджаро-Триалетской ($K-P$), рифтогенной структуры, связанной с Южно-Черноморским вулcano-плутоническим поясом; Лорийского прогиба (P); Болнисской вулcano-тектонической депрессии (K_2). При наложении этих прогибов местами сохранялись относительные поднятия типа остаточных геантиклиналей, иногда с выступами доюрского кристаллического фундамента (Храмский и Локский массивы).

Упомянутые наложенные зоны характеризуются профилирующими МФ альпийского этапа развития. Так, в Аджаро-Триалетской зоне доминирующее значение имеют месторождения и рудопроявления медно-полиметаллической жильной РФ, нередко ассоциирующей с убого- и малосульфидной золото-содержащими формациями. Этот комплекс образует единую МФ, представленную Мерисской, Гурийской, Зекарской, Адигенской, Реха-Гуджаретской группами месторождений. В восточной части Аджаро-Триалетской зоны с Квиранским интрузивом связаны Дзамское скарново-магнетитовое и Гарринское молибден-медно-порфировое золотосодержащее месторождения, включаемые во вторую в данной зоне МФ. Обе МФ на существующей стадии изученности не содержат промышленных месторождений, но сохраняют перспективы дальнейшего изучения в поисково-оценочной стадии. Важное металлогеническое значение в Северном геоблоке Малого Кавказа имеет Болнисская вулcano-тектоническая депрессия, расположенная в Южной Грузии, между Храмским и Локским поднятиями фундамента. Образование названной структуры знаменует начало альпийского цикла и характеризуется развитием вулканических построек центрального типа, обусловивших накопление дифференцированных рудосных толщ базальт-андезит-дацит-риолитового состава в интервале от

сеномана до кампана. К ним приурочены промышленные комплексные медно-цинковые и барит-полиметаллические золотосодержащие месторождения Маднеули, Квемо-Болниси, Давид-Гареджи, Цители-Сопели и др. Отмечается смена в восходящем разрезе серно-колчеданных, медно-колчеданных, цинковоколчеданных, барит-полиметаллических, баритовых и барито-марганцевых руд. Глубоким бурением в пределах Маднеульского и Цители-Сопельского рудных полей вскрыты гипабиссальные гранитоидные интрузии с молибден-меднопорфировым оруденением, сменяющимся выше рассеянной минерализацией молибденита в колчеданных рудах. Не исключено, что порфировые рудно-магматические системы возникли позднее верхнемеловой вулканогенной рудоносной формации, отражая переход от образования эпикратонных прогибов к гетерогенно-блоковому типу тектоно-магматической активизации [1]. Особенности генезиса и условий локализации рудного комплекса Болнисской зоны позволяют отнести его к МФ в нашем понимании.

2. В самом межплитном тектоническом шве Севано-Акеринской зоны усматриваются рудные комплексы трех этапов развития доофиолитового ($J-K_1$), офиолитового (K_2) и активизационного послеофиолитового ($P-N$). Первый из них представлен незначительным по масштабам золотосодержащим медно-полиметаллическим оруденением, локализованным в юго-восточном сегменте коллизионного шва и предположительно связанным с киммерийскими гранитоидными интрузиями. Второй комплекс тесно ассоциирует в пространстве и времени с телами гипербазитов, которые большинством исследователей считаются протрузивными, но существует и мнение об их интрузивной природе. С гипербазитами связаны мелкие месторождения хромита (Шоржа), представляющие научный интерес в качестве типоморфного оруденения, характеризующего позднемеловой собственно офиолитовый этап развития. Поэтому хромитовую минерализацию можно считать МФ.

В Севано-Акеринской зоне, как и на всем Малом Кавказе, особое значение имеет рудный комплекс послеофиолитового, в основном активизационного

этапа развития. На Зодском рудном поле, где локализовано одноименное промышленное месторождение золото-сульфидно-теллуридной формации, жилы и жильные зоны залегают преимущественно в габброидах. С ними парагенетически связано сравнительно небогатое фоновое оруденение, на которое в виде обогащенных золотом рудных столбов накладывается минерализация второй генерации, обусловленная процессом тектоно-магматической активизации и имеющая, по-видимому, мантийное происхождение. Как уже отмечалось наиболее богатое оруденение тяготеет к узлам пересечения субмеридиональных и субширотных разломов. На востоке Зодское рудное поле продолжается в Кельбаджарской мульде ($P-N$), где профилирующей является золото-сульфидная формация — в частности, золото-ртутные проявления Тухут, Союглы и др.

Южнее Зодского поля расположено Царасарское рудопроявление золото-кварцевой формации, залегающее в вулканитах миоплиоцена. Таким образом, устанавливается молодой возраст металлогенического этапа активизации, возможно растянутого от олигоцена до плиоцена включительно. Вышеупомянутое золото-сульфидно-теллуридное, золото-ртутное и золото-кварцевое оруденение Севано-Акеринской зоны принадлежит к одной МФ.

3. Южный геоблок Малого Кавказа, расположенный между офиолитовым швом и Армянско-Нахичеванской квазиплатформой, включает крупную Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону, сложенную образованиями $P-N$ (с отдельными выступами доюрского фундамента), и Кафанскую структурно-металлогеническую зону, где преобладают отложения J_2 . Геологическое строение и металлогенические особенности Кафанской зоны сходны с таковыми Сомхето-Карабахской зоны, хотя между ними проходит узкая ветвь офиолитового пояса, разделяющая Закавказскую и Иранскую литосферные плиты. Большинство исследователей допускают сдвиговое перемещение Кафанского блока к югу в послеюрское время. В названном блоке представлены две МФ киммерийского этапа: 1. вулканогенная, с медным (Кафанское) и золото-полиметаллическим (Шаумянское) промышленными месторожде-

ниями; 2. плутогенная, с медно-молибден-порфировым Шикахохским месторождением, связанным с Цевской гранитоидной интрузией неокомского возраста.

Памбак-Зангезурская структурно-металлогеническая зона, расположенная на активизированной периферии Иранской плиты, отмечается блоковым строением палеозойского фундамента, с послемеловыми дифференцированными подвижками отдельных блоков, наиболее интенсивными в $P^2_2-P_3$. В южной части описываемой зоны сформировался крупнейший в Закавказье Мегри-Ордубадский (Зангезурский) плутон габбро-монцитит-гранодиоритового состава, а в северо-западной части расположен Памбакский плутон P^2_2 , с повышенной ролью щелочных интрузий. К названным интрузивным комплексам приурочены промышленные медно-молибден-порфировые месторождения (Каджаран, Агарак, Парагачай, Айгедзор и др.), а также жильные полиметаллические и золото-сурьмяно-полиметаллические (Личкваз, Пхрут, Азатек, Каяму, Газма, Меградзор и др.). Парагенетически они связываются с поздними фазами интрузивного магматизма, т. е. отражают региональный процесс тектоно-магматической активизации. Как показано в одной из предыдущих работ авторов [1], на Кавказе ранняя стадия альпийской тектоно-магматической активизации начинается с образования прогибов (рифтогенных, эпикратонных, наложенных), а поздняя стадия проявляется восходящими движениями, знаменующими повторно-орогенную или гетерогенно-блоковую формы активизации [4, 8]. В приведенном примере Памбака и Зангезура две профилирующие МФ (медно-молибден-порфировая и плутогенная золото-полиметаллическая) приурочены к смене направления тектонических движений и началу воздымания крупных структур центрального типа. Средняя часть Памбак-Зангезурской зоны в бассейнах р. р. Арпа и Элегис занята обширным Айюцдорским наложенным прогибом (синклинирием), где доминирующее развитие имеет рудовмещающая вулканогенно-осадочная формация среднего эоцена, а главную рудогенерирующую роль играют умеренно-кислые малые интрузии (P_3-N_1). Ведущими металлами являются

Zn, Pb, Cu, Sb, редкие элементы, при ослаблении роли Mo и Au по сравнению с Памбаком и Зангезуром.

Ареалы распространения профилирующих МФ Малого Кавказа схематически показаны на рисунке.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Под металлогенической формацией рекомендуется понимать систему рудных тел, окolorудных метасоматитов и рудовмещающих пород, ограниченную структурно-металлогенической зоной определенного типа, образовавшуюся в течение одного этапа развития соответствующего тектоно-блока земной коры.

2. Металлогеническая формация может быть однокомпонентной и многокомпонентной. В первом случае она эквивалентна конкретной рудной формации в геологических границах ее распространения; во втором — рудному комплексу, понимаемому как природное сочетание парагенетически связанных РФ, но не как иерархическая единица. Поэтому выделение МФ имеет смысл лишь при изучении связи конкретных рудных формаций с рудовмещающими и рудогенерирующими в определенных геологических обстановках, но не для целей абстрактной классификации. В таком смысле систематизацию МФ следует признать необходимым составным элементом регионального металлогенического анализа.

3. Металлогеническая формация отличается от комплекса РФ тем, что не ограничивается пространственно-временной связью с одним магматическим комплексом, а может включать элементы разных фаций глубинности, образовавшиеся в результате близко-одновременного воздействия мантийных и коровых источников вещества. Обязательными условиями при этом являются: близость генетических типов объединенных в МФ месторождений; постоянство ассоциаций ведущих металлов, при допустимой некоторой вариации минерального состава руд за счет эволюции рудообразовательного процесса.

В отличие от комплекса формаций, понимаемого как иерархическая ступень, МФ не следует считать единицей надформационного уровня.

4. Типоморфные МФ проявляются в различных геологических обстановках,

из которых особенно благоприятны вулcano-плутонические пояса, где на сравнительно небольшом пространстве и в ограниченном интервале времени часто наблюдается рудообразование, связанное с параллельным действием мантийных и коровых источников вещества.

Ярким примером служит Малый Кавказ. В его центральной части МФ киммерийского и альпийского металлогенических этапов локализованы в коллизиионном шве и обрамляющих его частях Закавказской и Иранской литосферных плит, причем широко распространены рудоносные вулcano-тектонические структуры, контролируемые системами разломов.

5. В пределах исследованного региона различаются: а) доактивизационные геосинклинальные и орогенные структуры; б) активизационные структуры, подразделяемые на ряд категорий. Формационный анализ позволяет считать целесообразным выделение на Малом Кавказе рудных формаций доофиолитового, офиолитового и послеофиолитового этапов развития.

Группировка РФ по признакам генезиса, состава и структурной приуроченности, а также их комплексирование с рудовмещающими формациями приводят к концепции металлогенических формаций, позволяющей более обобщенно решать задачи прогнозной оценки площадей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Джанелидзе Т. В., Панцулая В. В., Гогинишвили Т. Ш. Структурная и металлогеническая эволюция главных вулcano-плутонических комплексов Кавказа // Эволюция рудообразования. М., 1989. С. 154—166.
2. Евстрахин В. А. Порфировые месторождения различных геотектонических систем // Эволюция рудообразования. М., 1989. С. 145—153.
3. Немцович В. М. Опыт классификации геологических формаций при региональных геологических исследованиях // Сов. геология. 1988. № 2. С. 71—79.
4. Панцулая В. В. Методическое руководство по системному анализу рудных формаций и комплексов месторождений (на примере Грузии) // Изв. КИМС. Тбилиси. 1989.
5. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др. // Сов. геология. 1984. № 6. С. 3—12.
6. Рундквист Д. В. Состояние и пути развития теоретической металлогении // Геология рудных месторождений. 1990. Т. 32. С. 54—61.
7. Саакян П. С. Парагенетические рудные комплексы — основа металлогенических исследований // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1964. Т. VII.
8. Сахатов В. З., Марков Е. И., Панцулая В. В. Рудоконцентрирующие структуры Кавказа и сопредельных территорий по данным КС // Сов. геология. 1988. № 12. С. 76—83.
9. Строна П. А. Соотношения геологических и рудных формаций // Методы и результаты прогнозирования рудных формаций. Л., 1981. С. 5—8.
10. Твалчрелидзе Г. А. Некоторые проблемы современной металлогении // Сов. геология. 1990. № 5. С. 32—41.
11. Типизация рудоносных вулcano-тектонических структур континентальной окраины востока СССР / Под ред. Ю. И. Бакулина. — Хабаровск: ДВМС, 1989.

Принята редколлегией 25 ноября 1991

УДК 552.322.1 : 553.493.5

© В. Б. Дергачев, 1992

Онгониты и редкометалльное оруденение

В. Б. ДЕРГАЧЕВ (СНИИГГИМС)

Открытие онгонитов как субвулканических аналогов литий-фтористых гранитов [В. И. Коваленко, 1977; 1982; 6] существенно расширило представления о гранитоидах, относимых ранее к апогранитам (А. А. Беус и др., 1962) или кислым редкометалльным гранитам (Н. А. Солодов, 1985). Дайки и мелкие массивы онгонитов обнаружены во многих регионах России и за рубежом, и объем информации по ним интенсивно возрастает. Появились работы по другим редкометалльным дайковым породам группы онгонита — эльванам (эльванитам) и магматическим топа-

зитах. Необходимо остановиться не только на важности их дальнейшего научного изучения, подчеркиваемой еще Д. С. Коржинским [6], но и на проблемах возможного практического применения этих экзотических трудно диагностируемых пород.

Онгонит — лейкократовая дайковая порода субвулканического или гипабиссального облика, в составе вкрапленников которой могут присутствовать фториды (топаз, фторапатит, криолит, редкие алюмофториды), светлые (лепидолит, мусковит) или темные (биотит, сидерофиллит-циннвальдит) слюды в

1. Средние содержания редких элементов, %

Элементы	Все редкометаллические пегматиты	Промышленные редкометаллические пегматиты	Редкометаллические граниты	Ассоциация с редкометаллическими гранитами			
				субщелочного ряда			плюмазитовыми
				ультраредкометаллические онгониты $n = 130$	ультраредкометаллические эльваны $n = 84$	ультраредкометаллические онгониты $n = 86$	ультраредкометаллические эльваны $n = 12$
Li	0,0460	0,3000	0,4616—0,1394	0,1857	0,0582	0,1818	0,1089
Rb	0,0730	0,1270	0,0914	0,1418	0,0736	0,1710	0,1088
Cs	0,0081	0,0400	0,0100	0,0802	0,0246	0,0102	0,0012
Be	0,0043	0,0160	—	0,0121	0,0075	0,0006	0,0002
Nb	0,0038	0,0070	0,0070—0,0104	0,0119	0,0108	0,0051	0,0071
Ta	0,0034	0,0094	0,0057—0,0098	0,0068	0,0035	0,0095	0,0063

Примечание. По гранитам и пегматитам данные [8, 9]; субщелочной тип (Западная Сибирь): онгониты — 7 даек, эльваны — массив и дайка; плюмазитовый тип: онгониты — 18 даек (Кыргызстан), эльваны (Забайкалье) — свалы.

стекловатой или микрокристаллической основной массе. Главные типоморфные особенности онгонитов — присутствие во вкрапленниках и основной массе фторидов и высокие уровни концентрации F и ряда характерных гранитофильных элементов — Li, Rb, Cs, Ta, Nb и Be. К эльванам (эльванитам) некоторые исследователи относят редкометаллические дайковые породы калиевого ряда, тогда как в онгонитах при $Na \geq K$ наблюдается превалирование альбита над K-Na щелочным полевым шпатом. Топазиты — высокофтористые разновидности с магматическим топазом и содержанием фтора более 3,5 %, т. е. концентрации насыщения гранитного расплава (Н. И. Коваленко, 1979).

Онгониты — потенциально перспективный источник редких элементов. Среди онгонитов выделены ультраредкометаллические разновидности [1—5], по уровням концентрации характерных редких элементов близких к средним в промышленных редкометаллических пегматитах и гранитах (табл. 1). Максимальные суммарные содержания их оксидов (в %) в ультраредкометаллических онгонитах дайки Амазонитовой (Монголия) достигают 1,09, в т. ч. Li 0,87 при средних 0,42 [6]; в онгонитах Кыргызстана еще выше: Li — 1,3, Rb — 0,43, Cs — 0,04, Be — 0,06, Ta — 0,04, Yb — 0,02 (ассоциация с плюмазитовыми редкометаллическими лейкогранитами, по Л. В. Таусону). В ультраредкометаллических эльванах содержания оксидов редких элементов существенно ниже: Li — 0,44, Rb — 0,17, Ta и Nb — 0,012, Be — 0,06, Y и Yb — 0,02—0,03. В ультраредкометаллических онгонитах из ассоциации с редкометаллическими гранитоидами субщелочного ряда суммарная концентрация оксидов редких элементов достигает 1,27 %, в т. ч. Li — 0,75, Rb — 0,24, Cs — 0,18, Nb — 0,02, Ta — 0,01, Be — 0,04.

При современном уровне развития технологии ультраредкометаллические онгониты и эльваны в известных проявлениях не могут представлять практического значения в связи с микрзернистостью пород и крайне ограниченной возможностью их обогащения. Содержания в них редких элементов пока существенно уступают перспективным типам месторождений редкометаллических пегматитов. Однако эти новые редкометаллические дайковые породы

изучены еще очень слабо, и раскрытие их потенции в отношении редких элементов — вопрос будущего.

Наиболее распространены онгониты, ассоциирующие с плюмазовыми редкометалльными лейкогранитами [3]. Они же отличаются и наибольшим минералого-петрографическим и петрогеохимическим разнообразием (ультра-редкометалльные мелко- и крупнопорфировые онгониты и эльваны, мелко- и крупнопорфировые онгониты и эльваны с вкрапленниками топаза, иногда апатита, редко криолита, топазиты и пикнититы). Онгониты и эльваны в ассоциации с редкометалльными гранитоидами субщелочного ряда известны как апатитосодержащие и высокоцеизиевые только в одном районе [4]. Находки онгонитов в ассоциациях с редкометалльными гранитами двух геохимических типов (плюмазовыми и субщелочными) позволяют прогнозировать поиски их и в ассоциации с третьим (Л. В. Таусон, 1977) — агпаитовыми редкометалльными [4]. В этой ассоциации ожидаются криолитовые и криолит-топазовые щелочные разновидности онгонитов (редкометалльные и ультраредкометалльные комендиты и пантеллериты). С учетом высоких коэффициентов накопления в онгонитах по отношению к ассоциируемым гранитоидам (а агпаитовые редкометалльные граниты уже сами являются перспективными источниками редких элементов) новый тип онгонитов может оказаться наиболее перспективным на высококомплексное редкометалльное оруденение.

Какие же прогнозы можно сделать относительно пределов максимальной концентрации отдельных элементов в ультраредкометалльных онгонитах? Специфические условия формирования (быстрый, нередко взрывной подъем магмы, крайне высокая насыщенность летучими компонентами, быстрая кристаллизация) не будут способствовать накоплению в них высокоподвижных редкощелочных элементов, а также бериллия в отличие от пегматитов. Поэтому максимальные уровни концентрации этой группы элементов чаще всего будут встречаться в редкометалльных пегматитах и в меньшей степени — гранитах.

Относительно геохимически родственной пары тантала и ниобия предполагается другая ситуация. В поздних

и кислых дифференциатах гранитной магмы возможно преимущественное накопление этих элементов как обладателей наибольшей ионной плотности [11]. Поэтому можно ожидать высоких содержаний тантала и его превалирования над ниобием в ультракислых и высокофтористых онгонитах, прежде всего в магматических топазитах, к чему уже имеются предпосылки [5, 12]. Другим перспективным направлением представляются поиски танталоносных онгонитов (по аналогии с редкометалльными гранитами и пегматитами). Так, уже известны максимальные уровни концентрации тантала, достигающие 0,04 % (Кыргызстан).

И, наконец, необходимо кратко остановиться на некоторых других нетрадиционных полезных ископаемых, связанных с онгонитами. На одном из редкометалльных дайковых поясов установлено наложение криолит-олово-вольфрам-серебряного оруденения на дайку эруптивных крупнопорфировых онгонитов [10]. С топазитами ассоциируется магматогенное оловотанталовое оруденение [5]. В ряде проб из онгонитов Калба-Нарымской зоны обнаружены близкие к промышленным концентрации олова (более 0,1 % по результатам количественного спектрального анализа). На Калгутинском месторождении на дайку ультраредкометалльных онгонитов наложено шеелитовое оруденение (среднее содержание триоксида вольфрама 0,49 при максимальном 1,07 %).

Онгониты — эффективный критерий прогнозирования скрытого редкометалльного оруденения. Обобщение, анализ и новые материалы по закономерностям размещения и формирования онгонитов позволяют заметить их важное рудоконтролирующее значение. Сформированные на самом заключительном этапе длительного эволюционного развития гранитоидных систем и по взаимоотношению с оруденением имеющие иногда внутрирудный характер, онгониты можно рассматривать как один из главных компонентов рудно-магматической системы. Впервые они были обнаружены на Онгон-Хайерханском оловянно-вольфрамовом месторождении Монголии, и в дальнейшем их находки часто были связаны с районами вольфрамовых (оловянно-вольфрамовых, мо-

либден-вольфрамовых) месторождений: Трудовое, Калгутинское, Шерловгорское, Арыбулакское, Утуликское и др. В то же время имеются отдельные районы развития онгонитов и эльванов, где оруденение не установлено: Бага-Газрынский район Монголии, Аризона США, Украинский щит, Таджикистан и Калбинский хребет.

Принципиальные отличия онгонитов из районов вольфрамовых месторождений от таковых из безрудных заключаются в появлении описанных ультраредкометалльных разновидностей (табл. 2, 3). Другая существенная особенность: в ассоциации с рудными месторождениями онгониты и эльваны часто образуют редкометалльные дайковые пояса, нередко полихронные, совместно с дайками основных, средних и кислых пород. Протяженность таких поясов обычно составляет 5—15 км, редко более (протяженность Утуликского пояса, по А. А. Шафееву,

40 км при ширине около 5—6 км). Как альтернативные аналоги таких поясов можно рассматривать сопоставимые с ними по объему мелкие массивы (Арыбулакский, Шерловая гора и др.). И, наконец, в районах рудных месторождений встречается несколько поколений редкометалльных дайковых пород, резко отличающихся по уровням концентрации фтора и типоморфных редких элементов, причем один из этапов промышленного оруденения непосредственно связывается с основной фазой внедрения онгонитов и (или) эльванов.

Проиллюстрируем эти положения на примерах. В одном из районов Западной Сибири установлена уникальная ассоциация редкометалльных гранитоидов субщелочного ряда и их литий-фтористых производных — онгонитов и эльванов [4]. В составе редкометалльного дайкового пояса, рассекающего краевую часть массива

2. Средние химические составы ультраредкометалльных онгонитов и эльванитов из районов вольфрамовых месторождений, %

Оксиды	Онгониты			Эльваны		
	Монголия	Кыргызстан	Западная Сибирь	Забайкалье	Кыргызстан	Западная Сибирь
SiO ₂	70,81	71,3	71,8	73,41	73,74	72,97
TiO ₂	—	0,02	0,03	0,05	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	16,9	15,42	16,08	14,66	13,52	14,92
Fe ₂ O ₃	0,31	0,35	0,32	0,47	2,47	0,44
FeO	0,21	1,68	0,53	0,58	—	0,59
MnO	0,17	0,12	0,13	0,08	0,03	0,08
MgO	0,22	0,09	0,13	0,12	0,10	0,19
CaO	0,33	0,59	0,52	0,82	0,79	0,55
Na ₂ O	5,14	4,83	4,41	4,72	3,72	3,72
K ₂ O	3,37	3,42	3,31	3,99	4,57	4,15
H ₂ O ⁺	0,09	0,13	0,99	—	0,22	0,06
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,68	0,08	0,03	0,39
S	—	0,02	0,01	—	0,02	0,02
П. п. п.	0,93	0,53	1,64	0,90	0,28	1,08
F	2,03	1,83	0,70	1,06	0,93	0,33
Σ ₁	100,38	100,39	100,38	100,94	100,48	99,57
F=O ₂	0,85	0,77	0,29	0,45	0,39	0,14
Σ ₂	99,53	99,62	100,29	99,49	100,09	99,43
N	46	13	25	2	3	34
Na ₂ O+K ₂ O	8,41	8,25	7,72	8,71	8,29	7,87
Na ₂ O/K ₂ O	1,57	1,41	1,33	1,18	0,81	0,90
Kapn	0,71	0,76	0,67	0,82	0,82	0,71
al'	16,1	5,6	12,5	10,3	7,4	9,3

Примечание. Монголия — дайка Амазонитовая, по В. И. Коваленко и Н. И. Коваленко; Забайкалье — сопка Высокая, по В. С. Антипину и др.; Кыргызстан — по Б. А. Трифонову (6 анализов); Kapn — коэффициент агапитовости, al' — коэффициент глиноземистости.

3. Геохимическая характеристика ультраредкометалльных онгонитов и эльванов из районов вольфрамовых месторождений

Элементы	Онгониты			Эльваны		
	Монголия	Кыргызстан	Западная Сибирь	Забайкалье	Кыргызстан	Западная Сибирь
F	1,82	1,47	0,64	1,06	1,47	0,32
Na	4,06	4,00	3,17	3,50	3,13	2,88
K	2,84	2,88	2,70	3,31	3,67	3,45
Li	1854	1816	1857	528	1816	582
Rb	1948	1710	1418	783	1710	736
Cs	—	102	802	45	102	246
Ga	—	67	27	—	53	23
Sc	—	1	1	—	1	2
Zr	71	31	28	100	62	41
Nb	70	51	122	56	56	108
Ta	72	95	70	10	39	35
La	—	7	7	—	24	10
Y	—	4	9	—	93	21
Yb	—	6	1	—	33	2
Be	25	6	73	26	51	31
Sr	40	59	344	23	56	180
Ba	81	131	314	25	120	199
Sn	37	221	2	71	48	9
Mo	—	1	9	—	1	5
W	7	27	25	14	11	42
Pb	45	57	12	58	40	12
Bi	—	8	42	—	4	15
N	120	86	130	2	12	84
K/Pb	15	17	19	42	17	47
Ba/Rb	0,04	0,08	0,22	0,03	0,07	0,27
Nb/Ta	1,0	0,5	1,7	5,6	1,3	3,1
ГРИГ	571871	280693	39655	299540	303020	13205

Примечание. F, Na, K — %, остальные — $\text{п} \cdot 10^{-4}$ %; Монголия — дайка Амазонитовая, по В. И. Коваленко и Н. И. Коваленко; Кыргызстан — Сарыджазский рудный район — ультраредкометалльные онгониты — 18 даек; Западная Сибирь — ультраредкометалльные онгониты — 7 даек, ультраредкометалльные эльваны — массив и дайка. Забайкалье — сопка Высокая, по В. С. Антипиу и др. (1980); ГРИГ — главный

редкометалльный индекс гранитов
$$\frac{\text{Li} + \text{Rb} + \text{Cs}}{\text{Sr} + \text{Ba}} \cdot \text{F}.$$

редкометалльных гранитов и вмещающие метаморфизованные туфовидные кислые породы, преобладают дайки, сложенные мелкопорфировыми эльванами. Наиболее густо насыщены дайками осевая и центральная части пояса в рудном поле редкометалльно-молибден-вольфрамового месторождения, здесь впервые были описаны дайки и массивы ультраредкометалльных апатитсодержащих онгонитов и эльванов [1—4].

Дайки и рудные тела ориентированы в северо-восточном направлении и приурочены к одним и тем же системам трещин. Взаимоотношения их сложные: наиболее распространенные дайки

мелкопорфировых эльванов чаще всего секутся кварц-вольфрамитовыми, кварц-молибденит-вольфрамитовыми, кварц-висмутин-вольфрамитовыми жилами раннего продуктивного этапа и редкометалльно-молибден-вольфрамитовыми жилами более позднего этапа. Дайки ультраредкометалльных онгонитов секут кварц-висмутин-вольфрамитовые и кварц-берилловые жилы раннего этапа, а взаимоотношения их с главными жилами позднего этапа не установлены. К периферийной части пояса и участку другого месторождения приурочена субмеридиональная полоса линейновытянутых даек крупнопорфировых эльванов, с которыми ас-

социрует промышленное кварц-флюорит-ферберитовое оруденение.

Обобщенная схема формирования магматических пород и руд представляется в следующем виде: граниты биотитовые и биотит-мусковитовые главной фазы, три дополнительные интрузии, дайковая и заключительная фазы; I продуктивный грейзеново-жильный этап (кварц-мусковитовые грейзены с шеелитом, вольфрамитом и молибденитом, кварц-вольфрамитовые, кварц-висмутин-вольфрамитовые и кварц-молибденит-вольфрамитовые рудные жилы; главная фаза мелкопорфировых эльванов; главный (II) продуктивный этап берилл-висмутин-молибденит-вольфрамитового (комплексного редкометалльного) оруденения; мелкопорфировые ультраредкометалльные онгониты, крупнопорфировые эльваны; III продуктивный (кварц-флюорит-ферберитовый) этап оруденения; микрограниты; грейзены с шеелитом, молибденитом и халькопиритом.

В Иныльчекском рудном узле Сарыджазского оловорудного района Восточного Кыргызстана в составе даек резко преобладают (более 18) сложенные ультраредкометалльными мелкопорфировыми онгонитами. Образуют свиту субмеридиональных параллельных крутопадающих тел мощностью обычно 1—5 м и протяженностью до 100—200 м, они залегают среди различных фациальных разновидностей гипабиссального Ташкоринского гранитного массива, не выходя за его пределы. Дайки ультраредкометалльных онгонитов, нередко с аномально высокими концентрациями некоторых типоморфных редких элементов, приурочены к тем же системам трещин, что и рудные жилы, и являются дорудными по отношению как к ранним продуктивным кварц-вольфрамит-касситеритовым, так и поздним кварц-турмалин-касситеритовым жилам.

В составе свиты имеются единичные дайки, сложенные ультраредкометалльными эльванами и «стандартными» онгонитами. На сами дайки иногда наложены жильные грейзены с вольфрамитом и касситеритом (Б. А. Трифонов, А. И. Соломович, 1982). Эльваны образуют цемент эруптивных брекчий и приурочены к литий-фтористым гранитам Суходольского массива. Среди них описаны мелкие тела мощностью

1—2 м и протяженностью первые десятки метров, иногда с постепенными переходами, сложенные ультраредкометалльными флюорит-турмалиновыми эльванами, являющиеся предрудными по отношению к кварц-турмалин-касситеритовым рудам позднего продуктивного этапа (Б. А. Трифонов, А. И. Соломович, 1984).

На Штокверковом участке Онгон-Хайерханского оловянно-вольфрамового месторождения дайки онгонитов секутся многочисленными прожилками кварцевого и кварц-слюдистого составов с топазом, литиевым мусковитом, вольфрамитом и касситеритом, а также кварц-вольфрамитовыми жилами. В то же время имеются случаи пересечения онгонитами кварц-вольфрамитовых жил. На этом месторождении устанавливается пологое погружение Онгон-Хайерханского гранитного массива под дайки онгонитов, и кровля его определяется по гравиметрическим данным на глубине 600 м [6].

Известны два района, где эти закономерности (ультраредкометалльные разновидности, дайковые пояса, многоэтапность) совместно не проявляются. Так, в Чечекском поясе онгонитов и эльванов на Калбинском хребте, залегающем в надинтрузивной зоне «калбинских» редкометалльных гранитов, выделяется пять самостоятельных ветвей. Здесь широко распространены ультраредкометалльные мелкопорфировые, редко крупнопорфировые онгониты, слагающие 34 дайки из 81 изученных. Редкометалльное оруденение вблизи пояса не известно. В то же время Калба-Нарымский пояс по общей истории, времени развития, составу и структуре гранитов, широте проявления турмалинизации во многом напоминает классическую Корнуоллскую провинцию, и в пределах этого пояса предполагается рудообразование на более глубоком денудационном срезе и с несколько иным профилем рудной минерализации [7].

Другой пример — пояс эльванов (фельзитов, кварцевых порфиров) в Корнуолле прорывает граниты и вмещающие породы, нередко фиксируя гребень Корнубийского батолита. Локализация даек, как и основной массы рудоносных кварцевых жил, происходит в одних и тех же главных системах трещин, причем в большинстве

случаев дайки эльванов относятся к дорудным и лишь частично — к внутрирудным. Формирование эльванов хорошо коррелируется с развитием самого продуктивного оруденения касситерит-силикатно-сульфидной формации [7]. В этом районе дайки ультраредкометалльных онгонитов и эльванов пока не известны, однако прогнозируются (В. Б. Дергачев, 1990).

По условиям размещения новые типы редкометалльных дайковых пород генерализованно можно подразделить на две группы. Первая группа даек, залегающая в гранитных массивах или их непосредственных экзоконтактных зонах (Западная Сибирь, Кыргызстан, Забайкалье, Монголия), обычно приурочена к известным вольфрамовым месторождениям. Среди них важнейшее значение имеют ультраредкометалльные разновидности онгонитов.

Вторая группа даек локализована в надинтрузивных зонах и может служить надежным индикатором близкого залегания погребенных куполов рудосносных гранитов (Утуликский пояс Прибайкалья). В составе этой группы преобладают «стандартные» разновидности, по уровням концентрации ряда типоморфных редких элементов в десятки раз превышающие кларки гранитов, но существенно уступающие средним в промышленных типах редкометалльных пегматитов и гранитов. Заслуживают особого внимания обогащенные магматическим топазом разновидности, обнаруженные в Утуликском поясе и Аризоне (США), содержания фтора в которых достигают 8,43—9,03 %. С учетом оптимального удаления промышленного оруденения от гранитов (от 300—500 м в Корнуолле до 1000—1500 м в других районах [Ф. Р. Апельцин и др., 1985; 7]) эта группа даек может представлять наибольшие перспективы для прогноза погребенного глубокозалегающего оруденения. При этом особенно благоприятным фактором считаются подводящие каналы («ножки») бато-

литов, отражающиеся в гравитационном поле кольцевыми минимумами.

В заключение отметим, что онгониты, эльваны и топазиты — трудно диагностируемые дайковые породы, по облику чаще всего напоминающие кварцевые порфиры, фельзиты, кварциты. Как заключительные продукты эволюции длительно развивающихся гранитных систем они распространены в земной коре более широко, чем это представляется в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дергачев В. Б. Новая разновидность онгонитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 188—191.
2. Дергачев В. Б. Цезиевая разновидность ультраредкометалльных гранит-порфиров (эльванов) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 708—712.
3. Дергачев В. Б. Два типа онгонитов и эльванов // Докл. АН СССР. Т. 306. № 5. С. 1216—1219.
4. Дергачев В. Б. Ассоциация редкометалльных гранитоидов субщелочного ряда с онгонитами и эльванами // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 959—962.
5. Дергачев В. Б. Дайки топазитов и онгонитов Утуликского пояса (Южное Прибайкалье) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1475—1479.
6. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты. — М.: Наука, 1976.
7. Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия) // Геология рудных месторождений. 1980. № 6. С. 3—17.
8. Солодов Н. А., Бурков В. В., Овчинников Л. Н. Геологический справочник по легким литофильным элементам. — М.: Недра, 1986.
9. Солодов Н. А., Семенов Е. И., Бурков В. В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким элементам. — М.: Недра, 1987.
10. Чернов Б. С., Гетманская Т. И., Медников Н. И. О криолит-олово-вольфрам-серебряной минерализации // Геология рудных месторождений. 1988. № 1. С. 69—76.
11. Щербаков Ю. Г. Геохимия в металлогеническом анализе // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск, 1989. С. 190—205.
12. Kortemeir W. T., Burt D. M. Ongonite and topasite dikes in the Fluing W ranch area, Tonto basin, Arizona // American Mineralogist. 1988. Vol. 73. N 5—6. P. 507—523.

Принята редколлегией 24 июня 1991 года

Гравитационная модель формирования промышленных залежей бора галогенного типа

С. А. ДОКУЧАЕВ (ВНИИгеолнеруд)

Бороносные соли и связанные с ними гипсовые шляпы уже длительное время являются одним из источников борного сырья в нашей стране. Однако в проблеме генезиса месторождений данного типа остается еще много неясных вопросов, главный из которых — механизм перевода рассеянной минерализации в сосредоточенную, обеспечивающую формирование промышленных залежей.

Содержание бора в литосфере и гидросфере составляет соответственно 0,0012 и 0,00046 %, а в галогенных месторождениях оно достигает 20 % и более. Следовательно, для формирования залежей необходимо его концентрирование, которое превышало бы кларковое значение в десятки тысяч раз. Количественная оценка возможных источников: морская вода, воды суши, артезианские воды и гидротермы, обогащения бором рапы солеродного бассейна — выполненная А. А. Озолом [7], позволила ему заключить, что даже одновременное и однонаправленное их действие в условиях морского галогенеза могло приводить лишь к образованию залежей боратов с относительно невысоким содержанием бора. Он же приходит к выводу, что условия для концентрированной садки боратов могли быть только при возникновении в пределах бассейна галогенеза небольших, частично или полностью изолированных лагун или озер в обстановке активной вулканической деятельности. При длительности формирования соляной толщи 100—200 тыс. лет и выдержанности ее литологических пачек и горизонтов на обширных территориях галогенных бассейнов реальность такой ситуации достаточно проблематична.

Применительно к галогенному бору разработку модели рудообразующего процесса как одного из приоритетных и перспективных направлений современного этапа развития геологических наук [6] логичнее осуществлять на базе плотностного (гравитационного) расслоения соляного субстрата. Известно [1], что гравитационное перераспределение в среде возможно, если

последняя неоднородна по плотности и обладает достаточно низкой вязкостью.

Как следует из таблицы 1, теоретический состав первично-осадочных и диагенетических породообразующих и сопутствующих им минералов соляных отложений представлен минералами относительно высокой и низкой плотности. Первые — галит, кизерит, полигалит, лангбейнит и другие — характеризуются плотностью 2,2—2,83 г/см³, вторые — сильвин, гексагидрит, эпсомит, карналлит, бишофит — 1,98—1,6 г/см³.

Бороносные соляные отложения состоят из нижней и верхней карналлит-сильвинитовой и средней карналлит-бишофитовой подзон [10]. Плотности борных и соляных минералов подзон существенно различаются между собой и меняются в пределах (см. табл. 1): для соляных минералов 1,6—3 г/см³ во всех подзонах; для борных — 2,13—2,45 г/см³ в карналлит-сильвинитовых подзонах и 2,71—2,97 г/см³ — в карналлит-бишофитовой подзоне. По отношению к ведущим соляным минералам подзон избыток плотности боратов составляет: для карналлит-сильвинитовых подзон 0,15—0,85 г/см³ (в среднем 0,5 г/см³), для карналлит-бишофитовой 1,11—1,37 г/см³ (в среднем 1,24 г/см³). Таким образом, гравитационная неустойчивость, вызываемая инверсией плотности, характерна не только для системы соленосная толща — перекрывающие отложения, но и для самого соляного субстрата, его борно-калийных солей, отдельных продуктивных подзон. При этом неустойчивость системы бораты — ведущие соляные минералы в карналлит-бишофитовой подзоне будет максимальной, т. к. контраст плотности в ней превосходит таковой для карналлит-сильвинитовых подзон в 2,48 раза (1,24 : 0,5).

Сведения о вязкости составляющих борно-калийных солей крайне ограничены. Но известно [9], что пластичность солей, с которой вязкость в первом приближении связана обратным соотношением, возрастает в последовательности: каменная соль — сильви-

1. Плотностная характеристика соляных и борных минералов галогенного комплекса Северного Прикаспия

Теоретический состав минералов [3]	Плотность соляных минералов, г/см ³	Первичные соляные минералы [10]	Плотность борных ми- нералов, г/см ³	Разница в плотности (г/см ³) между соляными и борными минералами	
Карналлит-сильвинитовая подзона					
Сильвин	1,98	Калиборит	2,13	—0,15	—0,47
Карналлит	1,60	Сульфоборит	2,45	—0,53	—0,85
Гексагидрит	1,757			—0,37	—0,69
Эпсомит*	1,68			—0,45	—0,77
Полигалит	2,78			+0,65	+0,33
Галит	2,135			+0,005	—0,32
Гипс	2,32			+0,19	—0,13
Кизерит	2,57			+0,44	+0,12
Каинит	2,15			+0,02	—0,30
Лангбейнит	2,83			+0,70	+0,38
Ангидрит	2,96			+0,83	+0,51
Магнезит	3,0			+0,87	+0,55
Карналлит-бишофитовая подзона					
Карналлит	1,60	Борацит	2,97	—1,37	—1,11
Бишофит	1,604	Хильгардит	2,71	—1,37	—1,11
Гексагидрит	1,757			—1,21	—0,95
Галит	2,135			—0,84	—0,58
Гипс	2,32			—0,65	—0,39
Полигалит*	2,78			—0,19	+0,07
Кизерит	2,57			—0,40	—0,14
Ангидрит	2,96			—0,01	+0,25
Каинит*	2,15			—0,82	—0,56
Магнезит	3,0			+0,03	+0,29

Примечание. Для подзон: карналлит-сильвинитовой — разница между калиборитом — графа 5 и сульфоборитом — графа 6; для карналлит-бишофитовой — соответственно между борацитом и хильгардитом.

* Минералы, образование которых возможно на ограниченном участке развития данной подзоны.

нит-карналлит-бишофит. Вязкость каменной соли при температуре 25 °С составляет $3 \cdot 10^{16}$ Па·с (Д. Н. Осокина, 1971). Принимая во внимание, что пластичность калийно-магниевого солей намного выше каменной соли, можно предположить, что и вязкость их не будет более 10^{15} Па·с. При наличии в соляной среде минералов, содержащих воду и при определенных условиях теряющих ее, эффективная вязкость соляного субстрата будет понижаться.

В галогенном разрезе Центрального Прикаспия такими минералами являются гипс, каинит, шенит, карналлит, гексагидрит, эпсомит, бишофит и др. (табл. 2), которые при погружении соляной толщи на 5—6 км* теряют воду, а часть из них начинает плавиться, т. е. на этих глубинах темпе-

ратура недр приближается к 115—145 °С [2]. Все это позволяет оценивать эффективную вязкость карналлит-бишофитовой подзоны при погружении ее на большие глубины не более 10^{12} , а карналлит-сильвинитовых подзон — не более 10^{13} Па·с.

Для сравнения укажем, что разность в вязкости аномально разогретой и холодной астеносферы оценивается в три порядка [1]. Если учесть, что роль жидкости в межгранулярном пространстве в астеносфере играют расплавленные базальты [8], а в соляном субстрате — преимущественно вода с несравнимо более низкой вязкостью, чем у базальтов, то оценка продуктивных подзон в 10^{13} — 10^{12} Па·с представляется достаточно правдоподобной. В пользу такого вывода свидетельствует и тот факт, что повышение температуры среды на каждые 100 °С понижает ее вязкость примерно на поря-

* Погружение соленосной толщи на эти глубины предполагается уже к концу триаса [4].

2. Некоторые термодинамические характеристики основных водосодержащих минералов галогенной толщи Северного Прикаспия

Минерал	Со-дер-жа-ние воды, %	Температура, °C		
		дегидратации		плавления
		на-чаль-ной	макс-имальной	
Соляные минералы				
Бишофит	53,17	20	116; 230	116—120; 300
Гексагидрит	47,3	—	—	92—96
Гипс	20,9	42; 97	120; 180	—
Каинит	21,7	120	160; 277	—
Карналлит	38,9	110	160—165	160—165; 425
Мирабилит	55,9	10	32,4	32,4; 884
Шенит	26,9	50	75; 100	100; 760
Эпсомит	31,1	10	130—140; 170—180	52; 97
			52—58; 97; 117;	
			135—143; 164; 185;	
			255; 340	
			Борные минералы	
Инионт	42,18	57	159	—
Индерборит	39,54	91	204	—
Индерит	42,28	66	159	—
Курнаковит	44,72	60	159	—
Улексит	35,55	60	115—231	—

Примечание. Температура начальной дегидратации: бишофита — по данным Л. Г. Берга, А. В. Николаева и Е. Я. Роде; гипса — Фр. Берча, Дж. Шерера и Г. Спайсера; каинита, карналлита — М. С. Коробцовой; мирабилита, эпсомита — А. И. Цветкову и Е. П. Вальяхинской; шенита — Л. Г. Бергу, И. Н. Лепешкову и И. С. Рассонской; иниоита, индерборита, индерита — К. М. Федотьеву; курнаковита — В. В. Кондратьевой; улексита — Я. Я. Яржемскому. Температуры максимальной дегидратации и плавления соляных минералов — по Л. Г. Бергу; борных — К. М. Федотьеву (иниоит, индерборит, индерит, улексит) и В. В. Кондратьевой (курнаковит).

док [1], т. е. в условиях Центрального Прикаспия даже при сложении соляного субстрата исключительно каменной солью погружение последней на 5—6 км снижает ее вязкость с $3 \cdot 10^{16}$ до 10^{15} — 10^{14} Па·с.

Скорость движения вещества рассчитывается по формуле Стокса [1]

$$V = \frac{2}{9} \frac{\Delta \rho \cdot g \cdot r^2}{\eta},$$

где V — скорость движения вещества; $\Delta \rho$ — разность плотностей движущегося вещества и вмещающей среды, g — ускорение силы тяжести, r — радиус перемещаемых частиц (минералов), η — вязкость окружающей среды.

В карналлит-бишофитовой подзоне, при $\eta = 10^{12}$ Па·с, $g = 1000$ см/сек² и $r = 1$ см, калиборит за 260 млн лет существования кунгурской галогенной толщи мог переместиться на 965,6, гидроборакит — 1038,6, преобразенскит и сульфоборит — 1548,8 хильгардит — 2022,5 и боракит — 2496,4 м.

В карналлит-сильвинитовой подзоне при вязкости ее 10^{13} Па·с миграция тех же борных минералов соответственно составит 27, 34, 86, 133, 181 м. В каменной соли перемещения борных минералов практически не происходит или составляет при $\eta = 10^{14}$ Па·с не более 5 (для преобразенскита и сульфоборита) и 14 (для боракита) метров.

Таким образом, процесс плотностного расслоения борно-калийных солей наиболее вероятен в разрезах, представленных карналлит-бишофитовыми породами. Этот процесс резко ослабевает в галит-сильвинитовых породах и практически прекращается в каменной соли и других более вязких галогенных отложениях (гипсах, ангидритах, полигалитах и др.). Кроме того, из приведенных расчетов следует, что в одной и той же среде при равномерном распределении в ней борной минерализации содержание борного ангидрита в залежи, сформированной в результате гравитационной дифференциации борно-калийных солей, будет определяться их мощностью. Так, при содержании B_2O_3 в исходном субстрате карналлит-бишофитовой подзоны 0,15—0,3 % и мощности ее 1000 м в случае полной расслоенности и сосредоточении всей борной минерализации в 20—10-метровом пласте концентрация в последнем может достичь 7,5—30 %. Но подобная ситуация может возникнуть только в солянокупольных поднятиях, т. к. горизонтально залегающая галогенная толща представляет собой частое переслаивание относительно хорошо и плохо проницаемых пород. При этом мощность благоприятных для гравитационного расслоения отложений не превышает, как правило, нескольких десятков метров. Естественно, и эффект от перераспределения будет незначительным.

Положение коренным образом меняется при трансформации толщи в куполообразные структуры. В этом случае столб легко расслаивающихся пород может достигать многих сотен и

даже тысяч метров. По-видимому, это одна из главных причин приуроченности представляющих практический интерес скоплений боратов — Северный Прикаспий, Северогерманская впадина, суббассейн Монктон (США) — к бассейнам с крупным проявлением диапиризма [4]. Вероятность такой приуроченности составляет больше 40 % (в трех бассейнах из семи), в то время как в 68 бассейнах с пластовым залеганием соли или со слабым и средним проявлением диапиризма значительных скоплений боратов не встречено.

Учитывая относительно малую скорость расслоения борно-калийных солей, не случайным представляется контроль промышленных месторождений галогенного бора куполами с длительным периодом роста. Так, Индерское солянокупольное поднятие, вмещающее уникальное по запасам месторождение, формировалось больше 200 млн лет [5]. Быстрое становление купола и, как следствие, приближение соляного субстрата к дневной поверхности ведут к резкому снижению его температуры и повышению вязкости, что отрицательно сказывается на расслоении.

Признаками гравитационного расслоения разреза являются, на наш взгляд, следующие его особенности.

Приуроченность большей части боратов к прослоям и пластам ангидритовых, полигалитовых, кизеритовых и галитовых отложений и относительная стерильность карналлит-бишофитовых пород [7, 11], последние из которых, по мнению ряда исследователей [3, 10], бороносные. С позиций механизма гравитационного расслоения этот парадокс находит логическое объяснение, если принять во внимание: с одной стороны, близость по плотности борных минералов и малопроницаемых рудовмещающих пород, а с другой — большую контрастность их по этому параметру с относительно маловязкой рудоносной средой (см. табл. 1). В калийно-магнелиевых солях отделение боратов ожидается для всех материнских минералов. В телах, сложенных каменной солью, процесс расслоения в сильно ослабленном виде будет иметь место только в случае присутствия в них борацита и хильгардита. Калиборит и гидроборацит в каменной соли не перераспределяются в силу близости

их по плотности (соответственно 2,13, 2,167 и 2,15—2,2 г/см³). Возможно, это одна из основных причин частой встречаемости гидроборацита и калиборита в соленосной толще — соответственно в 51,1 и 38,4 случаях из 100, как это следует из работы Я. Я. Яржемского [11].

Аномально частые минеральные парагенезисы галогенной толщи более упорядочены по плотности, чем редко встречаемые ассоциации (табл. 3). Аномальность парагенезисов определялась коэффициентом встречаемости: отношением фактической встречаемости данного бората с тем или иным минералом к средней частоте встречаемости его в соленосной толще. При этом парагенезисы минералов с коэффициентом больше единицы относились к часто встречаемым, и наоборот, — меньше единицы — редко встречаемым.

Сведения о средней частоте встречаемости борных минералов в соленосных отложениях Северного Прикаспия заимствованы из работы [11]. Но в отличие от первоисточника в таблицу 3 не включены минералы вторичной и (или) полигенной природы, которые существенно осложняют выявление процессов плотностной дифференциации борно-калийных солей. Как следует из этой таблицы, тенденция повышенной сходимости плотностных характеристик часто встречаемых парагенезисов по сравнению с редко встречающимися минеральными ассоциациями прослеживается достаточно четко. Так, из пяти боратовых групп в четырех средние расхождения в плотности часто встречаемых минералов значительно меньше, чем для редко встречаемых. Исключением здесь является лишь преобразженскитовая группа.

Наличие нехарактерных для часто встречаемых парагенезисов минералов, минералов с большой разницей в плотности (гидроборацит — борацит, борацит — карналлит, хильгардит — карналлит) объясняется, по-видимому, генетической связью между ними [3, 10] и упаковкой их в непроницаемые для плотностного расслоения породы.

Присутствие среди редких ассоциаций минералов с близкими характеристиками плотности (например, гидроборацит — канинит, хильгардит — кизерит) предположительно вызвано ограниченным распространением того или иного из них в соленосной толще. Так,

3. Различие по плотности частых и редких парагенезисов борных и соляных минералов, г/см³

Минералы группы гидроборациита	Различия по плотности с гидроборациитом	Минералы группы калиборита	Различия по плотности с калиборитом	Минералы группы борациита	Различия по плотности с борациитом	Минералы группы преобразженскита	Различия по плотности с преобразженскиитом	Минералы группы хильгардита	Различия по плотности с хильгардитом
--------------------------------	---	----------------------------	-------------------------------------	---------------------------	------------------------------------	----------------------------------	--	-----------------------------	--------------------------------------

Часто встречаемые парагенезисы

Калиборит	0,04	Каинит	0,02	Карналлит	1,37*	Хильгардит	0,26	Преобразженскит	0,26
Галопелит	0,03	Эпсомит	0,45	Гидроборациит	0,80	Эпсомит	0,77*	Карналлит	1,11*
Борациит	0,80*	Гидроборациит	0,04	Преобразженскит	0,52	Кизерит	0,12	Борациит	0,26
Сильвин	0,19	Кизерит	0,44	Хильгардит	0,26	Борациит	0,52	Гидроборациит	0,54
Галит	0,03	Преобразженскит	0,32	Среднее	0,53	Калиборит	0,32	Галопелит	0,51
Среднее	0,07	Сильвин	0,15			Каинит	0,30	Калиборит	0,58
		Среднее	0,24			Гидроборациит	0,28	Галит	0,58**
						Карналлит	0,85*	Среднее	0,43
						Среднее	0,30		

Редко встречаемые парагенезисы

Эпсомит	0,49	Карналлит	0,53	Эпсомит	1,29	Сильвин	0,47	Эпсомит	1,03
Каинит	0,02*	Борациит	0,84	Каинит	0,82	Галопелит	0,25	Каинит	0,56
Кизерит	0,40	Хильгардит	0,58	Сильвин	0,99	Галит	0,32	Кизерит	0,14*
Преобразженскит	0,28	Галопелит	0,07*	Кизерит	0,40	Среднее	0,35	Сильвин	0,58
Карналлит	0,57	Галит	—**	Калиборит	0,84			Галит	0,58**
Хильгардит	0,54	Среднее	0,65	Галопелит	0,77			Среднее	0,72
Среднее	0,46			Галит	0,84				
				Среднее	0,85				

* Значения, не характерные для выборки и поэтому не учитываемые при выводе среднего

** Галит, для групп калиборита и хильгардита являющийся фоновым минералом, при выводе среднего не использовался.

4. Плотностная характеристика борной минерализации для стадий галогенного осадконакопления, г/см³. По данным Я. Я. Яржемского [11] с дополнениями и изменениями автора

Борный минерал	Плотность	Доломит-магнетитовая 2,93	Галитовая, 2,135	Сильвинитовая, 1,98	Каинитовая, 2,15	Кизеритовая, 2,57	Карналлитовая 1,6
Гидроборациит	2,167	0,76***	0,03*	0,19**			
Калиборит	2,13	—	—*	0,15*	0,02***	0,44***	
Борациит	2,97		0,81**	0,99***			1,37***
Преобразженскит	2,45		0,32**	0,47***	0,30***	0,12***	0,85***
Хильгардит	2,71		0,55**	0,73***			1,11***
Кургантаит	2,99	0,06**	0,86***	1,01***			

* Бораты образуют сплошные тела, в разной степени разубоженные вмещающими породами, или дают крупные скопления вкрапленного типа, представляющие практический интерес.

** Второстепенные бораты соленосных толщ или широко распространенные, но встречающиеся в малом количестве.

*** редкие бораты минералогического значения.

встречаемость каинита и кизерита в солях Центрального Прикаспия составляет соответственно 1,1, 1,3 % [11].

Подтверждением наличия процесса плотностной дифференциации соляного субстрата служит распределение боратов по стадиям галогенного осадконакопления (табл. 4). Согласно этой таблице бораты, образующие сплошные тела, выделяются минимальным расхождением по плотности с главными минералами, представляющими ту или иную стадию галогенеза*, и наоборот, второстепенные и редкие бораты имеют, как правило, существенно больший разброс по этому параметру.

Тенденция обратной связи между масштабом борной минерализации и различием по плотности соляных минералов, представляющих ту или иную стадию галогенеза, проявляется и в пределах отдельных стадий (см. табл. 4). Следует также отметить, что широко распространенные бораты и сплошные их тела приурочены в основном к галитовой и доломит-магнезитовой стадиям галогенеза (в шести случаях из восьми), т. е. к наиболее вязким образованиям. В то же время только в двух случаях отмечается их локализация в проницаемых отложениях карналлитовой и сильвинитовой стадий сильвинитового галогенеза, причем вязкость пород сильвинитового субстрата примерно на порядок выше таковой карналлитового. Эти факты, с одной стороны, подтверждают сделанный на основе анализа парагенезисов минералов вывод о наличии процесса гравитационного расслоения в соляных разрезах Северного Прикаспия, а с другой — позволяют заключить, что этот процесс способствует переводу рассеянной вкрапленности в сосредоточенную и локализации ее в плохо проницаемых средах или на границе их с породами пониженной вязкости.

В генерализованном виде в слоях, пластах, горизонтах борно-калийных

солей, испытавших процесс расслоения, верхние части разреза будут представлены наиболее легкими компонентами бишофитом, карналлитом (иногда сильвином), средняя — промежуточными по плотности — сильвином, калиборитом, гидроборачитом и другими, близкими к ним по плотности минералами, нижняя — борацитом, хильгардитом, магнезитом, ангидритом, полигалитом, кизеритом. Естественно, в реальных разрезах наличие тех или иных составляющих и их положение будут определяться уровнем эрозии или суброзии, интенсивностью расслоения, устойчивостью минералов к гипергенным процессам.

Если учесть, что гипсовая шляпа (элювиальная сульфатная толща) формируется за счет нерастворимого остатка, содержащегося в хлоридно-магниевого солях калия (М. Д. Диаров, 1974), то повышенные концентрации элювиальных боратов должны тяготеть к «соляному зеркалу». Этот вывод подтверждается: приуроченностью промышленных залежей к нижней части гипсовой шляпы (табл. 5); обратной связью между содержанием B_2O_3 и мощностью подрудной сульфатной толщи для 2, 3, 5 и 6 (частично) рудных тел месторождений № 99 (рис. 1); прямой связью содержания B_2O_3 и мощности рудного тела с мощностью чадрудной элювиальной толщи для первого рудного тела месторождения Сатимолы (рис. 2). Для разрезов с непромышленными залежами и рассеянной минерализацией «прижимания» последних к соляному зеркалу не происходит и отношение мощности надрудной части гипсовой шляпы к мощности подрудной, как правило, меньше единицы. Рассредоточение борной минерализации по всему разрезу гипсовой шляпы может быть истолковано как слабое проявление процесса плотностной дифференциации соляного субстрата на вскрытых участках разрезов, вследствие чего и не произошло «перевода» исходной рассеянной (непромышленной) минерализации в сосредоточенную (промышленную).

Итак, положение борного оруденения в гипсовой шляпе целесообразно использовать как индикатор концентрации в нем B_2O_3 . Следует также указать еще на одну особенность взаимоотношения боратовых залежей с вмещающей средой, отмечаемую геологами

* Из анализа исключены гипс-ангидритовая и полигалитовая стадии галогенеза, т. к. их главные минералы или неустойчивы и отличаются взаимными переходами (гипс — ангидрит — гипс), или имеют двойную природу (первичную и вторичную, как полигалит), существенно меняя при этом плотностную характеристику по сравнению с исходными минералами.

5. Соотношение мощностей надрудной ΔH_1 и подрудной ΔH_2 элювиальных сульфатных толщ для рудных тел месторождения 99 купола Индер

Содержания B_2O_3 , %									
1—4,9		5—8,9		9—15		15—25		25	
$\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$	Объ- ем вы- борки	$\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$	Объ- ем вы- борки	$\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$	Объ- ем вы- борки	$\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$	Объ- ем вы- борки	$\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$	Объем выборки

Рудное тело № 2

—	—	$\frac{37}{3,4}$ (10,90)	8	$\frac{36}{4,1}$ (8,78)	11	$\frac{35}{3,9}$ (8,97)	15	$\frac{37}{3,9}$ (9,49)	11
---	---	--------------------------	---	-------------------------	----	-------------------------	----	-------------------------	----

Рудное тело № 3

$\frac{39}{3,0}$ (13)	6	$\frac{36}{6,0}$ (6)	7	$\frac{34}{6,2}$ (5,48)	7	$\frac{32}{6,1}$ (5,24)	10	$\frac{34}{7,1}$ (4,79)	13
-----------------------	---	----------------------	---	-------------------------	---	-------------------------	----	-------------------------	----

Рудное тело № 5, $MZ \neq 0$

—	—	$\frac{14}{7,4}$ (1,89)	—	$\frac{20}{6}$ (3,33)	16	—	—	—	—
---	---	-------------------------	---	-----------------------	----	---	---	---	---

Рудное тело № 5, $MZ = 0$

$\frac{34}{7,3}$ (4,66)	—	$\frac{36}{6,6}$ (5,45)	28	$\frac{35}{5,0}$ (7)	23	$\frac{38}{5,3}$ (7,17)	15	—	—
-------------------------	---	-------------------------	----	----------------------	----	-------------------------	----	---	---

Рудное тело № 6, $MZ \neq 0$

$\frac{25}{7,6}$ (3,29)	4	$\frac{23}{6,6}$ (3,48)	4	$\frac{25}{4,7}$ (5,32)	4	—	—	—	—
-------------------------	---	-------------------------	---	-------------------------	---	---	---	---	---

Рудное тело № 6, $MZ = 0$

$\frac{31}{9,8}$ (3,16)	7	$\frac{29}{11,7}$ (2,48)	8	$\frac{30}{11,2}$ (2,68)	21	—	—	$\frac{25}{13}$ (1,92)	3
-------------------------	---	--------------------------	---	--------------------------	----	---	---	------------------------	---

П р и м е ч а н и е. В скобках значение отношения $\frac{\Delta H_1}{\Delta H_2}$; MZ — мощность мезозойско-кайнозойских отложений.

Индерской ГРЭ, а именно — контакт залежей богатых руд (B_2O_3 более 9—13 %) с вмещающими породами, как правило, резкий, а бедных руд (B_2O_3 меньше 9—13 %) — постепенный. На наш взгляд, это еще одно доказательство важной роли процесса гравитационного расслоения в формировании месторождений галогенного бора.

Таким образом, структурно-тектонические особенности размещения залежей галогенных боратов; упорядоченность часто встречаемых минеральных парагенезисов борно-калийных солей по плотности; приуроченность представляющих практический интерес скоплений боратов к относительно более вязким отложениям; малая продуктивность хорошо проницаемых пород; «прижатие» промышленных залежей элювиальных боратов к соляному зеркалу; обратная зависимость концентраций B_2O_3 в залежах от мощности подрудной сульфатной толщи; резкий контакт залежей богатых руд с вме-

щающими породами — все это позволяет заключить, что в борно-калийных солях имеет место процесс плотностного расслоения, ответственного за формирование высококонцентрированных залежей бора. Наиболее эффективно этот механизм работает в карналлит-бишофитовых разрезах, контролируемых высокоамплитудными солянокупольными поднятиями длительного развития. Парагенезисы минералов, наблюдаемые в разрезах, испытавших плотностную дифференциацию, в основном являются вторичными и не могут служить надежной базой для изучения условий формирования материнских боратов при галогенезе. Предложенный механизм формирования залежей галогенного бора дает возможность существенно повысить уровень научного обоснования прогноза и поисков его месторождений в галогенных бассейнах, усовершенствовать методику оценки боропоявлений в солянокупольных областях.

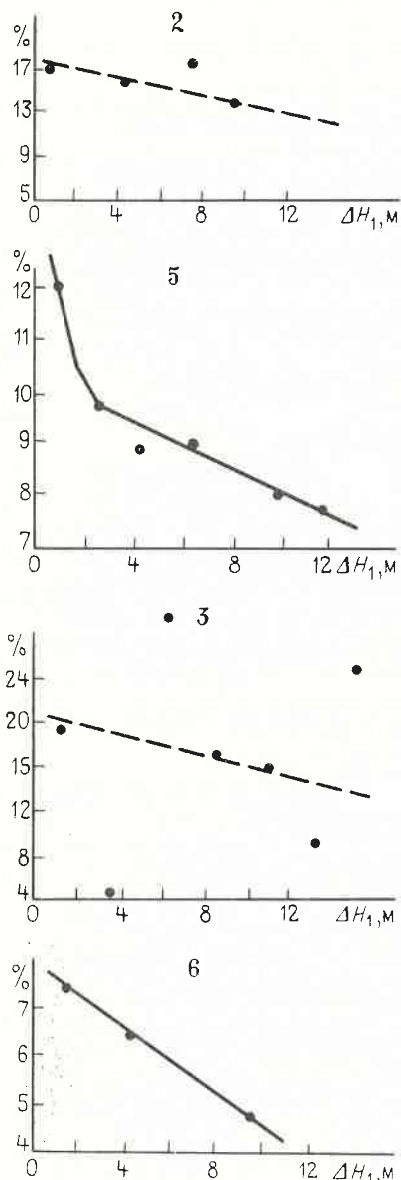


Рис. 1. Зависимость содержаний борного ангидрида B_2O_3 от мощностей подрудной толщи кепрока

($\frac{\Delta H_1}{\Delta H_{\text{подст. эл. к}}}$) по рудным телам 2, 3, 5, 6

месторождения 99 Индерского купола:

в рудном теле 2 продуктивная толща выходит на поверхность; число проанализированных разрезов для рудных тел 2, 3, 5, 6 равно соответственно 40, 38, 36, 14; для рудных тел 2 и 3 мощность мезозойско-кайнозойских отложений $MZ=0$, для 5 и 6 — $MZ \neq 0$

Можно предполагать, что процессы плотностного расслоения в значительной мере ответственны и за формирование стратиформных месторождений ряда полезных ископаемых, в особенности тех из них, которые контроли-

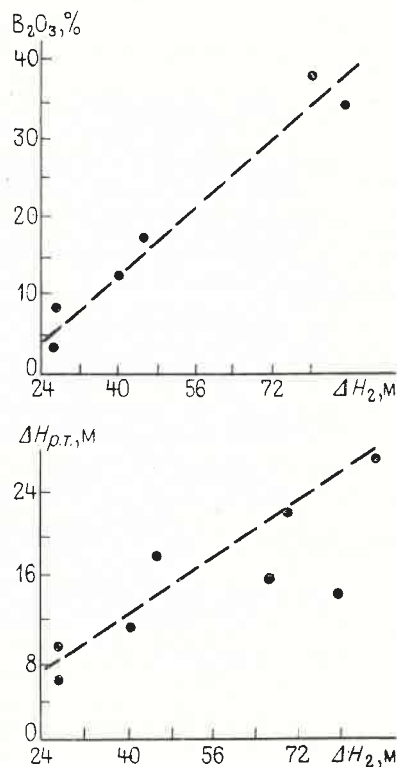


Рис. 2. Корреляция содержаний борного ангидрида B_2O_3 и мощностей рудного тела $\Delta H_{\text{р.т.}}$ с мощностями надрудной части гипсовой шляпы ΔH_2 по рудному телу 1 месторождения Сатимола.

руются черносланцевыми, изначально хорошо проницаемыми толщами или перекрываются ими, а также полезных ископаемых, связанных с мантийными и коровыми диапирами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. — М.: Наука, 1979.
2. Багрянцева К. И., Белозерова Г. Е. Типы и свойства коллекторов нефтяного месторождения Тенгиз в Прикаспийской впадине // Геология нефти и газа. 1985. № 6. С. 39—45.
3. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. — М.: Изд-во МГУ, 1962.
4. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным / Н. В. Неволлин, Н. Я. Кунин, А. П. Андреев и др. — М.: Недра, 1977.
5. Косыгин Ю. А. Тектоника. — М.: Недра, 1983.
6. Кривцов А. И. Геолого-генетические проблемы рудных месторождений // Сов. геология. 1990. № 6. С. 34—47.
7. Озол А. А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. — М.: Наука, 1983.
8. Океанология. Геофизика океана. / Под ред. О. Г. Сорохтина. — М.: Наука, 1979.
9. Проскуряков Н. М., Пермяков Р. С., Черников А. К. Физико-механические свойства соляных пород. — Л.: Недра, 1973.

10. Халтурина И. И. О минералообразовании в галогенных породах // Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата, 1968. С. 23—31.

11. Яржемский Я. Я. Бороносные галогенные породы. — Новосибирск: Наука, 1984.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.735(235.216+235.211)

© И. Н. Черенков, 1992

Проблемы стратиграфии верхнего палеозоя Тянь-Шаня и Памира

И. Н. ЧЕРЕНКОВ (Институт геологии АН Республики Таджикистан)

Факт переотложения органических остатков, особенно микроорганизм, установлен давно. Еще в 1939 г. Н. Б. Вассович писал: «...изучая микроскопически флишевые отложения, надо всегда помнить о возможности встретиться с микрофауной, переотложенной из более древних слоев. Это указание отнюдь не является лишним — оно основано не на теоретической возможности подобного явления, а на целом ряде фактов...» В дальнейшем это высказывание получило подтверждение при изучении флиша и других типов формаций различных регионов [9, 10]. Однако, столкнувшись на практике с этим явлением, не всякий исследователь способен его правильно истолковать, а это, в свою очередь, может привести к неверному определению возраста толщ, содержащих перемытую фауну.

В районах развития трансгрессивно залегающих терригенных и вулканогенно-осадочных толщ с олистолито-олистостромовыми комплексами стратиграфическую индексацию толщ и свит следует вести с учетом возможности нахождения в них более древних палеонтологических остатков во вторичном залегании. Случаи переотложения ископаемых органических остатков здесь можно свести к двум типам: фауна находится в породе *in situ*, но сама порода представляет собой обломки, глыбу (олистолит) или целый экзотический утес, являющиеся составными частями более поздней по времени образования терригенной толщи; ископаемая фауна присутствует во вмещающем слое в виде отпрепарированных отдельных окаменелостей или их комплексов, вымытых из более древнего осадка.

Очевидно, что явления переотложения органических остатков существенно осложняют биостратиграфический анализ. Понятны и значительные трудности, возникающие у геологов при установлении истинного возраста отложений, содержащих переотложенную фауну, и, как следствие этого, возможные ошибки в стратиграфических и структурных построениях. Определение возраста отложений без учета фактора переотложения приводит обычно к противоречиям, которые пытаются объяснить либо сложной тектоникой либо скольжением возрастных границ литологически однородных горизонтов и пачек на небольшом расстоянии. Помимо этого, переотложение может исказить истинную картину стратиграфического распространения отдельных форм органических остатков, что может послужить источником последующих погрешностей в стратиграфических выводах.

В геосинклинально-складчатых областях Гиссаро-Алая и Памира широко развиты осадочные и вулканогенно-осадочные толщи с включениями обломков, глыб, блоков, а также линз и горизонтов глыбовых брекчий сложенных чаще всего карбонатными породами, более древними, чем вмещающие их отложения. Подобные образования принято относить к олистостромовым комплексам. Размер обломков в поперечнике от 1 до нескольких сотен метров, иногда до первых километров. Мощность олистостромовых горизонтов от нескольких до десятков и сотен метров. Нередко олистостромовые образования представлены мощными свалами хаотически нагроможденного глыбового материала, который заключен в тонко-

зернистую основную массу. Соотношения обломков и основной массы (матрикса) непостоянны: в одних случаях основной массы много, в других — она почти полностью отсутствует или заполняет только отдельные полости между глыбами. Не менее важная особенность — почти полное отсутствие в олистостромовых телах стратификации и слоистости. Внешне они сходны с крупноглыбовым коллювием, наплавающимся у подножия скал и крутых скальных склонов.

Олистостромовые комплексы Гиссаро-Алая и Памира развиты как среди морских, так и континентальных осадков, принадлежащих различным формационным группам. Наиболее широко они распространены в составе вулканогенно-осадочной и флишевой формации, в меньшей степени — в молассах. Основную роль в формировании олистостромов играют обвальнопользневые процессы, т. е. они являются чисто осадочными образованиями. Это подтверждают особенности строения олистостромов: нормальные седиментационные контакты с вмещающими их толщами, наличие текстур оползания осадка и переотложенной мелководной фауны в матриксе и т. д. В то же время геологические исследования показывают, что подобные грубообломочные комплексы до сих пор еще не признаны геологами-полевыми как самобытное природное явление, а их структурные взаимоотношения с вмещающими отложениями часто ошибочно интерпретируются как тектонические.

Факты неверной датировки толщ по ископаемым органическим остаткам, собранным из глыб, слагающих олистолит-олистостромовые образования, неоднократно отмечались рядом исследователей. Находки разновозрастной фауны в аллохтонных известняковых глыбах послужили основой многих недоразумений и споров по вопросам стратиграфии и тектоники. Иногда одни и те же свиты в смежных районах датировались по-разному, в зависимости от того, какого возраста органические остатки собирались из карбонатных глыб.

Так, присутствие олистолитов разновозрастных карбонатных пород в верхнепалеозойской флишевой толще северного склона Зеравшанского хребта послужило в свое время основанием

для отнесения ее верхней части, к которой приурочено большинство олистолитов и олистостромов, на смежных участках к разным стратиграфическим уровням. Отложения с преобладанием олистолитов девонских известняков были выделены в паймазарскую свиту нижнего—среднего девона, а олистостромовый горизонт с карбонатными отторженцами преимущественно ордовикского возраста — в карбонатотерригенную свиту среднего—верхнего ордовика [7]. В данном случае отдельные глыбы (олистолиты) карбонатных пород, находящихся во вторичном залегании, ошибочно приняты за внутриседиментационные линзы и беогермные тела. Наличие здесь же редких обломков и глыб известняка, содержащего органические остатки каменноугольного возраста, говорит о более молодом, в частности, среднекаменноугольном возрасте флишевых осадков.

Терригенные верхнепалеозойские флишевые образования, включающие многочисленные глыбы и крупные отторженцы более древних пород, широко распространены в Туркестанском хребте и высоких предгорьях Алая [4]. В зоне высоких предгорий Алая на левобережье р. Исфара по саю Гуджигор среди полосы терригенного флиша четко обособляется горка (рис. 1), сложенная известняками, светлыми массивными и тонкослоистыми буроватыми, на свежем изломе темными. Некоторые участки, которые на первый взгляд кажутся монолитным массивным известняком, в действительности представляют собой крупнообломочную брекчию, скопление разновеликих глыб и блоков, более или менее плотно пригнанных друг к другу.

Тонкослоистые известняки и некоторые разности светлого массивного известняка содержат *Profusulinella ovata* R a u s., *Pr. prisca* (D e p r a t), *Pr. subovata* S a f., *Pseudostaffella* sp., которые определяют, по мнению В. Д. Салтовской, низы московского яруса среднего карбона. В других же глыбах массивного известняка установлены фораминиферы раннего карбона и низов башкирского яруса [4]. Таким образом, текстурные особенности пород описываемой горки, свидетельствующие о том, что последняя является линзой своеобразной крупноглыбовой брекчин, а также достаточное

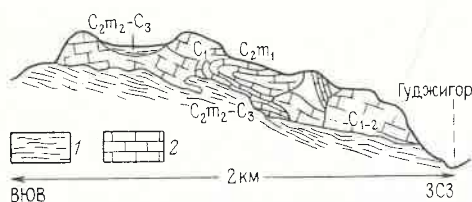


Рис. 1. Строение олистодрома сая Гуджигор:
1 — терригенный флиш; 2 — известняки

надежные данные о разновозрастности пород, слагающих это геологическое тело, полностью исключают вариант интерпретации известняков горки в качестве карбонатного прослоя или линзы среди разновозрастных с ней флишевых осадков.

Известняковая брекчия подстилается и покрывается флишевыми отложениями позднемосковского возраста. На контактах брекчий с вмещающими породами не наблюдается признаков сколько-нибудь существенных подвижек одной части толщи относительно другой. Как подстилающая, так и покрывающая части флишевой толщи включают маломощные линзы глыбовых брекчий и отдельные рассеянные глыбы, сложенные разновозрастными известняками. Контакты подобных глыб с вмещающими их терригенными осадками седиментационные. Следовательно, неверно трактовать «известняки» горки в качестве тектонического клина или останца (клиппа) разрушенного покрова. При этом нельзя не обратить внимание и на резко контрастирующий характер дислокации вмещающей толщи и слоистых разностей известняка, принимаемых за естественную часть первично карбонатного горизонта. Приведенный материал показывает, что известняковая горка сая Гуджигор сложена серией разновозрастных известняковых глыб разных очертаний и размера, в совокупности представляющих собой линзу крупнообломочной брекчий, сингенетичную со среднекаменноугольной флишевой толщей.

Широко распространены олистолит-олистодромовые комплексы среди верхнепалеозойской терригенной флишевой формации Курганакской (Сурметашской) зоны. Наиболее крупные олистолиты обычно сложены девонскими и каменноугольными карбонатными породами. Блоки больших разме-

ров сопровождаются шлейфом более мелких глыб и обломков. Олистолиты и олистоплаки иногда находятся в непосредственном контакте друг с другом, образуя горизонты с причудливыми очертаниями в плане.

На левом склоне долины р. Каравшин экзотические массивы известняков и доломитов слагают горку высотой 3211,2 м. (рис. 2). В ее основании обособляется пластина светлых массивных известняков мощностью 15—50 м, длиной около 1,5 км. Подошва и кровля пластины неровные, с резкими выступами и впадинами. Из разных частей пластины собраны брахиоподы и фораминиферы раннего и среднего карбона (от визе до раннемосковского подъяруса). Это дает основание полагать, что горизонт (или олистоплака) массивных светлых известняков состоит из нескольких разновозрастных частей.

Кровля известняков перекрывается пачкой флишевых пород среднего — верхнего карбона ($C_2m_2-C_3$) мощностью до 75 м. Внутри пачки в виде выклинивающегося в одном направлении маломощного прослоя залегают среднедевонские тонкослоистые доломиты с отчетливой мелкой складчатостью. Возраст доломитов определяется по редким остаткам амфипор. Горку венчает довольно мощный массив ниже-среднедевонских карбонатных пород. Нижняя его часть сложена неотчетливо слоистыми светлыми доломитами со среднедевонскими амфипорами, выше обнажаются тонкослоистые бурые с поверхности доломиты и известняки нижнего — среднего девона (?), отделенные от первой разновидности четким швом. Тонкослоистые породы залегают синклинально.

«Слоеный» характер строения горки, особенности строения карбонатных горизонтов и их соотношение с флишем позволяют считать, что подобная структура возникла в результате обвально-оползневых процессов. Обрушение и сползание крупных блоков карбонатных пород происходило в несколько этапов, о чем говорят прослои флиша, отделяющие одно скопление карбонатных глыб от другого. Обратная возрастная последовательность бескорневых масс в разрезе (более молодые внизу, а древние — наверху) вполне естественна при гравитационных обрушениях.

Следует отметить, что на р. Каравшин.

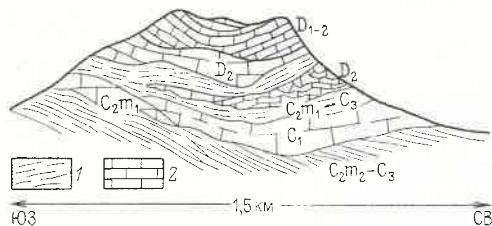


Рис. 2. Крупные блоки карбонатных пород во флишевом комплексе Туркестанского хребта:

1 — флиш; 2 — известняки и доломиты

как и по саю Гуджигор, крупные скопления карбонатных глыб сопровождаются своеобразными ореолами, шлейфами хаотически рассеянных в толще флиша относительно мелких глыб и обломков пород в целом аналогичного состава и возраста. Это фация «дикого» флиша. Взаимоотношения в ней крупных обломков и вмещающих их тонкозернистых осадков седиментационные, определяемые условиями образования.

На Дарвазе глыбовые хаотические комплексы широко распространены среди пород каменноугольной вулканогенно-осадочной серии. Олистостромы и отдельные олистолиты приурочены к различным стратиграфическим уровням серии, сложенной литологически различными толщами. Здесь выделены калайхумбская, аспандоуская, ушхарвская и джакская свиты нижнего карбона. Возраст свит по органическим остаткам от турне до позднего серпухова [8]. В настоящее время доказано [2, 11], что вся фауна была собрана из отдельных глыб и обломков карбонатных пород и не может определять возраст перечисленных свит.

Блоки, глыбы и пластины в вулканогенно-осадочной серии распределяются неравномерно. Наибольшее их скопление отмечается в базальной части, представленной в основном мощной крупноглыбовой брекчийей — олистостромом. Грубообломочная базальная часть данной толщи выделена в дударгинскую свиту [2], которая с угловым несогласием залегает на подстилающих отложениях.

Нижняя часть дударгинской свиты состоит из разновеликих блоков, пластин и обломков известняков и доломитов, плотно прижатых друг к другу или с незначительным количеством терригенного матрикса, заполняющего промежутки между соприкасающимися глыбами. Иногда основная масса резко

преобладает, и глыбы в ней как бы «плавают», не соприкасаясь друг с другом. В верхней части свиты спорадически рассеяны многочисленные известняковые олистолиты и разобщенные тела олистостромов, сложенных обломками, глыбами, блоками, реже пластинами, преимущественно карбонатного состава, встречаются куски силицитов, гнейсов, кристаллических и глинистых сланцев. Карбонатные глыбы образованы каменноугольными известняками, известняками и известковистыми доломитами дикзанкоуской серии (силур—девон), единичными глыбами пиритизированного мрамора. Размеры обломков и блоков колеблются в широких пределах, достигая в отдельных случаях 1,5 км в длину. Глыбовые комплексы почти всегда сопровождаются шлейфом мелкообломочных брекчий и мелких глыб и обломков того же состава, что и крупные отторженцы.

Итак, олистостромовая толща Дарваза обладает весьма самобытной инфраструктурой. Матрикс представлен вулканогенно-осадочной ассоциацией, включающей многочисленные глыбы, блоки, пластины, горизонты, линзы и пластообразные тела глыбовых брекчий (олистостромов), которые сложены разновозрастными известняками и доломитами.

Наличие раннекаменноугольных органических остатков в обломках и глыбах вулканогенно-терригенной серии позволило датировать ее средним карбоном [2], вопреки существующему мнению о раннекаменноугольном возрасте. Этот вывод был подтвержден фактическим материалом: в одной из глыб дударгинской свиты, а также в глыбах и обломках известняков вышележащих калайхумбской и аспандоуской свит были собраны и определены водоросли и фораминиферы башкирского возраста [11].

Приведенные данные дают общее представление об олистолит-олистостромовых образованиях в толщах карбонового вулканогенно-осадочного комплекса Дарваза. Олистостромы и отдельные олистолиты сложены карбонатными породами, содержащими разновозрастные (от силура до низов среднего карбона) органические остатки, которые не могут определять возраст вмещающих эти образования отложений. Наиболее молодые ископаемые органические остатки, встреча-

ющиеся в глыбах и обломках, относятся к среднему карбону, поэтому наиболее достоверным следует признать возраст вулканогенно-осадочной серии Дарваза как средний карбон — низы среднего карбона [5].

Олистостромовые образования карбонатного состава легко распознаются при детальных специальных исследованиях. Труднее выделить олистоплаки терригенных пород, которые внешне и по составу близки к осадкам вмещающей толщи. В последние годы подобные отторженцы силурийских пород установлены в верхнепалеозойских песчано-сланцевых отложениях Алайского, Туркестанского и Зеравшанского хребтов. Однако обособление таких пластин-отторженцев от верхнепалеозойских терригенных отложений связано с большими трудностями, т.к. границы между ними часто нечеткие из-за внешнего сходства пород. А если учесть, что органические остатки (силурийские граптолиты) в основном приурочены именно к этим отторженцам и являются по сути единственным доказательством возраста, то понятно появление ошибочного заключения о возрасте (заниженном) всей толщи в целом. Неверное определение возраста отложений может повлиять на структурные построения, в частности на выделение крупных (на самом деле не существующих) покровов или серии последовательных тектонических чешуй. Примерно такой ошибки, по мнению автора [3], является отнесение Ю. С. Бискэ и Д. А. Старшининым (1965) среднекаменноугольной терригенной толщи с глыбами кембрийских известняков Сулюктинского района к лудлову, которая якобы надвинута на верхнепалеозойские отложения.

Непосредственно с олистостромовыми толщами связаны переотложение органических окаменелостей в виде отдельных форм и комплексов из первоначальной горной породы и вторичное их захоронение в более молодых осадках. Иногда отдельные глыбы и блоки карбонатных пород сопровождаются окаменелостями, вымытыми из них и рассеянными во вмещающей толще или цементе брекчий. С перезахоронением отдельных окаменелостей и их комплексов, как правило, приходится сталкиваться при изучении терригенных толщ, особенно флишево-

го облика, а также обломочных карбонатных пород. Переотложенными могут оказаться представители самых различных групп ископаемых органических остатков, но чаще всего сталкиваются с перезахоронением микрофауны, главным образом раковин фораминифер.

Несмотря на широкое распространение подобного явления в терригенных толщах, доказать факт перемиыва очень трудно, поскольку в большинстве случаев отсутствуют четкие морфологические и литологические признаки, по которым можно было бы установить перемиyta фауна или находится в первичном залегании. Степень сохранности органических остатков также не всегда достаточно убедительный довод. Многие исследователи считают, что если органические остатки встречаются в цементе и не несут ярких следов переотложения, то они и заключающие их породы одного возраста независимо от того, согласуется это или нет с другими фактами. Об ошибочности такого заключения свидетельствуют результаты изучения верхнепалеозойской флишевой формации Гиссаро-Алая. На северном склоне Гиссарского хребта флиш впервые выделен автором в 1968 г. До этого флишевые отложения рассматривались как средне-верхнекаменноугольная терригенная толща [6]. Затем они были выделены в дарахтисурхскую свиту, которая согласно, а местами с небольшим разрывом залегает на верхнебашкирских — нижнемосковских известняках. Возраст свиты по фораминиферам определялся как раннемосковский.

Нами установлено, что флиш (ларахтисурхская свита) со значительным разрывом залегает на средне-нижнекаменноугольных известняках. Мнение о постепенном переходе от подстилающих известняков к толще флиша не подтвердилось. Базальные конгломераты, залегающие в основании флиша, как в цементе, так и в карбонатных гальках содержат раннемосковские микроскопические органические остатки. Этот факт уже сам по себе должен был навести на мысль, что данные органические остатки в цементе находятся во вторичном залегании. Однако еще долгое время многие исследователи по-прежнему продолжали относить дарахтисурхскую свиту к нижней части московского яруса. Лишь после того,

как в цементе базальных конгломератов была обнаружена позднемосковская микрофауна совместно с раннемосковскими формами, представление о возрасте свиты изменилось [10]. Нижняя возрастная граница дарахтисурхской свиты устанавливается в пределах верхнемосковского подъяруса. Раннемосковские органические остатки находятся во вторичном залегании и не определяют возраст вмещающих их отложений.

Классический объект для изучения явления переотложения органических остатков, в частности фораминифер, — верхнепалеозойские флишевые толщи Тянь-Шаня. Впервые на наличие связи между явлением переотложения и формированием флиша указал Н. Б. Вассоевич (1939). В дальнейшем это подтвердилось при исследовании флиша различных регионов [9, 10]. Не учитывая данного обстоятельства, можно совершить ошибку при определении возраста таких толщ. Так, терригенные отложения бассейна рек Ханака и Лючоб, которые Е. Н. Горещкой [1] отнесены к флишу и выделены под названием мубаракской свиты ($C_2m_2—C_3$), впервые изучены С. К. Овчинниковым [6]. Уже тогда он обратил внимание на то, что наряду с позднекаменноугольной фауной в сланцах в прослоях песчаников и конгломератов как в обломках, так и в цементе встречается среднекаменноугольная. На основании этого он приходит к выводу о вторичном захоронении микрофауны в цементе. Причем С. К. Овчинников подчеркивает, что «вторичное залегание фауны среднего карбона в преобладающем большинстве случаев не вызывает сомнений» [6, 12].

Е. Н. Горещкая [1], О. Л. Эйно́р и В. Д. Салтовская (1963) установили, что отложения мубаракской свиты бассейнов рек Ханака и Лючоб залегают трансгрессивно на вулканогенной толще московского яруса среднего карбона и содержат органические остатки верхов среднего — верхнего карбона. Е. Н. Горещкая также признала факт переотложения части микрофауны.

Позднее Ф. Р. Бенш был составлен разрез флишевой толщи по правому борту р. Ханака. Из нижней части мубаракской свиты мощностью около 670 м ею были собраны среднекамен-

ноугольные фораминиферы, среди которых она выделила три комплекса, якобы последовательно сменяющих друг друга по разрезу, — позднебашкирский, верейский и каширский. Ф. Р. Бенш (1969) нижнюю часть мубаракской свиты отнесла к сагдорской ($C_2b—C_2m_1$). Позднемосковские же брахиоподы, собранные предыдущими исследователями из этой части разреза, по ее мнению, завышают возраст по сравнению с фораминиферами. Однако нами установлено, что флишевые отложения мубаракской свиты, во-первых, залегают трансгрессивно на вулканогенно-осадочной толще и горизонте известняков с фауной подольско-мячковского горизонта московского яруса среднего карбона, а, во-вторых, базальные слои ее заключают органические остатки, из которых определены водоросли, фораминиферы и брахиоподы верхнемосковского подъяруса [10]. Комплексы же фораминифер верхнебашкирского и нижнемосковского подъярусов приурочены в основном к обломкам и галькам карбонатных пород конгломератов гравелитов и известковистых песчаников, хотя это не исключает присутствие аналогичных форм фораминифер и в цементе. Приведенные данные противоречат мнению о позднебашкирском-раннемосковском возрасте нижней части мубаракской свиты и позволяют уверенно относить ее к отложениям с возрастным интервалом от позднемосковского до позднекарбонового ($C_2m_2—C_3$).

Перебиванию могут подвергаться не только фораминиферы, но и другие группы ископаемых органических остатков, например аммоноидеи, с чем мы столкнулись при изучении вулканогенно-осадочной серии Юго-Западного Дарваза. Здесь давно известны находки гониатитов в аспандоуской свите [8]. Свита сложена подушечными лавами и лавобрекчиями базальтовых порфиров красно-коричневого и фиолетового цвета. Для нее характерны розоватые, реже зеленоватые пелитоморфные известняки, слагающие тела линзообразной и неправильной формы, а также маломощные прерывистые прослои и горизонты, часто причудливых очертаний, не типичных для карбонатных пород. Аналогичные известняки выполняют пространство между шарами, радиальные и концентрические трещины остывания в ша-

ровых отдельностях базальтов. Помимо розовых известняков среди лав местами отмечаются редкие обломки и мелкие глыбы серого и светло-серого известняка, линзы туфобрекчий и глыбовых конгломератобрекчий хаотического строения.

Раннесерпуховский возраст аспандоуской свиты базируется на находках гониатитов, собранных в розовых известняках с разных стратиграфических уровней. Однако аспандоуская свита залегает стратиграфически нормально на отложениях калайхумбской свиты среднего карбона [11] и, следовательно, возраст ее не может быть раннекаменноугольным. Эти, на первый взгляд, противоестественные соотношения свит, если допускать нахождение окаменелостей гониатитов *in situ*, можно объяснить только с позиций переотложения фаунистических остатков. Достоверные структурно-геологические данные, которые свидетельствовали бы о покровно-надвиговом залегании нижнекаменноугольной аспандоуской свиты на среднекаменноугольной, отсутствуют.

Подтверждением вторичного залегания раннекаменноугольных раковин гониатитов в аспандоуской свите служит не только ее положение в разрезе, но и наличие среднекаменноугольных органических остатков, собранных в обломках и гальках из линз конгломератобрекчий, заключенных в коричневато-фиолетовых подушечных лавах. Из известняковых глыб, обломков и цемента конгломератобрекчий собраны водоросли и фораминиферы серпуховского и башкирского ярусов [11].

Итак, при решении вопроса о возрасте терригенных и вулканогенно-терригенных отложений, содержащих олистолит-олистостромовые комплексы, необходимо учитывать возможность нахождения в них более древних палеонтологических остатков в аллохтонном захоронении, т. е. окаменелостей, не определяющих возраст толщ. В связи с этим при стратиграфическом расчленении подобных отложений палеон-

тологический метод следует применять с большой осторожностью, без излишней прямолинейности, с обязательным учетом охарактеризованного явления. При установлении возраста терригенных свит, содержащих олистостромовые комплексы, нужно учитывать геологические соотношения, определяющие их стратиграфическое положение на обширной территории и массовость сборов палеонтологических остатков

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта // Тр. Института геологии АН Тадж. ССР. 1961. Т. 4. С. 66—98.
2. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Схема стратиграфии среднепалеозойских отложений Дарваза // Докл. АН ТаджССР. 1974. Т. 17. № 5. С. 52—54.
3. Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана) // Мат-лы по региональной стратиграфии СССР. М., 1963. С. 162—170.
4. Кухтиков М. М., Черенков И. Н. Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969. С. 71—81.
5. Кухтиков М. М., Черенков И. Н. Олистостромы вулканогенно-осадочной формации Гиссаро-Алая и Дарваза // Сов. геология. 1984. № 3. С. 71—81.
6. Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта // Изв. ТФАН СССР. Сер. геол. 1946. № 11. С. 10—14.
7. Ордовик Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) / А. И. Лаврусевич, Д. А. Старшинин, В. М. Лаврусевич и др. // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1972. № 1. С. 59—66.
8. Руженцев С. В. Стратиграфия вулканических и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 4. С. 947—949.
9. Степанов Д. Л., Месечников М. С. Общая стратиграфия. — М.: Недра, 1979.
10. Черенков И. Н. О возрасте флишевых толщ Гиссаро-Алая в связи с переотложением органических остатков // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1971. № 1. № 4 (42). С. 99—105.
11. Черенков И. Н. Возраст вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза в связи с явлением олистостромообразования // Докл. АН ТаджССР. 1984. № 1. С. 37—40.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Биозональная схема верхнего силура Туркестано-Алая по граптолитам

Т. Н. КОРЕНЬ (ВСЕГЕИ), В. Н. ЛЫТОЧКИН (Киргизгеология)

В местной, региональной и глобальной стратиграфии граптолитовые зоны используются с различными целями. Эти подразделения служат наиболее дробными единицами местного биостратиграфического расчленения и определения возраста картируемых геологических тел. В сложно построенных сланцевых толщах часто только по распространению граптолитов выявляются нормальная последовательность, их истинная мощность, возрастное скопление границ местных стратонтов, скрытые стратиграфические перерывы и тектонические нарушения. В региональных исследованиях граптолитовая зона используется прежде всего как корреляционное подразделение высокой разрешающей способности. Зональная схема создается на основе синтеза биостратиграфических данных, полученных при сопоставлении детально расчлененных разрезов. Дробность ее единиц зависит от непрерывности и полноты палеонтологической характеристики. Глобальная протяженность и устойчивость диагностических критериев многих силурийских зон позволяют проводить прямую корреляцию местных стратонтов с единицами общей стратиграфической шкалы системы, границы которых по определению в

стратотипах совпадают с зональными рубежами по граптолитам [8].

Верхнесилурийские отложения с граптолитами широко распространены в Южном Тянь-Шане (рисунок). С начала 50-х годов выделенные по этой группе биостратиграфические зоны и слои применяются для датировки местных стратиграфических подразделений. До последнего времени зональные схемы разрабатывались преимущественно в результате обобщения данных по составу комплексов граптолитов в разрозненных местонахождениях и их сравнения с типовыми британскими и чешскими зональными шкалами [2]. В связи с возросшими требованиями к детальности расчленения и корреляции изменилась методика составления зональных схем. От точечных сборов фауны стратиграфы перешли к поискам и послойному изучению непрерывных разрезов [4]. Эта методика использована при составлении предлагаемой схемы граптолитовых зон верхнего силура. В ее основу положены материалы исследования непрерывных разрезов курсалинской, пульгонской, тегермачской и ириджилгинской свит на северных склонах Туркестанского и в Алайском хребтах (см. рисунок).

Верхнесилурийские отложения с

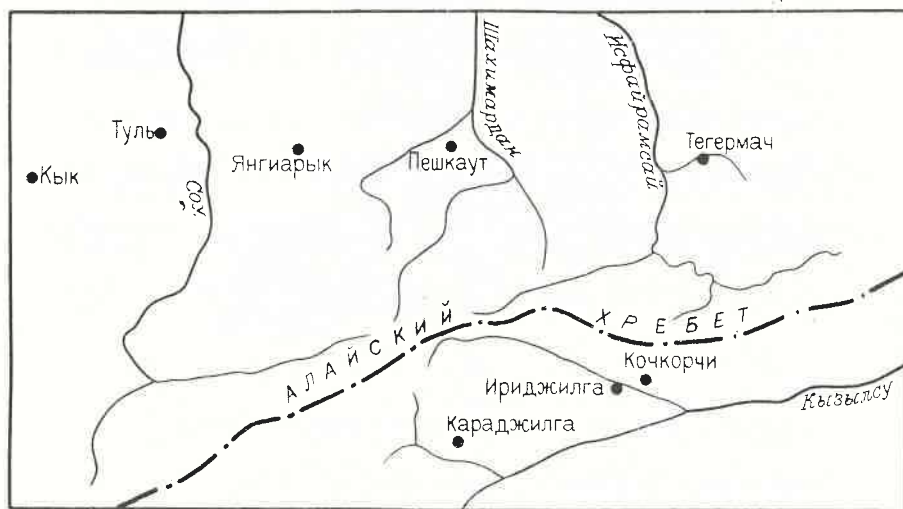


Схема расположения разрезов верхнего силура с граптолитами в пределах Туркестано-Алая

граптолитами обычно составляют основные мощных тектонических покровов или образуют самостоятельные тектонические единицы в современных покровно-складчатых сооружениях Южного Тянь-Шаня. Выделяются два основных литологических типа — преимущественно песчано-алевропелитовые и углеродисто-глинистые. Отложения первого типа (мощность до 1000 м) представлены неравномерно чередующимися тонкоритмичными турбидитами песчано-алевропелитового состава, грубообломочными валунно-галечными конгломератами хаотического строения и тонкомикрослоистыми алевропелитами. Непрерывная биостратиграфическая последовательность почти неизвестна ввиду разобщенных, хотя и многочисленных находок граптолитов. Песчано-алевропелитовые отложения верхнего венлока — пржидоли на северном склоне Туркестанского и Алайского хребтов относятся к пульгонской и тегермачской свитам (таблица). Толща, представленная преимущественно песчаниками, выделена в джумассуйскую свиту пржидольско-лохковского возраста. Чилесайская и майданская свиты интерпретируются как олистостромовые фации и не рассматриваются в качестве самостоятельных подразделений.

Углеродисто-глинистые отложения выделены в курсалинскую свиту венлока — пржидоли и детально изучены в последние годы [4]. Среди них преобладают алевропелиты с многочисленными граптолитами, отмечаются тонкие линзующиеся прослои калькаренитов и полимиктовых, преимущественно известковистых песчаников с конодонтами, иногда с детритом криноидей, брахиопод и других скелетных остатков. На южном склоне Алайского хребта однородные углеродисто-кремнистые сланцы с граптолитами верхнего венлока — лохкова картируются в составе ириджилгинской свиты (см. таблицу). По латерали они замещаются переслаивающимися аргиллитами и калькаренитами кочкорчинской свиты приблизительно того же возраста.

Для верхнесилурийских толщ с граптолитами в Туркестано-Алае характерны напряженная изоклиная складчатость и чешуйчатые надвиги небольшой амплитуды, формирующие псевдомоноклинали с многократно уве-

личенной видимой мощностью пород. Эти отложения участвуют в строении терригенных меланжей и олистостром. Определить первоначальные стратиграфические соотношения, истинные мощности отложений, выяснить внутреннее строение и реконструировать палеообстановки их образования зачастую оказывается возможным только с помощью детального биостратиграфического анализа [1, 7].

Предлагаемая региональная схема биостратиграфических зон (см. таблицу) в основном разработана на типовых разрезах конденсированных сланцевых толщ курсалинской свиты по руч. Пешкаут и вблизи кишлака Туль. В правой части таблицы приведены наиболее полные разрезы на территории Туркестано-Алая, в которых выделяемые зоны могут быть достоверно прослежены по комплексам граптолитов. Авторы придерживаются опубликованной ранее схемы расчленения верхнего силура на горизонты (снизу вверх): курганский (зоны *nilssoni/colonus-leintwardinensis*), тамчинский (*cornutus/podoliensis-formosus / spinus*) и исфаринский (*parultimus-transgrediens*) [4]. В этих объемах перечисленные горизонты наиболее достоверно устанавливаются по находкам граптолитов в отложениях различного вещественного состава. В левой части таблицы дана стандартная шкала граптолитовых зон [3] с дополнениями, внесенными Т. Н. Корень и Р. Коксом в 1990 г. в связи с составлением корреляционных схем силурийских отложений различных континентов. Сопоставление граптолитовых зон Туркестано-Алая со стандартными подразделениями позволяет определить возраст региональных стратонов в единицах современной общей стратиграфической шкалы [8], опубликованной в Постановлениях МСК СССР (1989, вып. 24).

Ниже описываются граптолитовые зоны, выделяемые в лудловских и пржидольских отложениях. Граница венлока и лудлова в изученных разрезах наиболее полно датирована граптолитами в монофациальной последовательности углеродисто-глинистых сланцев нижней части курсалинской и ириджилгинской свит Алайского хребта. Верхневенлоксские (гомерские) толщи детально расчленены на граптолитовые зоны (снизу вверх): *lundgreni/*

testis, dubius nassa, sherrardae (praedeubeli), deubeli и ludensis [5, 6]. Основание лудлова определяется по появлению *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.) и *Saetograptus (Colonograptus) colonus* (Bagg.), характеризующих одноименную зону.

Лудловский ярус. Типовые разрезы лудловских отложений с граптолитами в Туркестано-Алае изучены в курсалинской свите по руч. Пешкаут [1] и позднее у кишлака Туль, где мощность углеродисто-глинистых сланцев не превышает 50—70 м. Наибольший стратиграфический объем и соответственно мощность имеют зоны scanicus/chimaera и formosus/spineus. Эти подразделения, а также зона leintwardinensis широко распространены и легко опознаются на изученной площади. Фрагменты граптолитовой последовательности лудлова сохранились среди сложнодислоцированных черносланцевых толщ курсалинской свиты по руч. Янгиарык и ириджилгинской свиты по ручьям Ириджилга и Караджилга. В песчано-алевропелитовых отложениях (пультонская и тегермачская свиты) лудловские подразделения прослеживаются по находкам зональных комплексов граптолитов на отдельных стратиграфических уровнях. В единичных разрезах пультонской свиты с более полной палеонтологической характеристикой (гора Кык) определены диапазоны распространения единичных таксонов и соответственно границы некоторых зон. Мощность лудлова в терригенных толщах 150—200 м.

Горстийский подъярус. Зона nilssoni/colonus в единой последовательности с подстилающей зоной изучена в курсалинской свите по ручьям Пешкаут и Янгиарык, а также у кишлака Туль (см. рисунок). Нижняя граница определяется по появлению диагностических видов *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.), *Bohemograptus bohemicus* (Larw.), *Saetograptus (Colonograptus) roemerii* (Bagg.), *Plectograptus macilentus* Tullb. и *Pl. spinosus* (Wood). Преемственность состава граптолитов на границе венлока и лудлова весьма незначительная. В самых низах зоны встречаются *M. ludensis* (Murch.) и *Gothograptus nassa* (Holm), до конца позднего силура продолжают существовать консервативные *Pristiograptus dubius* (Suess).

Зона scanicus/chimaera детально описана в разрезах курсалинской свиты по руч. Пешкаут и прослежена на всей площади распространения этой свиты. Нижняя граница устанавливается по появлению *Saetograptus chimaera* (Bagg.) и группы *L. scanicus* (Tullb.), доминирующих в нижней части подразделения. Верху зоны характеризуются распространением первых *Cucullograptus hemiaversus* Urb., а также *Bohemograptus tenuis* (Boič.), *Neolobograptus ex gr. butovicensis* (Boič.), *M. haupti* Kühne и др. Зона отличается самым большим таксономическим разнообразием граптолитов. Для местной корреляции используются уровни доминирования диагностических таксонов. В составе зонального комплекса имеются общие формы с предшествующей зоной. Основные различия — отсутствие *S. (S.) chimaera* в базальном подразделении лудлова и резкое увеличение разнообразия граптолитов в описываемой зоне.

Лудфордский подъярус Нижняя граница зоны leintwardinensis определяется по появлению вида-индекса, особенно многочисленного в средней и верхней частях подразделения. В пределах всей зоны (за исключением базальных слоев) ему сопутствуют морфологически характерные *Saetograptus (S.) linearis* Boič. Другие диагностические члены комплекса — *Cucullograptus aversus* Urb., *Bohemograptus praecornutus* Urb. и новые монографитиды с текой типа "uncinatus". Встречаются общие с предшествующим подразделением таксоны: *Cucullograptus hemiaversus*, *Neolobograptus ex gr. butovicensis* (Boič.), *Monograptus haupti* (Kühne), *M. tatlitensis* (Lenz) и др. Найдены редкие экземпляры последних плектографитид.

Зона cornutus/podoliensis опознается в единой последовательности со смежными подразделениями только в разрезах курсалинской свиты по руч. Пешкаут и у кишлака Туль. Нижняя граница фиксируется по внезапному исчезновению эзографитид и плектографитид, на смену которым приходят редкие *B. cornutus* Urb. и многочисленные *N. podoliensis* (Boič.). Еще одним диагностическим признаком зоны служит увеличение плотности популяции видов группы *M. uncinatus* Tullb.

Зона formosus/spineus — одно из са-

РБЗ	Корреляция местных стратиграфических подразделений					
	Междуречье Абшир — Акбура			Южный склон Алайского хребта, Восточный Адай		
	руч. Тегермач		р. Кычик-Алай (Восточный)			
19	Джумасульская свита				M. falcarius	150 — 200 м
18		M. hercynicus			M. hercynicus, M. praehercenicus, M. cf. uniformis	
17		M. uniformis				
16		M. transgrediens			M. transgrediens	
15	400 — 500 м	M. bouceki, M. transgrediens	Толща глинистых сланцев, алевролитов с C. linnaeasoni, M. flemingii, M. testis в нижней части, M. ex gr. ultimus, M. perneri, M. transgrediens в верхней	250 — 300 м	M. ex gr. transgrediens	Конкординская свита
14						
13						
12						
11		M. formosus, M. spineus			M. formosus, M. spineus, M. latilobus, P. fragmentalis	
10	Тегермачская свита	?	Толща глинистых сланцев, алевролитов с C. linnaeasoni, M. flemingii, M. testis в нижней части, M. ex gr. ultimus, M. perneri, M. transgrediens в верхней	Ирджингаганская свита	Nl. podoliensis	В нижней части — N. nilssoni, B. bohemicus, S.(S.) chimaera, P. dubius, в верхней — M. cf. perneri, M. sp. indet
9		S. (S.) leintwardinensis, B. bohemicus			S. (S.) leintwardinensis, Cc. hemiaversus, S. (S.) linearis	
8		N. nilssoni, L. scanicus, S.(C.) colonus, S.(C.) roemerii, S. (S.) chimaera, B. bohemicus			S. (S.) chimaera, L. ex gr. scanicus	
7					N. cf. nilssoni, S.(C.) colonus, B. bohemicus	
6						
5						?
4		?				
3						
2					M. testis, M. flemingii, C. lundgreni	
1						

РБГЗ	Корреляция местных стратиграфических подразделений					
	Северный склон Алайского хребта (междуречье Исфара — Исфайрамсай)					
	пос. Туль, ручьи Янги-Арык, Пешкаут		р. Сох, ручьи Сарыкамыш, Шунк, Шуран, р. Шахимардан		гора Кык	
	Тамашин-ская свита		Джидалинская свита		Талбулакская серия	
19						<i>M. falcarius</i>
18		<i>M. hercynicus</i>				<i>M. hercynicus</i>
17		<i>M. uniformis</i> <i>M. aequabilis</i>				<i>M. uniformis</i>
16		<i>M. transgrediens</i>				<i>M. transgrediens</i>
15		<i>M. ex gr. transgrediens</i> , <i>M. boučeki</i> , <i>M. aff. lochkovensis</i>		<i>M. ex gr. transgrediens</i>		<i>M. ex gr. transgrediens</i> , <i>M. aff. lochkovensis</i>
14		<i>M. brandensis</i>				
13		<i>M. ultimus</i>		<i>M. ex gr. ultimus</i>		?
12		<i>M. parultimus</i>		<i>M. formosus</i>		
11		<i>M. formosus</i> , <i>M. spineus</i> , <i>P. fragmentalis</i>				<i>M. formosus</i> , <i>M. latilobus</i> , <i>P. kolednikensis</i>
10		<i>B. cornutus</i> , <i>B.b. tenuis</i> , <i>NI. podoliensis</i> , <i>M. haupti</i>		<i>B.b. tenuis</i>		?
9		<i>S. (S.) leintwardinensis</i> , <i>S. (S.) linearis</i> , <i>Cc. hemiavertus</i>		<i>S. (S.) leintwardinensis</i> , <i>S. (S.) linearis</i>		<i>S. (S.) linearis</i> , <i>S. (S.) leintwardinensis</i>
8		<i>L. scanicus</i> , <i>L. progenitor</i> , <i>S. (S.) chimaera</i>		<i>S. (S.) chimaera</i> , <i>L. scanicus</i> , <i>B. bohemicus</i>		<i>L. ex gr. scanicus</i> , <i>M. cf. haupti</i> , <i>P.d. tumescens</i>
7		<i>N. nilssoni</i> , <i>S. (C.) colonus</i> , <i>B. bohemicus</i> <i>Pl. macilentus</i>		<i>N. nilssoni</i> , <i>S. (C.) colonus</i> , <i>B. bohemicus</i>		<i>S. (C.) colonus</i> , <i>B. bohemicus</i> , <i>S. (C.) roemerii</i> , <i>B.b. tenuis</i>
6		<i>M. ludensis</i> , <i>Plectograptus div. sp.</i> , <i>Gothogr. div. sp.</i>				<i>G. nassa</i> , <i>Plectograptus sp.</i> , <i>M. ludensis</i> , <i>P. dubius</i>
5		<i>M. deubeli</i> , <i>Pl. div. sp.</i> , <i>G. div. sp.</i> , <i>P. aubius</i>				
4		<i>M. sherr.</i> , <i>M. claudiae</i> , <i>Pl. div. sp.</i> , <i>P. dubius</i> , <i>M. insperatus</i> , <i>M. praedeubeli</i>				
3		<i>P. dubius</i> , <i>G. nassa</i>				
2		<i>M. testis</i> , <i>M. flemingii</i> , <i>C. lundgreni</i> , <i>C. radians</i> , <i>Mcl. flumendosae</i>		<i>M. testis</i> , <i>M. flemingii</i>		<i>M. testis</i> , <i>Cyrtogr.</i> <i>sp. indet.</i> , <i>Pristiograptus sp.</i>
1		<i>M. ex gr. flexilis</i> , <i>Cyrtograptus div. sp.</i>				

мых надежных и легко диагностируемых подразделений лудфорда по наличию и хорошей представительности зональных таксонов. Нижняя граница определяется по их появлению в разрезах в ассоциации с *Pristiograptus fragmentalis* Bouček и *Monograptus balticus* Teller. Транзитными для зоны являются редкие *P. dubius* (Suess) и многочисленные *Linograptus posthumus* (R. Richt.).

Пржидольский ярус. Отложения этого возраста в Туркестано-Алае входят в состав курсалинской, пульгонской, тегермачской, джумассуйской, ириджилгинской и кочкорчинской свит, а также талбулакской серии и ее аналогов. В последние годы в углеродисто-глинистых толщах курсалинской свиты детально изучены пограничные слои лудова и пржидоли. В непрерывных разрезах по руч. Пешкаут и у кишлака Туль выше граптолитовой зоны *formosus/spineus* выделены следующие зональные единицы (снизу вверх): *parultimus*, *ultimus* и *branikensis*. Они идентичны зонам, установленным Г. Егером в копанинско-пожарских отложениях типовой площади пржидоли в Пражском бассейне. Ранее эта часть разреза в Южном Тянь-Шане в связи с недостаточной палеонтологической характеристикой диагностировалась как зона *ultimus* s. l. [4]. В результате исследований последних лет подошва пржидоли в основании зоны *parultimus* надежно определена в разрезах курсалинской свиты. Граптолиты, принадлежащие группе *M. ultimus*, выявлены в нескольких выходах пульгонской свиты и талбулакской серии. Верхняя часть яруса по распространению граптолитов группы *M. transgrediens* (Pегпег.) датируется в ряде местных подразделений верхнего силура Туркестано-Алая.

Мощность пржидольских отложений в курсалинской свите по руч. Пешкаут и у кишлака Туль первые десятки метров. Можно предполагать, что она достигает 60—90 м в ириджилгинской и 200—300 м в пульгонской, тегермачской и джумассуйской свитах.

Нижняя граница зоны *parultimus* в курсалинской свите проводится по внезапному появлению многочисленных экземпляров *Monograptus parultimus* Jaeger и соответствует стратиграфическому диапазону этого вида. Преемственность с предшествующим комплек-

сом существенная, т. к. зональную границу проходят представители группы *Pristiograptus dubius* (Suess), *Monograptus formosus* Bouček и *Linograptus posthumus* (R. Richt.). Характерна незначительная мощность, не превышающая первые десятки сантиметров в разрезах по руч. Пешкаут и в районе кишлака Туль.

Зона *ultimus*, как и предшествующее ей подразделение, отвечает диапазону распространения вида-индекса. Граница зон *parultimus* и *ultimus* прослеживается по смене генетически связанных зональных таксонов, относящихся к одной филетической линии. Остальные члены комплекса смежных зон общие. Для всех известных местонахождений зоны характерны высокая численность популяций *M. ultimus* Pегпег и присутствие редких экземпляров сопровождающих монографтид. Мощность зоны приблизительно 0,8 м достоверно установлена в курсалинской свите по руч. Пешкаут и у кишлака Туль.

Зона *branikensis* в единых разрезах с предшествующим подразделением выделена по находкам многочисленных экземпляров *M. branikensis* Jaeger в ассоциации с редкими *L. posthumus*. Это первое местонахождение зоны за пределами типовой площади в Пражском бассейне. Нижняя граница зоны определяется по появлению зонального таксона, следующего за *M. ultimus* в одной линии развития. Комплекс зоны обедняется за счет исчезновения *M. formosus*, *M. ultimus* и *P. fragmentalis* в кровле нижележащего подразделения. Мощность сравнима с двумя предшествующими зонами.

Зона *transgrediens* выделяется в единых разрезах с зоной *branikensis* и включает весь интервал курсалинской свиты, в котором встречаются граптолиты группы *Monograptus transgrediens* Pегпег. Перспективна дальнейшая зональная дифференциация этого подразделения во вновь изученных разрезах у кишлака Туль. Более полная палеонтологическая характеристика зоны получена в разрезах тегермачской свиты в верховьях р. Абшир и пульгонской свиты по правому борту р. Сох в ее нижнем течении. В обоих местонахождениях дифференцируются слои с *M. transgrediens* и слои, в которых этот вид ассоциирует с *Monograptus bouceki* Pегпег. В публика-

циях упоминаются также находки *Monograptus perneri* В о и џ. в тех же разрезах. Оба таксона датируют одноименные зональные уровни в пределах диапазона распространения *M. transgrediens*.

В нижней части исфаринской свиты в ее типовом разрезе по р. Исфара Т. Н. Корень определены *M. transgrediens* в ассоциации с *M. lochkovensensis* (P ř i b.). В курсалинской свите по руч. Пешкаут и в верхах исфаринской свиты по склонам горы Кык самые верхи пржидоли датируются по моноспецифическим скоплениям типичных *M. transgrediens*. Таким образом, в верхнесилурийских разрезах Туркестано-Алая отмечаются все зональные уровни верхнепржидольской граптолитовой последовательности, известные в типовой области Пражского бассейна. Однако для их обоснования в качестве самостоятельных подразделений необходимо изучение непрерывных разрезов, в которых могут быть установлены диапазоны стратиграфического распространения диагностических таксонов *M. bouseki* и *M. perneri*. В связи со значительными трудностями в диагностике позднепржидольских монографитид необходимо наличие представительных палеонтологических коллекций хорошей сохранности.

Граница силура и девона в разнофациальных толщах с граптолитами в пределах Туркестано-Алая определяется по появлению монографитид *M. uniformis* P ř i b., *M. aequabilis aequabilis* (P ř i b.) и *M. microdon* (R. R i c h t.), сменяющих почти моноспецифическую ассоциацию зоны *M. transgrediens*.

В результате исследований в Туркестано-Алае существенно дополнена палеонтологическая характеристика лудловских, пржидольских и смежных с ними отложений. Собраны обширные коллекции граптолитов, насчитывающие тысячи экземпляров, тщательно привязанных к маркированным разрезам. Пополнились данные о распространении силурийских граптолитовых толщ на северных склонах Алайского хребта, изучены выходы силура на его

южных склонах и в Алайской долине. Собранные коллекции определены, систематизируются и монографически изучаются. Детализировано зональное расчленение гомера и пограничных лудловско-пржидольских отложений, расширены представления о вещественном составе силурийских отложений с граптолитами и намечены закономерности их латеральных изменений. При проведении крупномасштабного геологического картирования детализирована местная стратиграфическая схема, уточнен объем ранее известных свит, выявлено скольжение границ некоторых стратиграфических единиц на площади. Полученные результаты войдут в новую региональную схему силурийских отложений Средней Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биостратиграфические методы изучения сложных седиментационных и тектонических структур/Т. Н. Корень, В. А. Аристов, А. В. Джечураева, В. Н. Лыточкин//Сов. геология. 1991. № 1. С. 50—56.
2. Зональное расчленение и корреляция силурийских отложений по граптолитам в Средней Азии/А. М. Обут, З. М. Абдуазимова, А. Н. Голиков, Р. Е. Риненберг//Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М., 1968. С. 75—85.
3. Корень Т. Н. Зональная стратиграфия и границы силура по граптолитам: Автореф. дис... докт. геол.-минер. наук. — Л., 1986.
4. Корень Т. Н., Клишевич В. Л., Риненберг Р. Е. Опорный разрез пелагических толщ верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы//Сов. геология. 1986. № 11. С. 62—74.
5. Корень Т. Н., Лыточкин В. Н. Граптолитовые зоны на рубеже венлока и лудлова (детализация расчленения и возможности корреляции)//Пределы точности биостратиграфической корреляции: Тез. докл. XXXVI сессии ВПО. Сыктывкар, 1990. С. 34—35.
6. Корень Т. Н., Риненберг Р. Е. Событие lundgreni в пелагических фациях позднего венлока Южного Тянь-Шаня//Граптолиты в истории Земли: Тез. докл. V симпозиума по изучению граптолитов в СССР. Вильнюс, 1988. С. 11—14.
7. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта/Л. В. Кузнецов, В. Н. Лыточкин, В. М. Ненахов, А. С. Перфильев//Геотектоника. 1990. № 5. С. 69—80.
8. Bassett M. G. Towards a "common language" in stratigraphy//Episodes. 1985. Vol. 8. N 2. P. 87—92.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

Глубинная геология Балхашского сегмента литосферы Казахстана

И. П. БЕНЕВОЛЕНСКИЙ (ИГН Академии наук Казахстана)

Проходка Кольской, Саатлинской и Криворожской сверхглубоких скважин не подтвердила предложенные на стадии их проектирования геолого-геофизические модели [9], что вызывает необходимость разработки альтернативных представлений. Проведенные в 1986-1989 гг. Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева исследования по созданию комплексной модели Балхашского сегмента литосферы Казахстана, явившиеся составной частью межведомственной программы по проблеме «Комплексное изучение геологии и металлогении Балхашского сегмента земной коры Казахстана», позволили наметить новые подходы к геологической интерпретации региональных физических полей [1].

Балхашский сегмент детально изучен геофизическими методами. В рамках указанной программы КазИМСом, Казфилиалом ВИРГ, ПГО «Казгеофизика», ИГН АН КазССР проведены дополнительные, главным образом сейсмические, и обобщающие работы, результаты которых отражены в монографии [4], статья [2, 14] и отчетах.

Предшествующие построения базировались в основном на слоистых и слоисто-блоковых сейсмических моделях, причем преобладали представления о том, что сейсмические (отождествленные с плотностными) субгоризонтальные границы, включая поверхность Мохо, разграничивают петрографически различные слои разреза Земли [12]. Более детальные исследования последних лет в пределах Балхашского сегмента и его складчатого обрамления показали, что в качестве региональных сейсмических границ раздела могут рассматриваться лишь кровля консолидированной коры и поверхность Мохо. Консолидированная кора между этими границами представляется как неоднородно-градиентная

среда, в которой общее закономерное нарастание скорости прохождения упругих волн с глубиной осложняется появлением локально распространенных волноводных слоев. Внутри консолидированной коры выдержанные промежуточные границы отсутствуют, а многочисленные отражающие площадки и непротяженные горизонты с отличающимися упругими свойствами имеют различное залегание (от субгоризонтального до наклонного) и хаотическое распределение [7].

Для перехода от скоростных характеристик к плотности (и соответственно к вещественному составу земной коры) пользуются эмпирическими формулами линейной корреляционной зависимости между этими параметрами. Однако данные формулы на территории Балхашского сегмента и других регионов щитов не отвечают в целом реальным соотношениям как на уровне минералов, пород и формаций, так и в глубинных недрах земной коры, и справедливы в какой-то мере только для образований платформенного чехла [6]. Петрофизические исследования, опыт бурения Кольской сверхглубокой скважины [10] и теоретические соображения позволяют сделать однозначный вывод об отсутствии на больших глубинах корреляционных зависимостей между скоростью прохождения упругих колебаний и плотностью, поскольку плотностные свойства определяются химико-минералогическим составом, а скоростные в условиях высоких давлений и температур — физическим (напряженным) состоянием вещества.

С учетом рассмотренных представлений о природе физических неоднородностей литосферы и теоретических разработок С. Мурелла (1976) и В. Н. Жаркова [8] предлагается геологическая* модель литосферы Бал-

*Реология — наука о механических свойствах и поведении неидеально упругих тел.

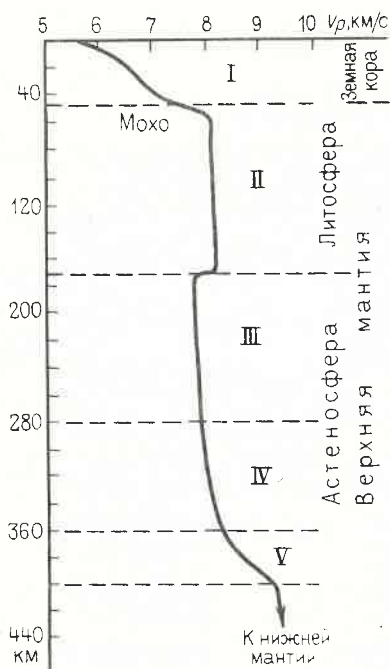


Рис. 1. Реологическая модель литосферы Центрального Казахстана:

I — упругий внешний слой; II — вязкоупругий внутренний слой; III — зона пониженных вязкости и скорости; IV — рост скорости из-за давления вышележащих слоев; V — зона фазовых переходов оливинов в шпинель

ханского сегмента (рис. 1), с теми или иными отклонениями справедливая и для других регионов земного шара. Литосфера подразделяется на упругий внешний слой с проявленными трещиноватостью и пористостью пород и вязкоупругий внутренний, расплывчатая граница раздела между которыми находится на уровне поверхности Мохо, т.е. на глубине 35—45 км (до 60 км в горных областях). Вязкоупругий слой как упругое тело реагирует на кратковременные импульсы (например, сейсмические волны) и как вязкое тело в масштабах геологического времени [8] на такие относительно длительные процессы, как горообразование, денудация, оледенение, трансгрессия и регрессия океанов, рифтогенез и другие тектонические явления. Характерно, что если во внешнем слое скорость продольных и поперечных волн резко возрастает с глубиной главным образом за счет консолидации вещества (уменьшения макро- и микротрещиноватости и пористости), то во внутреннем реологически однородном слое она близка к постоянной.

Господствует точка зрения, что по-

верхность Мохо разграничивает петрографически различные слои разреза Земли: сиалическую и гранулит-базитовую кору от перидотит-эклогит-пиролитовой верхней мантии (А. Рингвуд, 1981). Исходя из реологической модели, более обоснованными следует считать представления Г. Д. Афанасьева [3], о том, что поверхность Мохо с ее расплывчатыми границами отвечает изменениям физического состояния вещества гетерогенных горных пород в условиях высоких давлений и температур с почти полным исчезновением на ее уровне микropористости и микротрещиноватости, существенно влияющих на упругие свойства пород. Данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по Казахстану и другим регионам СНГ свидетельствуют о том, что поверхность Мохо — зеркальное, в общих чертах изостатически скомпенсированное (по модели Эри) отображение земного (на континентах) и подводного (в океанах) рельефа.

Неудачи сейсморазведчиков в прогнозировании разреза земной коры на месте заложения Кольской, Саатлинской и Криворожской сверхглубоких скважин вызваны интерпретацией сейсмической модели как связанной с вещественным составом глубинных пород, а не с их реологическими свойствами.

Под литосферой на глубине 160—180 км на континентах и 80—120 км в океанах повсеместно распространена зона пониженной скорости прохождения упругих волн (астеносфера, или, как ее называют сейсмологи, волновод), характеризующаяся конвективным неустойчивым состоянием, предположительно обусловленным частичным (порядка первых единиц процента) плавления субстрата. Значительно более высокая (в среднем) тектоническая активность литосферы океанических областей по сравнению с континентами в определенной мере может быть связана с меньшей глубиной залегания в ней вязкоупругого слоя и астеносферы.

Новая трактовка сейсмической модели как реологической согласуется с представлениями, высказанными Г. Д. Афанасьевым [3], об отсутствии принципиальной разницы химико-минералогического состава океанической и континентальной земной коры. Специфические же особенности волновых полей можно объяснить различным

их физическим (напряженным состоянием, что предопределяет в конечном итоге тектонический режим в акваториях океанов и на континентах. Такая трактовка снимает многие противоречия и лучше объясняет известные факты. Многочисленные примеры нахождения выходов древних кристаллических (в т. ч. и кислого состава) пород на островах, ксенолитов гранито-гнейсов в излившихся на поднятиях дна океанов базальтах, данные глубоководного бурения и драгирования [3, 15 и др.] свидетельствуют о повсеместном распространении в фундаменте дна океанов гранито-метаморфического основания, в значительной части залитого покровами базальтов. Предложенное в работе [5] объяснение природы «полосовых» магнитных аномалий подводным рельефом магнитоактивной поверхности, т.е. наличием протяженных гряд излившихся базальтов срединно-океанических хребтов, а также данные глубоководного бурения позволяют рассматривать области этих хребтов не как зоны спрединга (новообразования расширяющейся океанической коры), а как рифтоподобные структуры, заложившиеся на древнем гранито-метаморфическом основании в условиях ограниченного раздвигания.

Приведенные соображения, противоречащие гипотезе новой глобальной тектоники, позволяют пересмотреть ее основополагающие положения, которые не могут быть приняты при геолого-геофизическом моделировании литосферы Балхашского сегмента так же, как и сейсмическая реологическая (слоистая) модель.

Проблема сужения многозначности решения обратной задачи геофизики тесно связана с использованием геологического и петрофизического фактического материала. Поэтому на первом этапе исследований внимание уделялось разработке исходных формационно-петрографических моделей, завершившейся публикацией монографии [13], содержащей данные о районировании по типам разреза (структурно-формационным зонам), колонки закономерных рядов геологических формаций, отражающих направленное развитие палеозойского, таблицы петрофизических параметров пород, геологических формаций, свит, интрузивных комплексов. Сложность геологичес-

кого строения Балхашского сегмента обусловила существование различных схем его тектонического строения. Исходные геолого-геофизические модели, использованные при глубинных построениях, основывались на принципах формационного анализа (Н. П. Херасков, 1967), разработанных для Казахстана Г. Ф. Ляпичевым [11]. Структурно-формационные зоны палеозойского, сложенные закономерными рядами геологических тел (формаций), согласно традиционной, начиная с Г. Штилле, терминологии, подразделяются на ортогеосинклинальные, парагеосинклинальные и медиогеосинклинальные. За основу их выделения принята вся совокупность осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций.

Непременным и типичным компонентом начальной стадии ортогеосинклинального ряда является офиолитовая ассоциация. Средняя (инверсионная) стадия представлена флишными (в ортомиогеосинклинальных зонах) и порфиритовыми (в ортоэвгеосинклинальных зонах) формациями. Парагеосинклинальные зоны развивались в режиме срединного массива и сложены преимущественно воздымавшихся зонах метаморфизованным докембрием, а в преимущественно опускавшихся — амагматичными углесто-карбонатно-кремнистыми формациями. Медиогеосинклинальные зоны возрожденного типа соответствуют в Балхашском сегменте континентальным рифтам, заложившихся на «плече» орто- или парагеосинклинальных структур. Осадочные, вулканогенные и интрузивные формации палеозойского дифференцированы по петрофизическим характеристикам [13].

Все больше фактов свидетельствуют о заложении палеозойских структур Балхашского сегмента и его складчатого обрамления на раздробленном протерозойско-архейском основании, которое в позднем рифее представляло собой палеоконтинент. Сходные мнения о наличии древнего гранито-метаморфического основания высказывались и для других фанерозойских складчатых систем, в частности Кавказско-Крымско-Карпатской [3].

Дорифейский метаморфизованный в амфиболитовой фации фундамент по плотностным характеристикам схематично подразделяется на «границы»

тизированный» ($\sigma_{\text{средневзвеш}} 2,65—2,67 \text{ г/см}^3$); фундамент, слабо затронутый гранитизацией ($\sigma_{\text{средневзвеш}} 2,71—2,73 \text{ г/см}^3$); «гранодиоритизированный» ($\sigma_{\text{средневзвеш}} 2,74—2,76 \text{ г/см}^3$); и палеоофиолиты — древние зеленокаменные пояса ($\sigma_{\text{средневзвеш}} 2,78—2,84 \text{ г/см}^3$). Палеоорогенным и палеоплатформенным рифейским образованиям, представленным кварцитпорфиroidными формациями, свойственна относительно пониженная плотность $2,65 \text{ г/см}^3$.

При качественной и количественной интерпретации наряду с геолого-петрофизическими данными использованы карты гравитационного поля в редукции Буге и изоаномал магнитного поля. Пересеченный рельеф Центральноказахстанского мелкосопочника и тем более горный рельеф Северного Тянь-Шаня и Джунгарии определили целесообразность оптимизации редуцирования аномального гравитационного поля в пределах Балхашского сегмента.

Из методик моделирования выбран алгоритм и программа Г. Г. Кравцова (1976), позволяющие аппроксимировать набор геологических тел (формаций) во всей их совокупности ограниченными по простиранию многогранниками, имеющими в сечении форму многоугольников. По геологическим и петрофизическим данным составлялись разрезы первого приближения на глубину до 20 км, включая древний метаморфизованный фундамент, слабо обнажающийся на территории сегмента, которые затем доводились методом подбора на ЭВМ до полного соответствия наблюдаемому гравитационному полю и геологическим представлениям.

В результате проведенных исследований составлены схемы глубинного строения большей части Балхашского сегмента и геолого-геофизические разрезы, соответствующие м-бу 1:500 000. На схемах и разрезах отчетливо отражено блоковое строение верхней части литосферы Балхашского сегмента (рис. 2). Один из разрезов по субмеридиональному профилю АБ приведен на рис. 3. При описании блоки сгруппированы по сходным глубинным разрезам и аналогичным формационным рядам.

Наиболее отчетливо в гравитационном поле выражен Центральноказахстанский региональный гравитаци-

онный минимум, соответствующий области широкого распространения позднепалеозойского гранитоидного магматизма и интенсивной сialisации земной коры. Он ограничен полосами сближенных изоаномал Δg , отвечающими зонам глубинных разломов — Тектурмасскому, Центральноказахстанскому, Бектауатинскому и Атасуйскому.

Нуринский, Жаман-Сарысуйский и Северо-Балхашский блоки, фиксируемые по относительно повышенному гравитационному полю, сложены ортогеосинклинальным рядом формаций, характеризуются наличием на глубине слабогранитизированного дорифейского фундамента и ограниченным проявлением позднепалеозойского орогенного магматизма. Ранняя — ниже-среднеордовикская — стадия представлена офиолитовой ассоциацией, слагающей шовные структуры. В среднюю — инверсионную — стадию образовались порфириновые и преимущественно флишoidные формации средне-позднеордовикского и силурийского возраста. К рассматриваемым блокам приурочены оруденения медно-колчеданной формации (Тесикта, Кикпай) и силикатные руды никеля (Кенеспай, Сарыкулболды).

Успенский, Аксоран-Акжалский и Чийозекский блоки, выделяемые по относительно пониженному уровню гравитационного поля, включают одноименные медиогеосинклинальные формационные зоны возрожденного типа, относящиеся к категории континентальных рифтов, заложившихся на «плече» Жаман-Сарысуйской ортогеосинклинали. Нижний этаж блоков — интенсивно гранитизированный протерозойский фундамент, в верхнем этаже широко проявлен позднепалеозойский, преимущественно кислый по составу магматизм. Границы блоков (Южно-Успенский, Восточно-Ортауский, Жангельдинский, Аксоран-Акжалский и другие глубинные разломы) совпадают с контуром интенсивной орогенной гранитизации. Металлогенические особенности блоков хорошо увязываются с тремя этапами формирования рифтов (Е. Е. Милановский, 1987): сводовым поднятием — стратиформное полиметаллическое оруденение алайгырского типа, приуроченное к андезит-дацитово-й формации $D_2gv—D_3f$ (месторождения и рудопроявления

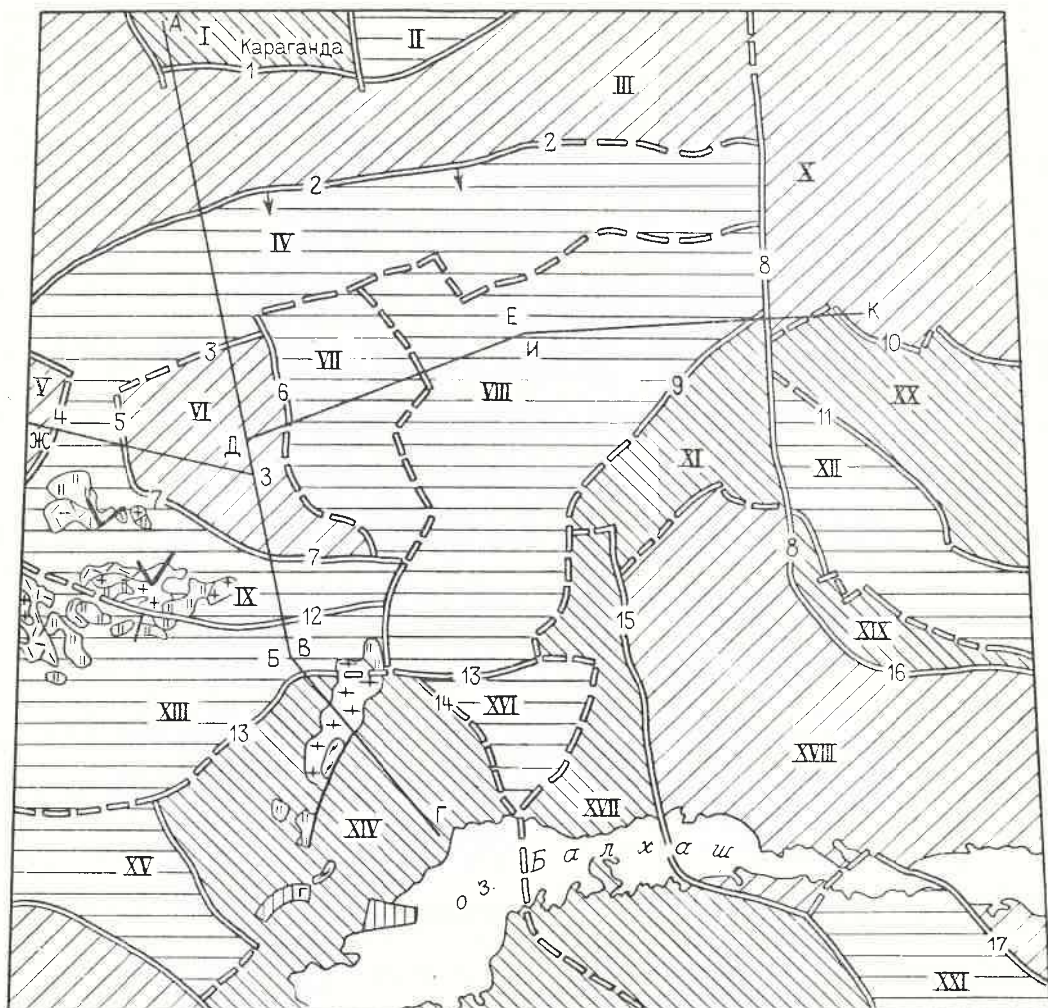


Рис. 2. Схема глубинного строения докембрийского фундамента:

рифей: 1 — кремнистосланцево-порфироидная формация, 2 — кремнистосланцево-кварцитовая формация, 3 — рапакивиоподобные граниты узунжальского комплекса γRn ; **нижний протерозой:** 4 — нерасчлененные ассоциации метаморфизованных формаций (а — гранодиоритизированная кремнистосланцево-амфиболит-плагиигранито-гнейсовая, б — габбро-амфиболитосланцевая — налсееофиолитовая), 5 — плагиигранито-гнейсы мыншукурского комплекса γPR_1 ; **просеки:** 6 — гранитизированная кварцитосланцево-амфиболито-гнейсовая, 7 — слабогранитизированная карбонатно-амфиболито-кремнистосланцевая, 8 — гранодиоритизированная кремнистосланцевая-амфиболит-плагиигранито-гнейсовая, 9 — габбро-амфиболитосланцевая (налсееофиолитовая);

10 — глубинные разломы (1 — Карагандинский, 2 — Тектурмасский, 3 — Южно-Успенский, 4 — Западно-Ортауский, 5 — Восточно-Ортауский, 6 — Жангельдинский, 7 — Аксоран-Акжалский, 8 — Центральноказахстанский, 9 — Кызылрайский, 10 — Мизекский, 11 — Южно-Акбастауский, 12 — Акбастауский, 13 — Бектаутинский, 14 — Жоунрад-Борлинский, 15 — Токрауский, 16 — Калмакэмельский, 17 — Солдатейский); 11 — границы блоков (I — Северо-Карагандинский, II — Кызылтасский, III — Нурынский, IV — Успенский, V — Атасуйский, VI — Жаман-Сарысуйский, VII — Чийозекский, VIII — Токрауский, IX — Аксоран-Акжалский, X — Акбастауский, XI — Жантауский, XII — Котанэмельский, XIII — Киикский, XIV — Моинтинский, XV — Тасжарганский, XVI — Коунрадский, XVII — Котырасанский, XVIII — Северо-Балхашский, XIX — Калмакэмельский, XX — Баканасский, XXI — Каратал-Саркандский); 12 — интерпретационные профили

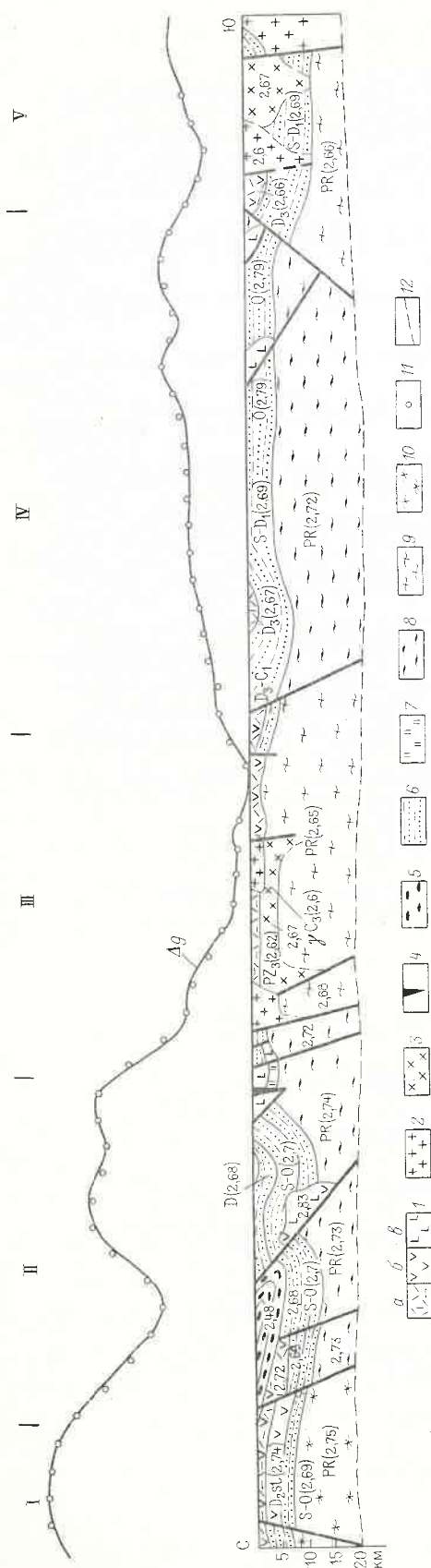


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по профилю АБ:

палеозой: 1 — вулканогенные формации преимущественно кислого (а), среднего (б), основного (в) составов; интрузивные комплексы: 2 — граниты, 3 — гранодиориты, диориты, 4 — базальты, гипербазиты; осадочные формации: 5 — терригенная угленосная, 6 — песчано-сланцевая (флишоподная); рифей: 7 — кварцито-сланцевая формация; нерасчлененные ассоциации дорифейских метаморфизованных формаций; 8 — гранитизированная, 9 — слабогранитизированная, 10 — гранодиоритизированная; 11 — вычисленные значения Δg ; 12 — условная граница учета регионального фона; блоки: I — Северо-Карагандинский, II — Нуринский, III — Успенский, IV — Жаман-Сарысузский, V — Аксоран-Акжалский; цифры в скобках — средневзвешенная плотность, г/см³

Алайгыр, Каратастау, Уста); грабенообразованием в условиях растяжения земной коры — стратиформное полиметаллическое оруденение атасуйского и акжалского типов в ассоциации с углито-карбонатно-кремнистой формацией и формацией калиевых базальтов и трахитов D₃Im—C₁t (Акжал, Металлометрическое, Алабуга, Аксоран, Южная Сарыоба, Карагайлы); позднеорогенным сжатием земной коры — редкометалльное оруденение, парагенетически связанное с калиевыми гранитами акчатауского комплекса перми (Верхнее Кайракты, Коктенколь, Котпар и др.).

Котырассанский, Жантауский и Калмакэмельский блоки, устанавливаемые по относительно повышенному уровню гравитационного поля, на большей части площади сложены медиогеосинклинальным рядом верхнепалеозойских вулканогенных образований более основных по составу, чем соседние блоки Прибалхашско-Илийского магматического пояса, прорванных интрузиями гранитоидов, преимущественно гранодиоритового состава. Данные блоки также относятся к категории континентальных рифтов, заложившихся на «плече» Северо-Балхашской ортогеосинклинали. По геофизическим данным, в них на глубине выявлен древний фундамент с повышенной плотностью, соответствующий «гранодиоритизированному» основанию. С блоками пространственно совпадает медно-порфировое оруденение, парагенетически связанное с каменноугольными умеренно кислыми гранитоидами (Коунрад, Аузбаке, Прибрежный, Бесшоковы, Актогай)

Кницкий, Моинтинский и Южно-

Джунгарский (Текелийский) блоки включают парагеосинклинальные структуры с характерным венд-ордовикским рядом углисто-карбонатно-кремнистых формаций, представляющих собой образования типа чехла срединного массива. С этими формациями пространственно связано стратиформное полиметаллическое оруденение ниже-среднеордовикского уровня текелийского и сууктубинского типов, а также фосфорная и ванадиевая минерализация (А. К. Каюпов, И. П. Беневоленский, М. И. Жуков, Д. Т. Цай, 1988). Киникский и Монитинский блоки, разделенные Бектаутинским глубинным разломом, отличаются различным уровнем гравитационного поля. Соответственно в основании первого из них можно предполагать наличие гранитизированного нижнепротерозойского фундамента, а в основании второго, выделяемого по резко повышенному уровню гравитационного поля, — гранодиоритизированного.

Токрауский и Котанэмельский блоки приурочены к северо-восточному крылу Прибалхашско-Илийского магматического пояса. Они относятся к категории парагеосинклинальных структур типа магматических поясов [11], отличаются уникальным проявлением преимущественно кислого по составу позднепалеозойского магматизма, включают крупные по размерам батолиты калиевых гранитов акчатауского и баканасского комплексов. Для них характерен разуплотненный гранитизированный древний фундамент.

В пределах названных блоков по геофизическим данным выделены и указаны на более детальных схемах и разрезах разломы различных порядков, глубинные интрузии, офиолитовые пояса и другие элементы геологического строения.

Рассмотренная в статье реологическая модель литосферы Балхашского сегмента позволяет судить о ее современном физическом напряженном состоянии и динамике протекавших в ней тектонических процессов, а также внести определенные коррективы в существующие теории тектогенеза. Глубинное геологическое строение верхней

части литосферы по данным интерпретации гравитационного и магнитного полей с использованием исходных формационно-петрофизических моделей представляется в виде разделенных глубинными разломами блоков, сложенных закономерным рядом геологических формаций с дорифейским разнотипно метаморфизованным фундаментом в основании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А., Беневоленский И. П., Пата-лаха Е. И. Глубинное строение Балхашского сегмента земной коры Казахстана//Глубинные исследования недр СССР: Докл. XXVIII МГК. Л., 1989.
2. Акишев Т. А., Климов А. А., Шмаков Ю. Г. Строение земной коры Восточного Казахстана по данным сейсморазведки МОВ//Сов. геология. 1984. № 2. С. 100—108.
3. Афанасьев Г. Д. Избранные труды. — М. Наука: 1981.
4. Бекжанов Г. Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Алма-Ата: Наука, 1984.
5. Беневоленский И. П., Смилов А. А. Об остаточной намагниченности магматических пород континентов (Балхашский сегмент) и дна океанов (срединно-океанические хребты)//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 23—32.
6. Беневоленский И. П. Геологическая природа физических неоднородностей литосферы (на примере Казахстана)//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 3—9.
7. Глубинное строение земной коры Казахстана/Ю. А. Волож, Т. А. Акишев, А. Н. Антоненко и др.//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 24—35.
8. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. — М.: Наука, 1983.
9. Казанский В. И. Глубинное строение недр СССР//Сов. геология, 1989. № 6. С. 5—16.
10. Кольская сверхглубокая./Под ред. Е. И. Козловского. — М.: Недра, 1984.
11. Ляпичев Г. Ф. Тектоно-магматические аспекты металлогенического анализа//Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 14—49.
12. Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии. — Л.: Недра, 1981.
13. Петрофизика геологических формаций. Сер. Балхашский сегмент/И. П. Беневоленский, Ю. А. Волож, Г. Ф. Ляпичев и др. — Алма-Ата: Наука, 1988.
14. Сегалович В. И., Эйдин Р. А. Окраины литосферных плит в разрезах земной коры Казахстана//Сов. геология. 1990. № 8. С. 56—61.
15. Хосино М. Морская геология. — М.: Недра, 1986.

Принята редколлегией 20 сентября 1991 г.

Линейные и очаговые структуры Сонгкель-Кенсуйской зоны Кыргызстана

С. Г. СОЛОВЬЕВ (ИГЕМ), В. А. СТАВИНСКИЙ, С. А. ОКУЛОВ (Киргизгеология)

Сонгкель-Кенсуйская металлогеническая зона Восточного Кыргызстана приурочена к системе глубинных разломов «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня», разделяющей рифеидо-каледониды Северного Тянь-Шаня и каледонидо-герциниды Среднего Тянь-Шаня [5]. Она протягивается более чем на 500 км при ширине 20—80 км и объединяет многочисленные проявления и месторождения вольфрама, молибдена, меди, золота, полиметаллов, висмута (в составе Кенсуйского, Кумбельского, Кашкасу-Нарынского и других рудных полей), которые пространственно и парагенетически связаны с многофазными габбро-монзонит(сиенит)-гранитными интрузивными массивами (Кенсуйским, Сонкульским, Коктурпакским и др.), принадлежащими к средне-позднекаменноугольному (до ранней перми) сонкульскому плутоническому комплексу. Последние формировались в эпоху герцинской эпиплатформенной тектоно-магматической активизации тяньшаньских каледонид, сопряженной с орогенезом в Южно-Тяньшаньской геосинклинальной области, и относятся к шошонит-латитовому типу производных глубинного магматизма, по классификации Л. В. Таусона [5, 6, 10].

В строении рудных районов Сонгкель-Кенсуйской зоны, транслирующей долгоживущим пограничным глубинным разломом, который маркирует ощутимый (около 10—15 км) перепад мощности земной коры, сочетаются разномасштабные элементы линейных и концентрических структур. Наиболее крупные из них, прослеженные и на сопредельной площади, охарактеризованы И. Н. Томсоном, Н. Т. Кочневой, В. С. Кравцовым [11], М. А. Фаворской [13], Р. Д. Джечкураевой [2], Т. Т. Шариповым, А. В. Шимолиным, С. С. Урмановой [14], Л. Н. Орловым [8], Б. А. Трифионовым [12] и др. Так, И. Н. Томсоном с соавторами выделяется «гирляндовая» система крупных сводовых структур, возникшая в каледонскую эпоху и активизированная в герцинское время, начиная с которого она существует как единое целое в

виде цепи овальных сводов размером по длинной оси 200—250 км (Западно-Тяньшаньский, Молдотау-Киргизский, Терской-Кунгейский и Кетменский). Между крупными овальными сводами расположены как бы соединяющие их концентрические структуры диаметром около 100 км.

Сонгкель-Кенсуйская зона протягивается вдоль южного фланга Терской-Кунгейской и Кетменского мегасводов, а отдельные рудные районы приурочены к участкам пересечения субширотных структур меридиональными зонами скрытых разрывных нарушений (рис. 1). Среди последних М. А. Фаворской в целом выделяются три сквозные системы, влияние которых ощутимо уже в раннем палеозое. Первая из них проходит западнее оз. Иссык-Куль при ширине 40—65 км и прослеживается к северу (в Казахстане) в виде зоны Центральноказахстанского разлома и к югу (в Китае) как зона разворота складок меридионального направления. Вторая меридиональная система пересекает восточную часть оз. Иссык-Куль и проявлена слабее двух других, однако ее продолжение на север отчетливо наблюдается на территории Казахстана. Третья меридиональная система проходит восточнее оз. Иссык-Куль и также отмечается как к югу (в Китае), так и к северу (в Казахстане), где на ее продолжении находятся Текелийский разлом и одноименный рудный район.

Именно на участках пересечения меридиональных швов с зоной «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» расположены важнейшие рудные районы Сонгкель-Кенсуйской зоны и наиболее интенсивные проявления магматизма сонкульского комплекса. К ее пересечению с первой меридиональной системой приурочены Сонкульский и Коктурпакский рудные районы, связанные с одноименными магматическими ареалами сонкульского комплекса и включающие месторождения Кумбель, Кашкасу-Нарынского и др., к пересечению со второй — Кумторский рудный район. В металлогеническом аспекте наиболее отчетливо выражена третья, самая вос-

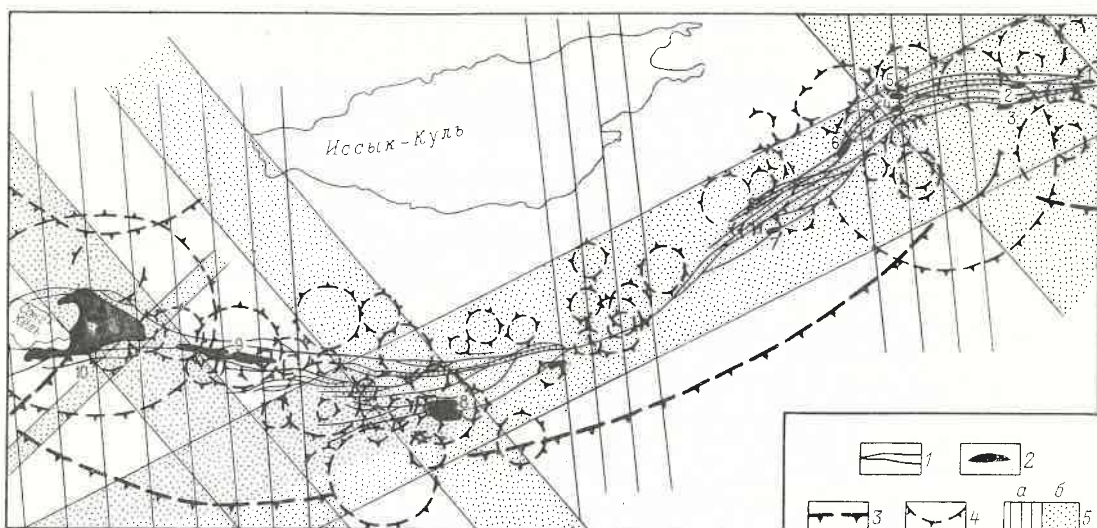


Рис. 1. Позиция рудных районов и полей Сонгкель-Кенсуйской зоны в орогенных структурах:

1 — разломы «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня»; 2 — массивы сонкульского комплекса (1 — Джаркулак-Донарчинский, 2 — Кашкаторский, 3 — Турегельдынский, 4 — Джолколотский, 5 — Кенсуйский, 6 — Моло-Сарычатский,

7 — Ирташский, 8 — Уланский, 9 — Коктурпакский, 10 — Сонкульский); 3 — южная граница мегасводов «гирляндной» системы; 4 — очагово-сводовые структуры; 5 — зоны скрытых разломов (а — меридиональные, по М. А. Фаворской, б — северо-западные и восточно-северо-восточная)

точная, система, которая контролирует позицию Моло-Шаркратминского и Арпатекут-Кенсуйского рудных районов, находящихся к северу от Сарыджазского вольфрам-оловорудного района. К пересечению более восточных фрагментов этой системы с «линией В. А. Николаева» тяготеют Кашкатор-Турегельдынский и Джаркулак-Донарчинский рудные районы.

Наряду с меридиональными и широтными глубинными разломами, контролирующими позицию рудных районов, в Сонгкель-Кенсуйской зоне проявлены разрывные нарушения северо-западного простирания, по-видимому, также относящиеся к трансрегиональным. В Арпатекут-Кенсуйском рудном районе (рис. 2, а) они контролируют центры повышенной магматической активности в пределах Кенсуйского интрузивного массива, к которым тяготеют тела шеелитоносных скарнов и участки интенсивной березитизации с сульфидно-вольфрамовым оруденением. Далее к северо-западу они пересекают контакты Джолколотского интрузива с локализацией на этих участках тел шеелитоносных скарнов. Северо-западные разрывы отчетливо проявлены в Турегельдынском рудном поле (см. рис. 2, в), где они контролируют зоны наиболее интенсивной пропилитизации и определяют границы крупных блоков с раз-

ной насыщенностью магматическими образованиями и степенью эродированности. В Кумбельском рудном поле, входящем в Сонкульский рудный район, северо-западные разрывы определяют удлинение крупных магматических тел (Ичкесуйский массив и др.) и даек, а также позицию некоторых крупных тел шеелитоносных скарнов и зон березитизации.

Особое положение занимает косо-секущая восточно-северо-восточная зона скрытых разрывных нарушений, ранее на этой территории не выделявшаяся. Ее фрагменты проявлены в рудных районах восточной части Сонгкель-Кенсуйской зоны, хотя и менее отчетливо, чем фрагменты северо-западных разрывов. В Арпатекут-Кенсуйском рудном районе подобное простирание имеют многие дайки монцитонитов и жилы тела березитов. Вместе с тем и на западном фланге Сонгкель-Кенсуйской зоны, в Кумбельском рудном поле, отмечены разрывы северо-восточного простирания, которые контролируют положение наиболее крупных тел березитов с шеелит-золотосульфидным оруденением, а также скрытых интрузивных гребней и некоторых тел шеелитоносных скарнов.

Кососекущая зона имеет чечевицеобразное внутреннее строение, состоит из удлиненно-линзовидных фрагмен-

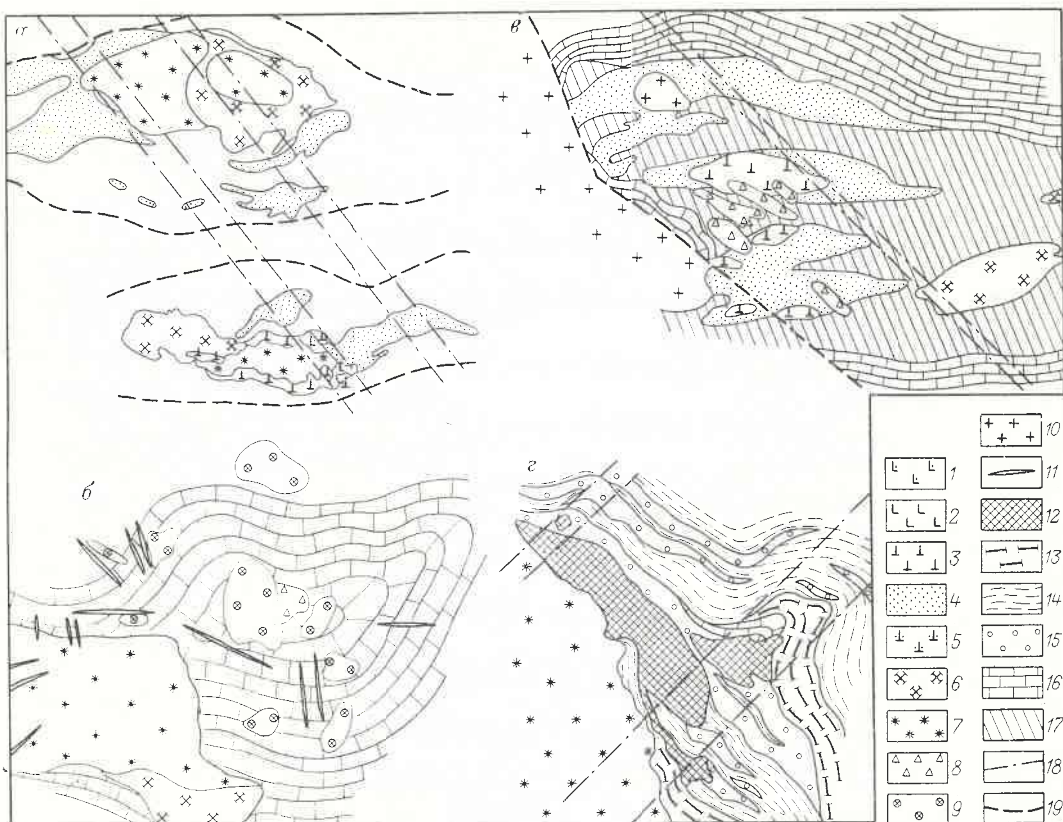


Рис. 2. Схема строения рудных полей и районов Сонгкель-Кенсуйской зоны:

а — Арпатектыр-Кенсуйский рудный район; б — Канкасу-Нарынское, в — Турегельдынское, г — Кумбельское рудные поля: 1 — шонкиниты; 2 — эссекиты; 3 — субщелочные габбро; 4 — гибридные субщелочные габбро; 5 — монзониты; 6 — кварцевые сиениты; 7 — кварцевые монзониты

(кварцевые монзониты); 8 — эруптивные брекчи с кварцево-монзонитовым цементом; 9 — субщелочные лейкограниты; 10 — субщелочные граниты; 11 — дайки гранитоидов и порфиров; 12 — скарны; 13 — полосчатые скарноиды; 14 — алевролиты; 15 — песчаные известняки; 16 — мраморы; 17 — архейские метаморфические породы; 18 — зоны скрытых разрывных нарушений; 19 — разломы

тов различной ширины, кулисоподобно сочленяющихся по ее простиранию, и сопровождается отходящими от нее (оперяющими наподобие «конского хвоста») более узкими зонами северо-восточного простирания. К северо-восточным ответвлениям приурочены объекты Кумбельского, а в Южном Тянь-Шане — Макмальского рудных полей, отличающихся золоторудной спецификой, тогда как основная, восточно-северо-восточная часть косесекущей системы более отчетливо специализирована на олово, вольфрам и молибден. Косесекущая зона протягивается далеко на запад — юго-запад, где в пределах Туркестано-Алая она прослеживается в виде системы аналогичного простирания, выделенной Н. А. Ершовой и др. [3]. Последняя контролирует размещение вольфрамовых, оловянных и сурьмяно-ртутных месторож-

дений, проявлений гранитоидного и щелочного магматизма и относится к позднеорогенным структурам.

Итак, субширотные, меридиональные, северо-западные и восточно-северо-восточная сквозные системы скрытых или проявленных глубинных разломов определяют позицию рудных районов Сонгкель-Кенсуйской зоны, а отдельные разрывные нарушения соответствующего простирания контролируют размещение магматических тел, зон метасоматоза, участков оруденения и нередко расчленяют площади рудных полей и районов на отдельные блоки. При этом ряд исследователей [12 и др.] отмечают магмо- и рудоподводящий характер широтных разрывных нарушений и магмо-рудоконцентрирующую специфику сквозных нарушений меридионального и северо-западного простирания. Сделанный вывод в целом под-

тверждается на примере Сонгкель-Кенсуйской зоны. Действительно, наиболее представительные очаговые ареалы магматизма и оруденения расположены на пересечении широтных глубинных разломов с разрывами меридионального и северо-западного простирания, но тип магматизма и состав оруденения выдерживаются именно вдоль широтной системы «линии В. А. Николаева», что и позволяет выделять указанную металлогеническую зону, протягивающуюся в широтном направлении. Субширотные области магматизма и оруденения иных типов выделяются и на сопредельных площадях, что определяет их смену в меридиональном направлении и соответствующую поясную металлогеническую зональность складчатых областей Тянь-Шаня [4, 9]. Восточно-северо-восточная косесекущая система в одних случаях рассматривается как магмо-рудоконтролирующая, в других (при совпадении ее с субширотными разломами) — как магмо-рудоподводящая структура.

Участки пересечения региональных сквозных разломов наложены на южный фланг «гирляндовой» системы мегасводов и маркируются концентрическими (сводовыми и кальдерными) образованиями более мелких размеров, также наложенными на фланги более крупных сводов. Концентрические структуры широко представлены в Сонгкель-Кенсуйской зоне — в ее рудных районах, полях, месторождениях и их отдельных участках (см. рис. 1). При этом рудным районам свойственны концентрические образования диаметром 20—80 км, рудным полям — структуры диаметром 5—20 км, месторождениям — диаметром от 200—300 м до 5 км. Отчетливо проявлена магмогенная природа сводовых структур, каждой из которых в зависимости от размеров соответствует магматический ареал в целом, отдельный интрузивный массив, его автономная часть или сравнительно небольшой центр повышенной магматической активности в его пределах. Для каждой магмогенной очагово-сводовой структуры характерна определенная специфика:

Наиболее хорошо концентрические очаговые структуры проявлены в Арпатектыр-Кенсуйском рудном районе (см. рис. 2, а). Судя по общей конфигурации разрывных нарушений и магмати-

ческих тел, он представляет собой единую овальную очаговую структуру. Южный ее фланг составляет сложно-построенный многофазный Кенсуйский массив дуговидной формы, вытянутый субширотно и обращенный выпуклостью к югу, северный — Джолколотский массив, который на 30 млн лет моложе и также имеет дуговидную форму, но обращен выпуклостью к северу.

Кенсуйский массив сложен интрузивными образованиями трех последовательных этапов внедрения — безнефелиновыми шонкинитами, эссекситами, субщелочными габбро и монцонитами (первый этап), сиенитами и кварцевыми сиенитами (второй этап), кварцевыми монцонитами, субщелочными гранитами и субщелочными лейкогранитами (третий этап), а также породами дайковых серий, представленных камптонитами (между первым и вторым этапами) и монцогаббровыми порфиритами (после третьего этапа). Кроме того, широко развиты гибридные субщелочные габбро и их мигматиты, возникшие при магматическом замещении боковых пород и тяготеющие к флангам массива. Интрузивные породы наиболее полно представлены в пределах нескольких локальных изометрических участков — сочленение интрузивного и гибридного ареалов размером не более 200—400 м в поперечнике. В геологическом строении таких центров магматической активности и морфологии слагающих их интрузивных тел выражены элементы структур центрального и кольцевого типов, иногда эруптивные магматические брекчии с сиенитовым цементом. По пространственной и геологической особенностям, внутреннему строению магматические постройки напоминают корневые части сближенных вулканических аппаратов. Породы разных центров отличаются по минеральному и химическому составу, а также особенностям петрогеохимической эволюции, что указывает на их питание из автономных периферических магматических очагов [6]. Именно с этими центрами пространственно связаны наиболее интенсивные проявления метасоматоза, в т. ч. крупные жильные тела инфильтрационных скарнов, и комплексное многостадийное золото-медно-молибден-вольфрамовое оруденение Кенсуйского рудного поля, вклю-

чая Кенсуйское скарново-щелитовое месторождение.

Характерная черта строения северной половины рудного поля — наличие разобщенных выходов гибридных габброидов, окаймляющих Джолколотский массив и отстоящих на 0,8—1,2 км от его контактов. По-видимому, эти выходы маркируют скрытые на глубине гребневидные выступы массива, которые намечают контуры более локальной концентрической структуры — структуры второго порядка по отношению к Арпатеку-Кенсуйскому своду и наложенной на него. Джолколотский массив в отличие от Кенсуйского имеет более простое строение, а центры повышенной магматической активности в нем не выявлены. Кроме гибридных габброидов и поздних даек, он сложен кварцевыми сиенитами, кварцевыми монцодиоритами и субщелочными гранитоидами, причем все эти породы отличаются от близких по кремнекислотности пород Кенсуйского массива менее высокими содержаниями K, F, Ba, Sr, Cr, Ni, Co, V при повышенных — Li, Rb, Nb. С учетом более молодого возраста пород Джолколотского массива, совмещенного в единой очаговой структуре с Кенсуйским массивом, и количественного резкого преобладания в нем кремнекислых пород третьего этапа можно предположить, что его формирование связано с заключительным периодом эволюции магматической системы, общей для двух массивов. Последняя характеризовалась не только глубинными (мантийными) источниками, но и зарождающимися новыми очагами сиалических расплавов в коровом субстрате, продукты которых внедрялись позднее и несут менее отчетливые признаки принадлежности к шошонит-латитовому геохимическому типу.

Близки по характеру, но отличаются рядом специфических черт очагово-сводовые структуры Кашкасу-Нарынского рудного поля, входящего в крупный Коктурпакский рудный район. Последнему отвечает серия довольно крупных концентрических структур, связанных с Коктурпакским интрузивным массивом, по отношению к которым очаговый «центр» рудного поля является структурой более высокого порядка. В строении рудного поля участвует крупная куполовидно-коробчатая антиклинальная складка, сходная с аналогичными формами вмещающих по-

род, сопровождающими Джолколотский и Кенсуйский массивы, но выраженная более отчетливо. Несмотря на сравнительно небольшие размеры свод хорошо просматривается на космическом фотоснимке масштаба 1 : 200 000.

Свод включает серию небольших штоков субщелочных габбро, монцодиоритов, кварцевых сиенитов и кварцевых монцодиоритов трех этапов внедрения. Установлены также тела эруптивных магматических брекчий с кварц-сиенитовым цементом. Для рудного поля характерно широкое развитие разнообразных даек, наиболее крупные из которых прослеживаются по простиранию на сотни метров при мощности не более 20 м. Они имеют крутое падение, сложены субщелочными гранитоидами и основными породами — камптонитами и монцодиоритовыми порфиритами, внедрившимися после первого этапа, монцогаббровыми порфиритами, внедрившимися после третьего этапа. Дайки локализованы в трещинах, по-видимому, связанных со сводовой структурой, занимает веерообразную (радиальную) и в меньшей мере концентрическую позицию относительно ее центральной части, маркируемой телом эруптивных брекчий (см. рис. 2, б). Тела щелитоносных скарнов Кашкасу-Нарынского месторождения, среди которых существенную роль играют жильные инфильтрационные скарны, вероятно, также контролируются радиальными трещинами.

Очагово-сводовая структура Тургельдынского рудного поля (см. рис. 2, в) представлена крупным блоком архейских пород, обогащенным магматическими образованиями позднепалеозойского сонкульского комплекса, как бы «протыкающим» терригенные и карбонатные нижнекаменноугольные отложения. Последние залечают периклинально относительно архейского «ядра», формируя своеобразную антиклинальную структуру. Магматические отложения представлены широкой гаммой пород от субщелочных габбро, их мигматитов и гибридных фаций через монцониты, сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые монцониты до субщелочных гранитоидов. Среди гранитоидов распространены микропегматоидные разновидности, указывающие на малую эродированность интрузивных тел. Об этом же свидетельствует весь

ма широкое развитие тел эруптивных магматических брекчий, отмечаемых на каждом из трех этапов внедрения расплава. Среди метасоматитов преобладают пропилиты, которые несут преимущественно медно-молибден-вольфрамовое оруденение, а с более поздними беззитами связаны концентрации золота и полиметаллов; те и другие развиты в основном вокруг тел гранитоидов в виде конформных площадных зон и линейных штокверков.

Овальная очагово-сводовая структура наиболее крупного Сонкульского рудного района измеряется несколькими десятками километров в поперечнике и определяется наличием Сонкульского интрузивного массива в ее центральной, ядерной, части. Она состоит из многочисленных очагово-сводовых и кальдерных структур, наименьшие из которых не превосходят первых километров в поперечнике. Такие небольшие структуры, по-видимому, маркируют подводящие каналы многофазного Сонкульского массива, скрытые на глубине штоковидные интрузивы и другие фрагменты строения области повышенной проницаемости и магматической активности. Вместе с тем эти сравнительно небольшие структуры не имеют отчетливого геологического выражения, а фиксируются в основном при морфоструктурном анализе гидро-сети и других форм рельефа. Однако о их существовании свидетельствуют некоторые специфические детали структур и в целом — каркасно-узловое строение рудного района. В частности, в Кумбельском рудном поле скарны и оруденение контролируются своеобразными «крестовидными» антиклинальными структурами, возникшими на участках сочленения двух валоподобных линейных складок над нескрытыми выступами интрузивов (см. рис. 2, г). Очертания замковой области «крестовидных» антиклиналей имеют характерный коробчатый, сундучный облик, обусловленный влиянием интрузивных тел, сформированных в узлах пересечения разрывов и определяющих развитие надинтрузивных сводовых поднятий. Последним свойственна радиальная и концентрическая трещиноватость, иногда маркируемая позицией мелких даек.

В концентрических структурах Сонгкель-Кенсуйской зоны устанавливаются определенные тенденции в рас-

пределении магматических пород продуктивного комплекса, метасоматитов и оруденения, выдерживаемые как для рудных районов и полей, так и для месторождений и их отдельных участков, позицию которых часто определяют локальные центры повышенной магматической активности. Обычно интрузивные и гибридные породы основного состава тяготеют к периферии соответствующих концентрических структур, тогда как ядерные, центральные области последних заняты сравнительно более кремнекислыми интрузивными породами более поздних, преимущественно третьего, этапов внедрения.

В зависимости от степени эродированности концентрических структур изменяются набор магматических пород, их относительное количество и характер слагаемых ими тел. Так, в глубокоэродированных рудных полях и районах преимущественно распространены относительно более поздние, более кремнекислые породы, реже встречаются более ранние породы основного состава. Менее эродированные магматические ареалы отличаются близкими объемами поздних кремнекислых и ранних основных пород, а среди последних в сопоставимых количественных соотношениях развиты интрузивные и гибридные разновидности; нередко отмечаются эруптивно- и эксплозивно-брекчиевые образования и рои мелких даек. Ареалы, эродированные еще меньше, характеризуются преобладанием основных, преимущественно гибридных пород и наличием рассекающих их сравнительно небольших штоков и даек поздних кремнекислых дифференциатов. Последние, наряду с этим, слагают цемент весьма распространенных эруптивных брекчий. В надинтрузивных областях нескрытых эрозией плутонов развиты тела эксплозивных брекчий, а также многочисленные дайки средних, основных и реже кислых пород [7].

Соответствие рудных полей и районов Сонгкель-Кенсуйской зоны обособленным очагово-сводовым структурам в значительной степени обусловило формирование их рудно-магматических систем как единого целого, а также полноту проявления общей изменчивости метасоматитов и оруденения для каждой структуры, что позволяет в рамках каждого свода выделить многие элементы единой рудно-метасоматической зональности.

В вертикальном сечении она схематично выражается в смене преобладающих на глубине внутриинтрузивных штокверков кварц-полевошпатовых и кварц-серицитовых метасоматитов соответственно с медно-молибденовым и висмут-серебро-полиметаллическим оруденением медно-молибден-вольфрамоносными кварц-полевошпатовыми метасоматитами и пропилитами, наложенными на скарны на более высоких уровнях. Последние еще выше сменяются внутри- и надынтривными штокверками пропилитов с медно-молибден-вольфрамовым и березитов с медно-вольфрамовым, висмутовым, серебро-золотым и полиметаллическим оруденением. В надынтривной области нескрытых массивов отмечаются обширные поля наиболее низкотемпературных метасоматитов (березитов, эйситов, гумбентов, кварц-серицитовых метасоматитов), а также участки углеводородизации с золотым и золото-вольфрамовым оруденением с попутными медью, серебром, полиметаллами, висмутом.

По латерали совокупная рудно-геохимическая зональность очагово-сводовых структур схематично проявляется в тяготении кварц-полевошпатовых и кварц-серицитовых метасоматитов с молибденовым и медно-молибденовым оруденением к центральной области структур. С удалением от нее ведущую роль приобретают скарны с наложенными на них кварц-полевошпатовыми метасоматитами и пропилитами с медно-молибден-вольфрамовым оруденением, затем — пропилиты и березиты с медно-вольфрамовым оруденением. На флангах структур преобладают березиты (эйситы, гумбенты), несущие сначала медно-висмут-вольфрамовое, а еще далее — полиметаллическое и серебро-золотое оруденение. Характерно, что на более глубоких горизонтах фланговых зон не отмечаются скопления более высокотемпературной минерализации. Иными словами, вертикальная зональность рудных полей и районов не является повторением их латеральной зональности.

Последнее можно объяснить различием и разной глубиной периферических магматических очагов (очагов, низкотемпературных расплавов), поставивших флюиды на разных стадиях рудообразования, так что по мере закрытия раннего (обычно центрального) питающего канала поступление и

разгрузка гидротермальных флюидов происходили по периферическим каналам. При этом от стадии к стадии, а, возможно, и в рамках одной стадии максимум метасоматоза и оруденения все более смещался от центральных к периферическим областям рудных полей и районов, что отражало более глубокое расположение источников поздних флюидов, пути движения которых не совпадали с зонами циркуляции ранних высокотемпературных рудных флюидов. Такая специфика развития рудно-магматических процессов, по-видимому, характерна для формирования очаговых интрузивно-купольных структур, связанных с латитовым магматизмом [1].

В заключение можно сделать следующие выводы.

Рудные поля и районы Сонгкель-Кенсуйской зоны отвечают разномасштабным очагово-сводовым структурам магматогенной природы, заложенным на гетерогенном основании в связи с формированием интрузивных массивов позднепалеозойского сонкульского габбро-монзонит (сиенит)-гранитного комплекса. Эти структуры возникли в узлах пересечения субширотных глубинных разломов «линии В. А. Николаева» меридиональными и северо-западными скрытыми сквозными зонами нарушений глубинной природы, являющимися магмо-рудоконцентрирующими. Особое металлогеническое значение имеет кососекущая глубинная структура восточно-северо-восточного простираения, прослеженная в Восточном Кыргызстане впервые.

Сравнительно крупные сводовые структуры в Сонгкель-Кенсуйской зоне включают очагово-сводовые образования меньших размеров, которые контролируют наиболее интенсивные проявления магматизма и определяют позицию рудных полей и месторождений. Очаговым структурам отвечает устойчивая рудно-метасоматическая и магматическая зональность, свойственная магматогенным системам шошонит-латитового типа, полнота и однообразие проявления которой в очаговых структурах разных порядков позволяют более целенаправленно прогнозировать различные рудные объекты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баумштейн В. И. Особенности зонального расположения аномальных геохимических по-

- лей в купольных структурах Быстринского рудного поля//Вопросы геологии и металлогении Читинской области. — М. 1986. С. 49—53.
2. *Дженчураева Р. Д.* Рудоносные очагово-купольные структуры в Северном и Среднем Тянь-Шане//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3. С. 126—135.
 3. *Ершова Н. А., Кочнева Н. Т., Левитан Г. М.* Кососекающая металлогеническая зона Южного Тянь-Шаня//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 2. С. 436—438.
 4. *Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня*/В. С. Кудрин, С. Г. Соловьев, В. А. Ставинский, Л. Л. Кабардин//Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 13—26.
 5. *Кудрин В. С., Павловский А. Б., Ставинский В. А.* Сонгкель-Кенсуйская молибден-вольфрамоносная зона Тянь-Шаня//Сов. геология. 1985. № 2. С. 36—41.
 6. *Кудрин В. С., Силаев А. Е., Соловьев С. Г.* Кенсуйский массив монцитонитов — прототип многофазной магматогенно-гидротермальной системы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 59—73.
 7. *Кудрин В. С., Соловьев С. Г.* Модель рудно-магматической системы в полях месторождений золото-медно-молибден-вольфрамовой рудной формации (на примере месторождений Северной Киргизии)//Геолого-генетические модели рудных полей как основа локального прогноза скрытого оруденения. Алма-Ата, 1989. С. 64—72.
 8. *Орлов Л. П.* Северо-Киргизская эндогенная кольцевая структура в Северном Тянь-Шане//Сов. геология. 1984. № 12. С. 91—95.
 9. *Рудно-магматическая зональность Тянь-Шаня*/К. Дж. Боконбаев, В. С. Кудрин, А. Б. Павловский, В. А. Ставинский//Изв. АН КиргССР. Отд-ние физ.-тех. и мат. наук. 1987. № 1. С. 60—68.
 10. *Соломович Л. И.* Петрология и металлоносность монцитонит-сиенитовой формации Тянь-Шаня//Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 102—121.
 11. *Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Кравцов В. С.* Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности//Геология рудных месторождений. 1982. № 4. С. 21—33.
 12. *Трифонов Б. А.* Рудоконцентрирующие кольцевые структуры и сквозные линейменты Восточной Киргизии//Космические исследования геологических объектов литосферы. Ташкент, 1989. С. 109—120.
 13. *Фаворская М. А.* Рудоконцентрирующие структуры в системе сквозных линейментов восточной части Средней Азии//Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М., 1983. С. 141—156.
 14. *Шаринов Т. Т., Шимолин А. В., Урманова С. С.* Кольцевые и линейные структуры Сарыджазского района (Центральный Тянь-Шань) по данным материалов космической съемки//Узб. геол. журнал. 1986. № 6. С. 13—18.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

УДК 550.8 : 553.31.2 : 551.24

© Г. П. Плохих, 1992

Особенности глубинного строения железорудных узлов Урала

Г. П. ПЛОХИХ (Челябинская ГРЭ)

В Уральском геосинклинальном поясе известны скарново-магнетитовые месторождения, в т.ч. уникальные по запасам до 1 млрд. т и более, крупные, более 300 млн. т, средние от 50 до 300 млн. т и мелкие до 50 млн. т (И. И. Пастушенко, 1977). Глубинное строение участков литосферы, к которым приурочены некоторые из них, можно представить по результатам интерпретации сейсмических разрезов ГСЗ в комплексе с другими геофизическими методами.

Качарско-Давыдовский железорудный узел (Качарское месторождение) находится в средней части Валерьяновской структурно-формационной (СФ) подзоны и приурочено к Качарскому центру среднесвизейско-позднекамюрского магнетизма (А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец, Г. С. Нечкин, 1982; Геология СССР, Т. XXXIV, 1969) Тюменско-Кустанайского мегаблока литосферы — краевой восточной части геосинклинального пояса (рис. 1, 2).

Остаточный астенолит — элемент структуры мегаблока размерами 20×75 км — расположен на глубине 37—60 км на границе мантии и коры. Средняя скорость распространения продольных волн в верхней части астенолита (выше 45 км) 6,3 км/с, ниже — 9 км/с, что может соответствовать плотностям в 2,75 и 3,3—3,4 г/см³. К расколам над осевой частью астенолита приурочены магмоподводящие каналы и центры магматизма в земной коре (вулканоплутонические структуры). Качарское месторождение приурочено к одной из таких структур. Плутоническая часть структуры представлена магматическим комплексом со средней плотностью в 2,75 г/см³. Глубина кровли комплекса 4—5 км. Апофизы его могут располагаться выше, но на Качарском месторождении интрузивные породы до глубины 1500 м отсутствуют.

Время становления астенолита (основываясь на возрасте Качарской струк-

туры) — средний палеозой. Предшествовавшие рифейские и каледонские циклы активного развития и преобразования литосферы восточной части пояса на широте Троицкого профиля ГСЗ выразились преимущественно в подъеме магматического вещества в форме диапиров, его проплавлении и прогревании. Существенного выноса магматического вещества и тепла на поверхность не происходило.

С удалением от осевой части геосинклинального пояса интенсивность процессов ослабевала. Поэтому в литосфере Тюменско-Кустанайского мегаблока они охватывали верхнюю мантию и, возможно, самую нижнюю часть коры. По классификации В. В. Белоусова (1975, 1989) режим развития мегаблока сводовый, близкий к орогенному. Лишь в герцинский цикл возникли условия для подъема магматического вещества к поверхности с формированием промежуточной камеры у подошвы нижней коры (режим развития эвгеосинклинальный в островодужной стадии). Такое развитие мегаблока определило все геологические и геохимические события, подготовившие рудоносные растворы и среду, благоприятную для отложения рудного вещества.

Оруденение сформировано метасоматическими процессами (А. Д. Дымкин, Ю. А. Полтавец, 1980, 1982) и по характеру околорудных изменений отнесено к скаполитовому подтипу в контактово-метасоматическом типе. На основании изложенного можно предположить возможные условия образования мантийных растворов, участвовавших в рудообразовании. Процесс подъема базальтовых выплавов в мантии в форме диапира на удалении от осевой части геосинклинального пояса сопоставляется с процессами зонной плавки. В этом случае скорость подъема магматического вещества небольшая и оценивается примерно 10 м в год против десятков метров в час при подъеме в проницаемых зонах (В. А. Кутюлин, 1972; Ю. М. Шейман, 1968). При таком подъеме расплава, когда температура магмы и вмещающей среды близки, происходят обменные реакции и обогащение магмы легкоплавкими компонентами. В то же время длительное нахождение мантийного диапира в области достаточно высоких давле-

ний и температур (глубже 100 км) способствовало нахождению его вещества в расплавленном состоянии. Создавались условия для докристаллизационной дифференциации и существенной контаминации вещества верхней мантии (шпинелевых перидотитов?). По экспериментальным данным базальтовый расплав в горячей части контейнера обогащается кремнеземом и глиноземом, в холодной — магнием, железом, известью (В. А. Кутюлин, 1972). В результате контаминации вероятно дополнительное обогащение расплава железом, магнием, кальцием, алюминием. Это дополнительное обогащение могло стать причиной преобладания процессов докристаллизационной дифференциации над происходившими одновременно процессами конвекции.

Скопление летучих газов в верхней части диапира при его продвижении вверх вело к увеличению давления в расплаве. При одновременном медленном понижении температуры возникло новое соотношение термобарических условий в расплаве. Вероятно, в этих условиях происходило обогащение флюидной фазы такими плохорастворимыми газами как хлор и азот, повышающими степень восстановленности флюидной фазы, которая способствовала накоплению и удержанию железа в пневматолитогидротермальном растворе (А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец, 1980).

Увеличение давления в расплаве совместно с возможным накоплением тектонической составляющей (растягивающих напряжений над фронтом диапира) создали условия для магморазрыва в верхней мантии и земной коре. В результате в средневизейское время осуществляется прорыв газовой фазы, проявившейся на поверхности сначала выбросами громадного количества пеплового материала, осаждавшегося на дне морского бассейна, и накопление толщ пирокластического материала. Продукты вулканизма в большей части представлены здесь докристаллизационными дифференциатами верхней части диапира. Они сопровождалась поступлением газовых эманаций и гидротерм железа, кальция, магния и их соединений в морскую среду. В частности, эти вещества способствовали накоплению гидротермально-осадочных (вулканогенно-

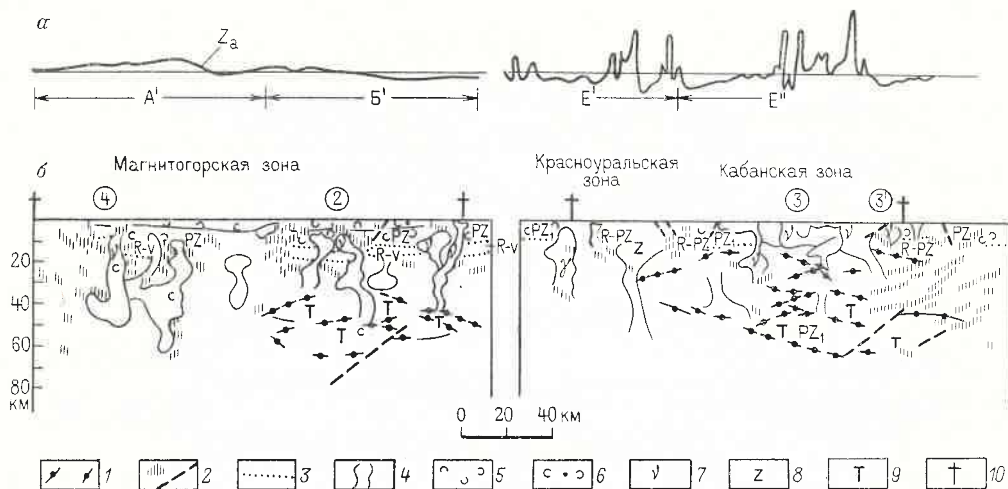


Рис. 1. Глубинный геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ Орск—Нижняя Тура:

а — блоки литосферы, выделенные по особенностям сейсмических разрезов: А' — Карабулакский, В' — Магнитогорско-Верхнеуральский, Е' — Первоуральский, Е'' — Тагило-Кушвинский; б: 1 — границы глубинных комплексов; 2 — разрывные нарушения, преимущественно сколы; 3 — границы палеозойских и рифейских комп-

лексов; 4 — магмоподводящие каналы; комплексы: 5 — вулканогенные, 6 — вулканогенно-осадочные, 7 — интрузивные, 8 — базит-ультрабазитовые; 9 — остаточный дифференцированный астенолит или совокупность астенолитов; 10 — участки пересечения с профилями ГСЗ; цифры в кружках — проекции на профиль положения месторождений: 2 — Магнитогорское, 3 — Высокогорское, 3' — Гороблагодатское, 4 — Ледянское

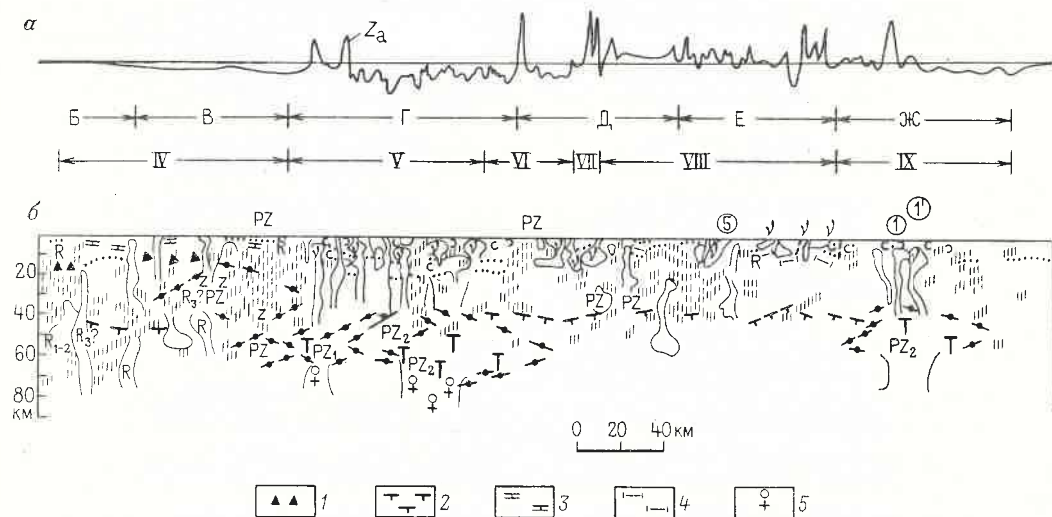


Рис. 2. Глубинный геолого-геофизический разрез по Троицкому профилю ГСЗ:

а — мегаблоки литосферы, выделенные по особенностям сейсмических разрезов: Б — Западно-Уральский, В — Центральноуральский, Г — Магнитогорский, Д — Восточно-Уральский, Е — Зауральский, Ж — Тюменско-Кустанайский; тектоническое районирование по И. Д. Соболеву: IV — Центральноуральское поднятие, V — Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб,

VIII — Зауральское поднятие, IX — Тюменско-Кустанайский прогиб; б — границы, отождествляемые с поверхностью: 1 — дорифейского фундамента, 2 — верхней мантии, вещественно сформированной в дорифее (М) или рифее — палеозое (М'); породы: 3 — осадочные, 4 — метаморфические, 5 — эфлогиты; цифры в кружках — проекции положения месторождений на профиль: 1 — Качарского, 1' — Давыдовского, 5 — Александровского грабен-синклинория; остальные усл. обозн. см. рис. 1

осадочных) магнетит-гематитовых руд, известковистых илов (туффилов) и т. д.

Вслед за прорывом газовой фазы продвигающийся расплав, заполняя

горизонтальную трещину, возникшую при магморазрыве на границе между реологически различными этажами, образует промежуточную лакколитооб-

разную магматическую камеру (астенолит). Естественно предположить большую скорость подъема более горячей и легкой части расплава, обогащенной в ходе докристаллизационной дифференциации кремнеземом, глиноземом, щелочами. В промежуточной камере она заняла верхнюю часть, а более охлажденная и обогащенная железом, кальцием, магнием сосредоточилась в нижней части очага. При подъеме расплава к подошве коры возможно частичное смешивание дифференциатов.

На основании изложенного, вслед за выбросами пеплового и пирокластического материала следует ожидать поступление в верхнюю часть земной коры вещества из верхней легкой части астенолита. Действительно взрывные проявления вулканизма сменили излияния андезитов, установленные уже в среднем визе и в максимальном объеме проявленные в верхнем визе и на море.

В дальнейшей эволюции расплава на границе коры и мантии основную роль начинают играть охлаждение и кристаллизационная дифференциация. При охлаждении менялся состав растворов, в частности, могло понижаться содержание хлора, повышаться роль воды. Кристаллизационная дифференциация имела свои особенности, т. к. к началу кристаллизации расплав был уже дифференцирован.

Таким образом, формирование высокотемпературных рудоносных флюидов происходило, главным образом, в верхней мантии на глубинах свыше 100 км в условиях высоких температур и давления при очень медленном подъеме базальтового расплава из астеносферы, допускавшим процессы докристаллизационной дифференциации, и, в меньшей мере, при кристаллизационной дифференциации в промежуточной камере в подошве коры.

Магнитогорский железорудный узел включает крупное по запасам (Магнитогорское), среднее (Малый Куйбас) и ряд мелких месторождений. Он расположен в Магнитогорской СФ зоне. Формирование месторождений узла связано с развитием Магнитогорско-Куйбасовской вулкано-плутонической структуры нижнего карбона, расположенной на западном склоне обширного вулкано-плутонического поднятия S_2 — C . Размеры структуры

в современном срезе (средний уровень) $7,5 \times 10$ —20 км, а в совокупности с более мелкими близлежащими структурами нижнего карбона 25×25 км. Структура наследует верхнедевонскую магноподводящую зону. Суммарная длительность существования дренирующей системы верхний девон — нижний карбон. Мощностъ плутонической части структуры составляет 5,5—8 км. Состав неоднородный. Глубже 1 км от поверхности преобладают переходные разности от гранитоидов к габбро. Отмечается большое количество гранитоидных пород. Плутонические части структуры расположены среди магматических формаций верхнего девона, вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций среднего девона. Наиболее значительные месторождения приурочены к участкам пересечения сингенетичных разрывов.

Узел приурочен к центральной части мегаблока (Магнитогорского или Магнитогорско-Верхнеуральского), расположенного в осевой части геосинклинального пояса и развивавшегося в пограничных частях двух крупных сегментов литосферы с разными физическими свойствами.

Особенность структурного плана литосферы вулкано-плутонического поднятия — совокупность остаточных астенолитов (см. рис. 1, 2) размерами одного 20×60 км, суммарными 20 — 35×95 —100 км, расположенными на границе мантии с корой (35—60 км). По характеру осредненных скоростных моделей блоков состав остаточного вещества в них неоднороден.

По магноподводящим каналам над астенолитами, образуя по ходу заливообразные раздувы, магматическое вещество поступало в верхние горизонты и на поверхность. Магнитогорско-Куйбасовская и прилегающие более мелкие структуры соединены магноподводящим каналом с одним астенолитом. С другими астенолитами связаны вулканические постройки и интрузивные массивы D_3 (см. рис. 1), S_2 — D_1 , D_{1-2} , D_3 , C_1 (см. рис. 2), расположенные в слое 0—15 км.

Таким образом, мегаблок литосферы характеризуется выносом из нижней мантии огромного количества магматического вещества и тепла в верхние горизонты и на поверхность. Порционность подъема астенолитов определила наблюдаемую цикличность

в развитии магматических структур. Порции вещества, поступающие к подошве коры, близки по объему. По-видимому, изменения проницаемости и термобарических условий на уровне мантии в периоды D_1 , D_2 , D_3 и C_1 отсутствовали. В ходе выплавки порции базальтов происходили медленные петрохимические и геохимические изменения в них как результат эволюции процесса. Естественным является и изменение флюидной фазы расплава.

На особенности состава и примесей более поздних составляющих формационных рядов влияли кристаллизационная дифференциация в промежуточной камере и смешивание порции расплава с остаточным веществом предыдущего астенолита. Влияние контаминации во времени усиливалось, достигая максимума в нижнем карбоне. Загрязнение веществом верхней мантии и процессы докристаллизационной дифференциации на данной глубине в условиях высокой проницаемости и достаточно низких температур и давлений большой роли не играли.

Анализ эволюции флюидов — специальный большой вопрос. Здесь можно отметить, что состав флюидов определялся глубинной эволюцией (уровень астеносферы и глубже) и процессами на уровнях промежуточной магматической камеры и вулканоплутонической структуры. По типу околорудных изменений месторождения узла отнесены к скарново-магнетитовому. Из метасоматических процессов в вулканитах проявлен щелочной метасоматоз с привносом калия, натрия, кремнезема и выносом железа, магния, кальция и халькофильных элементов.

Тагило-Кушвинский железорудный узел включает месторождения: крупные по запасам (Гороблагодатское и г. Высокая) и ряд средних и мелких. Находится в южной части Кабанской СФ зоны. Формирование месторождений связано с длительным развитием сложного вулканогенно-плутонического комплекса S_1-D_2 . Общая протяженность вскрытой части интрузивного комплекса 120 км при наибольшей ширине 20 км. В составе — породы рядов: габбро-кварцевые диориты — плагиограниты и габбро-сиениты, коагматичные вулканогенные формации узла. Образование части диоритов, сиенито-диоритов предполагается ме-

тасоматическим (П. С. Прямонов, 1985).

Развитие структур сопровождалось серией сингенетических разрывов, контролируемых метасоматические и рудные процессы.

Вулканоплутонический комплекс приурочен к центральной части Тагильского (Тагило-Кушвинского) мегаблока в осевой части геосинклинального пояса (см. рис. 1). Структурный план мегаблока отражает длительный и интенсивный подъем магматического вещества и его накопление в литосфере, сформировавший интрузивный состав земной коры. Магматические камеры представлены остаточными астенолитами, расположенными на границе коры — мантии и выше, и интрузиями — лакколитами в земной коре. Примерные поперечные размеры астенолитов 30×80 — 90 км, интрузий-лакколитов 7 — 10×20 — 30 км.

Слабоискаженный рисунок астенолита на глубинах 40 — 60 км может отражать относительно позднее время его становления. Затухание проявлений магматизма в пределах комплекса происходит в среднем девоне. Отсюда предполагаемый возраст подъема порции расплава, образующего астенолит, ранний — начало среднего палеозоя. Остаточные астенолиты, фрагменты которых расположены выше, характеризуют более ранние (предкаледонские) сосредоточенные поступления магматического вещества.

Насыщенность земной коры блока интрузиями является свидетельством аккумуляции базальтовых расплавов и выноса с ними тепла в земной коре. Такого рассеивания тепла, как в Магнитогорском мегаблоке, здесь не происходило. Кроме того, обогащение интрузиями земной коры утяжеляли ее, т. е. можно предположить достаточно высокие давления и температуру у подошвы земной коры к моменту подъема порции базальтового расплава в раннем — среднем палеозое. В таких условиях могли происходить некоторое расплавление верхней мантии под влиянием тепла астенолита, загрязнение расплава ее веществом и докристаллизационная дифференциация, но уже в камере на уровне границы кора — мантия в относительно короткий промежуток времени. Те же факторы, изменяющие первичный состав расплава, создают и своеобразные

условия кристаллизационной дифференциации.

Вышеописанные процессы определили формирование рудообразующих растворов. Флюидная фаза существенно изменилась уже на уровне промежуточного очага. Преобразования на этом уровне, по-видимому, качественно схожи с теми, что происходили при подъеме расплава в верхней мантии блока Качарского месторождения. Эти флюиды обеспечивали формирование скаполит-скарнового подтипов оруденения. С ранними высокотемпературными растворами связан и пироксен-плагноклазовый подтип.

При подъеме в условиях прогретой коры флюиды, взаимодействуя с вмещающими породами, интенсивно обогащались щелочами. На этом уровне отмечается сходство с рудоподготавливающими процессами в Магнитогорско-Верхнеуральском блоке. Растворы во времени изменялись от кремне-натровых до кремне-калиевых и калиевых. С ними связаны процессы плагиогранитизации, гранитизации, сиенитизации, сопровождавшиеся выносом железа, магния и кальция (П. С. Прямоносков, 1985). Этими растворами обусловлено формирование скарнового подтипа оруденения.

Разнообразие процессов эволюции флюидной фазы, достаточно высокие температуры обеспечили своеобразие осадконакопления (в частности, накопление большого объема известковых пород), многообразие и масштаб метаморфических и метасоматических процессов до образования массивов метаморфических пород интрузивного облика.

Значительные мощности отложений, охваченные оруденением (до 5000 м), и наличие продуктивных в отношении магнетитового оруденения осадочных горизонтов во всех осадочно-вулканогенных формациях $S_2ln_3-D_1$ свидетельствуют об условиях нисходящих движений. К пониманию причин этих движений можно подойти, учитывая особенности развития блока литосферы. Насыщение земной коры магматическими расплавами и прогревание ее в байкальский цикл было таково, что динамическое воздействие утяжеления коры и интенсивного оттока расплавов из нижней мантии в форме исходящих

движений проявилось уже в нижнем палеозое. Нахождение коры в условиях сравнительно высоких температур обусловило ее пластичность. Поэтому динамика нисходящих движений проявилась в виде пластичных деформаций, образующих структуру прогибания.

Железорудные узлы с мелкими и средними месторождениями. *Карабулак-Богдановский узел* расположен в Магнитогорской СФ зоне в осевой части геосинклинального пояса. Приурочен к южной части Карабулакского блока литосферы, развивавшегося в эвгеосинклинальном режиме (см. рис. 1). Известные месторождения узла связаны с Богдановской вулcano-плутонической купольной структурой нижнего карбона. К особенностям железоруднения относятся следующие.

1. Относительная кратковременность формирования флюидной фазы (C_1).

2. Преобразования флюидной фазы, поступившей с базальтовым расплавом, происходили на уровне земной коры в условиях относительно низких температур и давлений.

Круглогорский узел расположен в Магнитогорской СФ зоне. Приурочен к широтной пограничной зоне двух мегаблоков литосферы развивавшихся в разных режимах. Известное Круглогорское месторождение связано с Круглогорской вулcano-плутонической структурой депрессионного типа S_1-D_2 . Формирование рудоносных растворов происходило, главным образом, в промежуточной магматической камере на границе мантии — коры в условиях кратковременной докристаллической дифференциации.

Группа мелких скарново-магнетитовых месторождений и рудопроявлений (Терентьевское, Ново-Сардыкское, Сардыкское) расположена в пределах Александровского грабен-синклинория, приуроченного к западной части Зауральского мегаблока (см. рис. 2), развивавшегося в гранито-сводовом (орогенном) режиме. Образование месторождений связывают с диорит-гранодиоритовыми интрузиями нижнекаменноугольного возраста. В формировании рудных тел и проявлений принимали участие постмагматические растворы, образовавшиеся в земной коре (15—25 км) возможно при появлении гранитоидных расплавов.

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы.

Глубинные построения дают возможность полнее представить палеогеодинамику участков литосферы, к которым приурочены рудные узлы и понять петролого-петрохимические особенности железонотных структур (А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец, Г. С. Нечкин, 1982). Согласованность выводов этих дисциплинарных подходов может явиться критерием их реальности.

Геологические истории оруденения рассмотренных железорудных узлов показали тесную связь всех процессов, влияющих на мобилизацию рудного элемента и создающих среду благоприятную для его последующей концентрации и, имея некоторые общие закономерности, существенно различаются. Общими закономерностями являются: импульсный подъем магматического вещества первоначально базальтового состава из нижней мантии на различные уровни литосферы; связь железооруденения с поздними импуль-

сами магматизма; дифференциация вещества и взаимодействие его с окружающей средой на разных уровнях с формированием флюидов, участвующих в рудообразовательных процессах; наличие разрывной тектоники в зоне рудоотложений.

Масштаб и подтипы оруденения определяются механизмом (или скоростью) подъема порции расплава в литосфере, изменением его во времени, термобарическими условиями эволюции магматического вещества и флюидной составляющей в литосфере. Учет этих закономерностей наряду с интенсивностью и характером проявлений магматизма в верхних горизонтах земной коры, динамикой сингенетичных разрывов, условиями осадконакопления делает прогнозирование месторождений скарново-магнетитового типа более обоснованным.

Принята редколлегией 26 ноября 1990г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.85(571.53)

© Т. М. Страхова, Г. В. Богданов, 1992

О составе гранатов из метаморфических комплексов

Т. М. СТРАХОВА, Г. В. БОГДАНОВ (ИЗК СО РАН)

Как известно, состав гранатов зависит в основном от двух факторов: термодинамических условий метаморфизма и химического состава вмещающих пород. Химическая неоднородность или зональность — для них скорее правило чем исключение [1, 3, 6].

Авторами изучались гранаты из метapelитов позднего докембрия северо-западной части Байкальской складчатой области, где проявлен прогрессивный зональный региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа. Образцы 1, 2 и 3 отобраны из пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, остальные — из пород амфиболитовой фации в зоне развития купольных структур. Расстояние между точками отбора — от 0,5 до 20—30 км. Размеры зерен гранатов, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма — от 2,5 до 5,5 мм.

Строение гранатов изучалось на микроанализаторе MAP-2 методом непре-

рывного профилирования, состав определялся в пяти-шести точках по профилю, проходящему через центр зерна. Выяснилось, что для части зерен характерны слабые изменения их химического состава (таблица). Для зерен с существенными вариациями состава приведены по два наиболее контрастных значения, соответствующие краевым и центральным их частям.

При сопоставлении содержаний минералообразующих компонентов гранатов устанавливаются их различия. Не являются исключением и гранаты из пород с одинаковыми минеральными парагенезисами. В семи из 15 зерен амфиболитовой и в двух из трех эпидот-амфиболитовой фаций отмечаются значительные колебания в составе в пределах одного зерна: в них отчетливо наблюдается прямая зональность. В центральных частях таких зерен хорошо коррелируются между собой MgO и FeO — MnO и CaO , содержания остальных

Состав гранатов

№ об- разца	Строение зерна	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Минеральные парagenезисы (в образцах)
1	Край	36,79	0,09	25,15	29,32	0,89	1,26	5,62	—	99,2	Кв + Гр + Би + Му + Пл + Цз
	Край	37,21	0,11	26,06	24,88	5,02	0,82	6,25	—	100,3	
2	Центр	36,28	0,13	20,79	23,11	8,5	1,74	8,25	—	98,8	Кв + Гр + Ил + Цз + Килх + Пл
	Край	37,08	—	22,15	27,89	0,5	4,87	4,82	0,11	97,4	
3	Центр	36,4	0,12	23,36	35,6	1,21	1,59	2,12	—	100,4	Кв + Гр + Би + Му + Ил
	Край	35,2	0,09	23,66	37,1	0,22	2,07	1,25	—	99,6	
4		36,4	—	23,5	30,57	1,86	3,54	2,54	—	98,4	Кв + Гр + Би + Му
5		36,23	—	23,33	33,78	1,12	3,02	1,45	—	98,9	Кв + Гр + Би + Му + Пл
6	Центр	37,51	0,09	24,05	30,94	1,0	3,44	2,26	0,12	99,4	Кв + Гр + Ст + Би + Му
	Край	37,62	0,1	24,1	31,76	0,92	3,53	1,92	0,11	100,1	Кв + Гр + Ки + Би + Му + С
7		37,05	—	21,7	33,8	1,06	3,92	0,99	0,13	98,6	Кв + Гр + Би + Му + С
8	Центр	37,17	0,03	23,08	32,64	0,79	2,82	1,87	0,1	98,5	Кв + Гр + Ки + Би + Му
9	Край	36,51	0,05	23,0	29,72	4,09	1,76	3,29	0,08	99,2	Кв + Гр + Ки + Би + Му
		39,12	0,06	23,68	32,59	1,22	3,34	1,26	0,11	98,8	Кв + Гр + Ки + Би + Му + С
10		36,9	0,10	23,0	29,0	1,49	3,84	2,85	—	101,8	Кв + Гр + Ки + Би + Му + Пл + С
11	Центр	37,6	0,09	23,5	33,3	4,02	1,18	7,53	—	101,7	Кв + Гр + Ки + Би + Му + Пл + С
	Край	35,87	—	21,34	30,88	1,61	2,99	2,59	—	98,5	
12	Центр	36,72	—	21,6	34,34	0,47	3,31	1,33	—	97,8	Кв + Гр + Ки + Би + Му + Пл + С
	Край	36,88	0,04	22,3	34,28	0,49	3,57	1,62	0,09	99,3	Кв + Гр + Ки + Би + Му + С
13		37,42	0,05	22,16	31,79	1,3	3,76	2,19	0,19	98,8	Кв + Гр + Ки + Би + Му
14		35,7	0,07	23,1	30,6	2,7	2,75	2,94	—	97,8	Кв + Гр + Ки + Би + Му
15	Центр	36,2	0,05	23,6	31,6	1,1	3,21	2,62	—	98,3	Кв + Гр + Ки + Би + Му + С
	Край	35,28	0,06	24,02	30,63	1,7	3,17	2,56	—	97,42	
16	Центр	35,85	0,05	23,73	34,01	0,91	3,17	1,89	0,07	99,69	Кв + Гр + Би + Му + Пл + С
	Край	36,0	0,08	22,02	28,96	3,43	1,58	6,58	—	97,9	
17	Центр	36,3	0,07	22,67	31,07	0,17	1,58	6,78	—	98,6	Кв + Гр + Би + Пл + С
	Край	36,3	0,08	22,5	34,1	0,91	2,61	1,61	0,15	98,3	

Примечания: Кв — кварц, Гр — гранат, Би — биотит, Му — мусковит, Ил — ильменит, Цз — цоизит, Пл — плагиоклаз, Килх — клинохлор, Ст — ставролит, Ки — кианит, С — графит, 1—3 — гранаты из пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, 4—18 — из пород амфиболитовой фации. К₂O и Na₂O не обнаружены, все железо определялось как FeO.

составляющих изменяются слабо и не закономерно.

Сопоставление характера неоднородности зональных зерен показало большую изменчивость содержаний компонентов для центральных частей и сглаживание неоднородности к периферии. Наиболее отчетливо это проявляется в распределении марганца.

Поскольку гранаты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма отличаются от таковых амфиболитовой как строением, так и составом, необходимо более детально остановиться на их характеристике.

В образце 2 размером 1 мм зональность выражена наиболее ярко. Вмещающая его порода представляет собой альбитит, на 60 % состоящий из изометричных зерен альбита с многочисленными мелкими включениями кварца, клиноцоизита, ильменита. Предполагается, что альбититы сформировались в зоне повышенной проницаемости при прогрессивном метаморфизме в условиях существенного привноса натрия. В породе присутствует также более поздний, беспорядочно ориентированный клинохлор, который образовался на регрессивной стадии метаморфизма. Для граната типичны аномально низкая концентрация FeO и высокая — MgO. Вероятно, высокие магнезиально-железистое отношение обязано отсутствию других магнийсодержащих минеральных фаз и кристаллизации фаз, содержащих железо (железистый эпидот, ильменит). Регрессивный метаморфизм проявился в обратной зональности в краевой части зерна граната.

Образец 3 размером 2 мм характеризует ту же метаморфическую фацию, но за пределами зоны развития альбититов. Его внутреннее строение незначительно отличается от основной массы гранатов амфиболитовой фации. Образец 1 образует структуру «снежного кома», что свидетельствует о его синтетектонической кристаллизации. Оксиды в кристалле имеют сложное распределение (рис. 1), указывающее на нарушение закономерности изменения состава минерала при росте в условиях тектонических деформаций.

Наглядно изменение состава зональных зерен видно на компонентной диаграмме (рис. 2, б). Для центральных их частей в целом наблюдается большая неоднородность, чем для периферийных. Выравнивается состав за

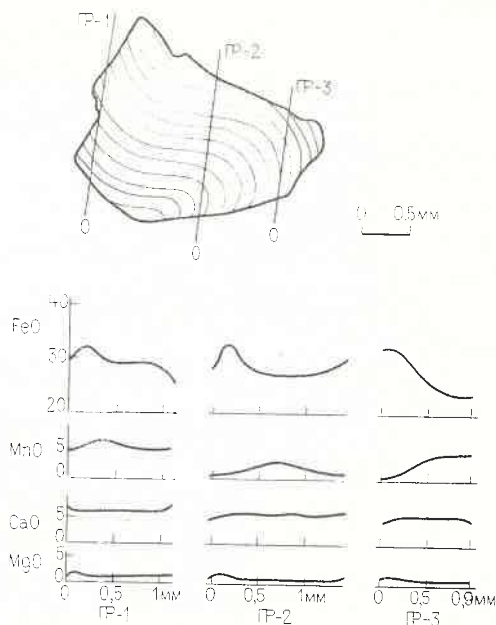


Рис. 1. Микрозональные профили зерна граната со структурой вращения:

обр. 1.; эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма

счет уменьшения содержаний Ca и Mn и увеличения Fe и Mg.

Для сравнения на аналогичной диаграмме приведены валовые составы зерен гранатов, отобранных по простирацию из резко отличающихся по минеральному и химическому составам горизонтов осадочных пород из разных метаморфических зон: от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций. Группы зерен гранатов из различных пород значительно отличаются по составу. И в то же время отмечается устойчивый рост содержаний пироповой и альмандиновой составляющих в гранатах из всех групп осадочно-метаморфических пород независимо от их состава по мере увеличения степени метаморфизма (см. рис. 2, а).

Таким образом, мы наблюдаем одну и ту же закономерность как для отдельного зонального зерна, так и для валовых составов группы зерен из однородных пород разных уровней метаморфизма — рост пироповой и альмандиновой составляющих: для первых — от центра к периферии, для вторых — по мере увеличения степени метаморфизма. Отсюда можно сделать вывод, что и ядерные части зональных гранатов по сравнению с периферийными формировались на более низких уровнях метаморфизма. Происходит зако-

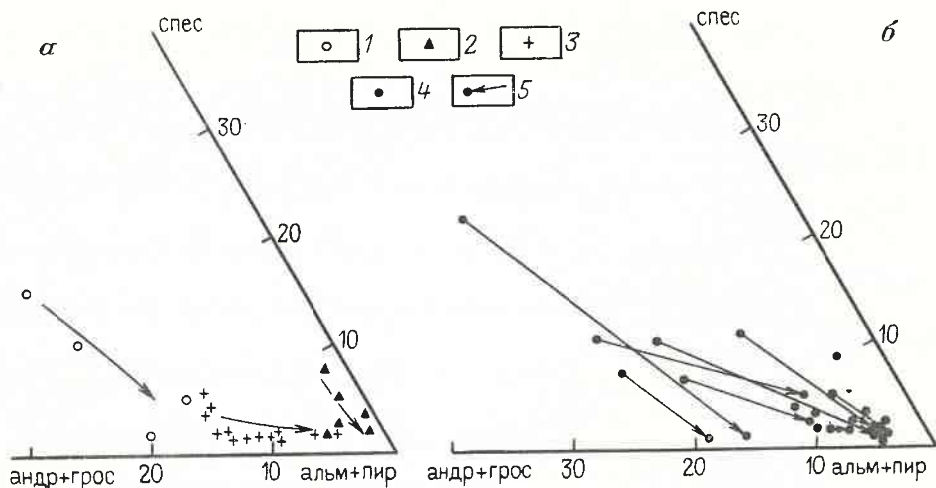


Рис. 2. Компонентный состав гранатов Байкало-Патомского нагорья: а — валовый [5], б — по результатам микрозондового исследования:

гранаты из: 1 — туфоалевролитов, 2 — из метапелитов высокоглиноземистых, 3 — железистых углеродистых; для зональных гранатов: 4 — центр, 5 — край зерна; андр — андродит, грос — grosсуля, альм — альмандин, спес — спессартин

номерное замещение элементов с большими ионными радиусами — меньшими, преимущественно входящими в кристаллическую решетку при повышении давления по мере увеличения степени метаморфизма [2, 4]. В таком случае зональность в гранатах метаморфических пород образуется в основном не за счет обеднения породы необходимыми элементами [1], а за счет изменения рТ-условий. Трудно объяснить закономерное изменение валовых составов зерен из разных по составу пород одинаковой тенденцией уменьшения одних и тех же элементов за счет их истощения, поскольку наряду с гранатом происходит рост других минеральных фаз, которые также обедняют породу в каждом конкретном случае «своим» элементом.

Очевидно, широкие вариации в составе ядерных частей зональных гранатов, т. е. на начальных стадиях их формирования, обусловлены главным образом неоднородностью состава исходной породы. При дальнейшем росте их состав контролируется термодинамическими условиями метаморфизма.

Интересные выводы сделаны с помощью факторного анализа, в котором были использованы определения химического состава граната по всем зернам (рис. 3 а, б).

В первом факторе наибольший удельный вес имеют такие группы минералообразующих компонентов, как MnO , CaO и MgO , FeO , расположенные по противоположным осям. Причем по-

ложительные значения первого фактора должны соответствовать минимальным значениям рТ-условий метаморфизма, а отрицательные — максимальным. Во втором факторе преобладают SiO_2 и Al_2O_3 , также распределившиеся по противоположным осям. Изоморфизм $Si_2(NaK) = 2Al$ в гранатах отмечается с ростом давления, т. е. в шестерную координацию вместо алюминия входит кремний [4]. В таком случае отрицательные значения этого фактора должны соответствовать относительно пониженному давлению, положительные — повышенному.

Зональные и незональные гранаты на факторный диаграмме образуют группы с различным характером поведения вариационных кривых, построенных по закономерному положению конкретных значений химического состава для каждого зерна. Для наглядности изменения состава изображены в виде эллипсоидов как для отдельных зерен, так и для их групп с аналогичным поведением вариационных кривых.

Вариационные эллипсоиды всех зональных гранатов вытянуты параллельно оси, соответствующей первому фактору. Причем гранаты амфиболитовой фации образуют компактную группу, объединенную в один эллипсоид. Центральные их части расположены в области положительных значений первого фактора, отвечающих относительно низкому давлению и температуре, а краевые — в отрицательных (более высокие рТ-параметры). Одно зерно имеет

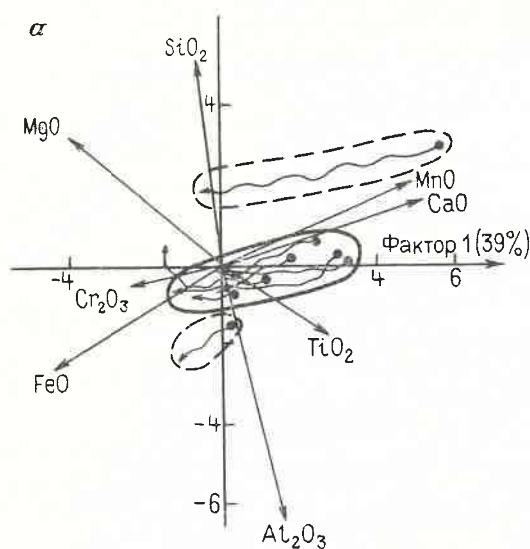
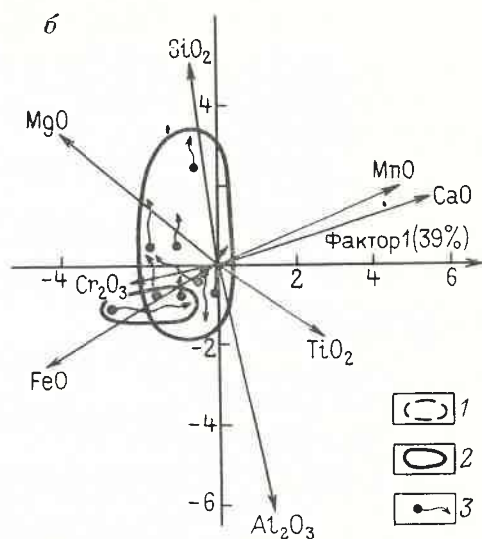


Рис. 3. Результаты факторного анализа химических составов зональных (а) и незональных (б) гранатов:



вариационные эллипсоиды гранатов: 1 — эпидот-амфиболитовой и 2 — амфиболитовой фаций метаморфизма; 3 — центр и край (стрелка) отдельных зерен граната

обратную тенденцию в характере распределения основных переменных минералообразующих компонентов. Незональные гранаты амфиболитовой фации сосредоточены в области отрицательных значений первого фактора (высокие рТ-параметры). Факторный анализ позволяет обнаружить слабую закономерную изменчивость их состава в отношении Si и Al. Для большинства зерен в их центральных частях характерно большее содержание алюминия, в периферийных — кремния, т. е. рост их по аналогии с первым фактором происходил при относительном повышении давления. В одном зерне наблюдается обратная тенденция в распределении этих элементов.

Таким образом, на факторной диаграмме более отчетливо выражены закономерности, обнаруженные на компонентных диаграммах. Кроме того, факторный анализ позволяет выявить определенные, трудно уловимые при простом сопоставлении закономерности. Судя по его результатам однородных по составу гранатов нет. Происходит закономерное изменение той или иной группы минералообразующих компонентов в зависимости от условий роста гранатов.

Можно предположить, что внутреннее строение гранатов изменяется за счет колебаний термодинамических условий метаморфизма как в пространстве, так и во времени. Эта изменчивость может быть обусловлена в данном случае формированием купольных структур, которое имело место при условии снятия давления в локальных участках с сохранением высоких температур. Этот вопрос требует специального изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О. В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. — М.: Наука, 1982.
2. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. — М.: Недра, 1980.
3. Лепезин Г. Г., Корольков В. Н. Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 71—79.
4. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976.
5. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1975.
6. Сероглазов В. В. Особенности состава гранатов из зон контакта глиноземистых гнейсов и амфиболитов // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1975.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

Система Al_2O_3 — SiO_2 и проблема метаморфических фаций

Б. А. БЛЮМАН (ВСЕГЕИ)

Наибольшее количество работ, посвященных экспериментальному исследованию системы Al_2O_3 — SiO_2 , полиморфов Al_2SiO_5 , совпало по времени с периодом расцвета экспериментальных исследований, проводившихся в условиях «коровых» параметров давления и температуры. В основном работы по этой системе опубликованы в 50—70-е годы. Весьма характерно замечание У. Файфа [13]: «... мне иногда кажется, что геологи должны думать о том, что экспериментаторы выглядят несколько странно в их склонности к системе Al_2O_3 — SiO_2 ».

Необходимо отметить весьма противоречивые оценки возможности использования результатов экспериментов в системе Al_2O_3 — SiO_2 .

1. «Многие минералы имеют широкую область устойчивости как по температуре, так и по давлению и, следовательно, не могут быть использованы для конкретных Р и Т оценок образования пород. Существует, однако, большое количество минералов, Р и Т пределы устойчивости которых используются для петрогенетических построений. Примером таких минералов могут служить полиморфные модификации Al_2SiO_5 [8, с. 178].

2. «Система Al_2SiO_5 . Эта система изучалась многими исследователями, которые получили ошеломляющие различные результаты» [3, с. 95]. Перечень противоречивых оценок можно было бы и продолжить, но подобного рода оценки отражают не столько состояние вопроса соответствия и воспроизводимости результатов эксперимента, сколько более принципиальный вопрос о возможности прямого перенесения данных эксперимента в петрологические построения и, в частности, использования их для выделения и классификации метаморфических фаций. Необходимо еще раз вернуться к рассмотрению результатов оригинальных экспериментальных исследований, проведенных по изучению системы Al_2O_3 — SiO_2 , чтобы оценить возможность использования их для оценки условий становления пород, содержащих различные полиморфы Al_2SiO_5 .

Следует подчеркнуть, что синтез и мо-

делирование фазовых переходов в системе Al_2O_3 — SiO_2 затруднены термодинамическими особенностями полиморфов. Так, энергия решетки полиморфов составляет порядка полумиллиона кал/моль (1 кал=4,187 Дж), а различия в ней между полиморфами — несколько кал/моль [13]*. Одновременно с этим установлены [14] низкая ΔG реакции и незначительные различия в энтропии переходов между полиморфами, кал/моль: кианит—андалузит — 2,2, кианит—силлиманит — 2,5; андалузит—силлиманит — 0,3. Эти особенности полиморфов вызывают ряд затруднений при проведении эксперимента, т. к. необходимы тщательная калибровка аппаратуры по p и T и корректность метода идентификации минеральной фазы — результата реакции.

Термодинамические особенности полиморфов, так же как и pT -условия эксперимента определяют низкие скорости реакции, проведение эксперимента с обязательным использованием зародышей соответствующих полиморфов, применение реакционноспособных смесей. В силу этих и ряда других рассматриваемых ниже причин положение тройной точки, «...если она существует» [9, с. 263], на p — T диаграмме по данным различных исследователей меняется в исключительно широком диапазоне — от 390 до 620 °С и от 250 до 920 МПа P_{H_2O} , т. е. почти полностью перекрывая параметры процессов метаморфизма в земной коре.

Кроме термодинамических особенностей полиморфов Al_2SiO_5 , несоответствие результатов эксперимента в системе Al_2O_3 — SiO_2 может быть обусловлено еще рядом причин. Исследование этой системы проводилось с использованием различных методов: синтеза одного из полиморфов (Д. Рой, 1954; Д. Рой, Р. Рой, 1955), моделирования фазовых переходов (С. Ри-

* При это известно [12], что если исходный материал раздроблен до размеров микрона, то только поверхностная энергия может достигать 100 кал/моль и, кроме того, энергия деформации индуцируется при растяжении, заведомо превышая поверхностную энергию.

чардсон, М. Гилберт, П. Белл, 1966) экспериментов по растворимости полиморфов [12], термодинамических расчетов (П. Андерсон, О. Клеппа, 1969). При этом отмечается несопоставимо малое число работ по синтезу полиморфов по сравнению с экспериментальным изучением фазовых переходов. Установлено, что на результаты эксперимента, наряду с другими факторами, наибольшее влияние оказывают состав исходного материала, полнота и детальность его изучения до начала эксперимента (химический, минеральный состав, структурные особенности), так же как и «история» его приготовления (степень однородности, наличие зародышей, степень истирания и т. д.).

Так, Д. Рой и Р. Рой (1955) выявили, что добавление в алюмокремниевую смесь небольшого количества MgO способствует росту кристаллов андалузита и в присутствии MgO андалузит синтезируется без внесения в состав исходного материала зародышей природного андалузита. Синтез из «чистых» материалов (оксидов) алюминия и кремния, даже в присутствии зародышей андалузита, весьма затруднен, но в то же время происходит активно в присутствии небольшого количества MgO и слабо «загрязненного» пиррофиллита.

В ряде работ (С. Ричардсон, М. Гилберт, П. Белл, 1966; Е. Алтхауз, 1969) отмечается влияние на ход эксперимента (моделирование фазовых переходов) содержания примесных элементов в исходных материалах (Fe_2O_3 — 0,77 и MnO — 1,27 % — в андалузитах, и Fe_2O_3 — 0,45 % — в силлиманите). Изучая влияние примеси Fe_2O_3 , Е. Алтхауз (1969) установил, что в течение эксперимента переход кианит—силлиманит был осуществлен полностью в использованном им исходном материале и не завершен в другом, предоставленном ему для исследования С. Ричардсоном (1966), т. к. по содержанию Fe_2O_3 эти материалы были различны. Высокое содержание марганца в андалузите, по данным Р. Стернса (1968), может стабилизировать его в поле устойчивости кианита и силлиманита. Отмечая постоянное присутствие Fe^{3+} и Mn в полиморфах Al_2SiO_5 , М. Дж. Холдуэй [14] указывает на направленное увеличение Fe^{3+} в андалузите по сравнению с кианитом и силлиманитом; наибольшие из известных ему содержания Fe_2O_3 в андалузите равны 3,52 и

в кианите — 2,36 % М. Дж. Холдуэй также подчеркивает влияние содержания этих элементов на результаты эксперимента.

Г. Пирсон и Д. Шоу (1960), изучавшие присутствие примесных элементов в естественных образцах полиморфов Al_2SiO_5 , показали, что, кроме Fe^{3+} и Mn , силлиманит относительно других полиморфов обогащен Ba , Be , V ; андалузит обеднен Cr ; Li и V присутствуют в образцах предположительно пневматолитового генезиса; щелочи (Na , K , Ca) — неотъемлемая принадлежность полиморфов. Судя по данным этих исследователей силлиманит обогащен Ca и Na , а кианит — K . Эти авторы рассматривают возможность заметного воздействия примесных элементов на pT -параметры полиморфных превращений.

Экспериментальные исследования в связи с изучением полей устойчивости каолинита, пиррофиллита и полиморфов Al_2SiO_5 (Г. Хаас, М. Холдуэй, 1973; А. Томпсон, 1973; Д. Керрик, 1968) подтверждают относительно низкотемпературные условия появления кианита в пиррофиллитсодержащих породах. При этом выясняется зависимость результатов эксперимента от состава исходных материалов (Д. Керрик, 1968), а также степени их измельчения (А. Томпсон, 1970). Истирание андалузита в процессе его подготовки к эксперименту приводит к разупорядочиванию его структуры в поверхностном слое (Г. Хаас, М. Холдуэй, 1973), и эти участки становятся менее устойчивыми и более реакционноспособными. Специальные исследования влияния растирания материалов на ход и результаты эксперимента были проведены Р. Ньютоном [15], который установил, что истирание сопровождается значительным изменением структурных параметров у кианита и силлиманита и при этом в равных условиях относительно большие изменения фиксируются у кианита. При T — 750 °C и p — 950 МПа в слабо растертой смеси наблюдается полное превращение кианит—силлиманит, в то время как в смеси, растертой сильнее, силлиманит и кианит перекристаллизованы слабо.

Таким образом, продолжительное интенсивное растирание этих полиморфов в отличие от андалузита (Г. Хаас, М. Холдуэй, 1973) значительно уменьшает их реакционную способность. Ин-

тенсивное растирание исходного материала, проводившееся в экспериментах [11], может, по мнению Р. Ньютона, сместить на 0,2 МПа выше равновесия границу фазового перехода кианит—силлиманит. А. Томпсон (1970), изучавший равновесие кианит—пиррофиллит, отмечает, что кривая равновесия получена им для исходного материала с размером зерен меньше 300 меш и что для другого размера зерен могут быть получены другие результаты.

Особо рассматривается в ряде работ влияние на результаты эксперимента присутствия в исходном материале фибролита наряду с силлиманитом. Так, М. Холдуэй [14] установил, что силлиманит, употреблявшийся в его ранних опытах и позднее С. Ричардсоном и др. (С. Ричардсон, М. Гилберт, П. Белл, 1966), содержал фибролит, и поэтому результаты их эксперимента отличаются от результатов Б. Эванса (1965), применявшего в качестве исходного материала «грубозернистый» силлиманит. М. Холдуэй [14] также указывает, что силлиманит, использовавшийся Е. Алтхаузом [11] в качестве исходного материала, содержал 50—75 % фибролита, что и определило несопоставимость результатов их экспериментов. Высокая реакционная способность фибролита по сравнению с силлиманитом может быть обусловлена рядом факторов: мелкими размерами, энергией деформации иголок фибролита; беспорядком $Al^{IV}-Si^{IV}$, дефектами решетки, возникшими в результате метастабильной кристаллизации; присутствием примесных элементов. Явление порядок—беспорядок $Al^{IV}-Si^{IV}$ в силлиманите также может оказывать влияние на равновесие с участием этого минерала (Е. Зен, 1969; М. Холдуэй, 1971; Г. Гринвуд, 1972).

Таким образом, даже сравнительно краткий и далеко не полный перечень экспериментальных работ по системе $Al_2O_3-SiO_2$ и сопоставление их итогов показывают их неоднозначность и несопоставимость, вследствие чего «... результаты многолетних исследований системы $Al_2O_3-SiO_2$ позволяют утверждать, что фазовые взаимоотношения андалузита, кианита и силлиманита не установлены с определенностью, необходимой для их использования при реконструкции метаморфическо-тектонической истории» [12, с. 227]. Явно противоречат этому неоправданно оп-

тимистические высказывания петрологов: «... проведенные эксперименты внесли ясность в вопрос о характере системы Al_2SiO_5 ... тройная точка располагается в пределах амфиболитовой фации, примерно на 35 °С выше температуры начала фации, т. е. там, где ей и следовало быть судя по петрографическим данным» [4, с. 190]; «Фазовые переходы между полиморфными модификациями Al_2SiO_5 играют первостепенную роль при определении p и T метаморфизма» [7, с. 36].

Можно предполагать, что в других экспериментально исследованных системах с большим количеством компонентов и соответственно с большим количеством фаз переменного состава противоречивость и несопоставимость результатов будут более значительны, чем в охарактеризованной системе $Al_2O_3-SiO_2$. Кроме того, существует ряд ограничений, учет которых необходим при попытках использования экспериментальных данных для интерпретации, в частности для оценки pT формирования метаморфических комплексов.

Таковыми ограничениями являются.

1. Принципиальные различия сложных по химическому и структурно-минералогическому составу исходных для метаморфизма пород и упрощенных исходных материалов для эксперимента*. Основное требование эксперимента применительно к исходным материалам — их повышенная способность к реакции в связи с малыми скоростями реакций в эксперименте, малым объемом исходного материала при необходимости получения хорошо диагностируемых результатов реакции.

2. Невоспроизводимость в условиях эксперимента ряда факторов метаморфизма в природных условиях: длительность процессов, одновременное воздействие на метаморфизируемые породы давления нагрузки флюидного и тектонического — направленного давления и т. д. Наряду с этим параметры давления и температуры в природных объек-

* Аналогичны и различия между сложным составом порового флюида естественных образцов и составом H_2O в эксперименте. На это указывал Д. С. Коржинский в редакционном предисловии к работе [9]. «При экспериментах температуры равновесия реакций определялись под давлением чистой воды, тогда как природные реакции идут в присутствии поровых растворов сложного состава» [9, с. 7].

тах взаимообусловлены и однонаправлены, тогда как эксперимент в условиях повышенных температур заставляет экспериментатора работать в условиях пониженных давлений и наоборот.

3. Экспериментальные исследования посвящены преимущественно изучению полей устойчивости отдельных минералов, в то время как метаморфические породы являются полиминеральными ассоциациями. В этом отношении в полиминеральных реакциях в естественных процессах метаморфизма существенное воздействие на условия процесса оказывают сопряженные реакции [9], равно как и значение избытка и недостатка в системе таких компонентов, как SiO_2 и H_2O .

Различное отношение петрологов к результатам эксперимента, известная доля субъективизма определяют и различные подходы к построению схем минеральных фаций. В настоящее время в метаморфической петрологии сложилась парадоксальная ситуация: несмотря на существование сложных «петрогенетических сеток» и схем фаций и фаціальных серий, большинство петрологов предпочитает тем не менее использовать небольшое число фаций метаморфизма, выделенных П. Эскола в 1914—1915 гг. Противоречиво и отношение петрологов к современному положению в метаморфической петрологии касательно схем метаморфических фаций. Так, в редакционном примечании к сборнику «Термодинамический режим метаморфизма» (Отв. ред. В. А. Глебовицкий, 1976) отмечено: «В сборнике публикуется ряд общих и частных схем минеральных фаций метаморфических пород. Нетрудно заметить, что они во многом противоречат друг другу. Это обусловлено целым рядом объективных причин и отражает степень изученности термодинамики метаморфических систем». Вместе с тем в фундаментальной работе «Фации метаморфизма» [10, с. 192] указано, что «... концепция метаморфических фаций... является частью общей проблемы фаций в геологии и, хотя возникла позже, чем учение об осадочных фациях, достигла стадии достаточно строгой и стройной теории».

Весьма показательна также в этом отношении стремительная эволюция взглядов Г. Винклера на проблему метаморфических фаций: «... нельзя считать, как полагают У. Файф и другие

исследователи, ... что схема субфаций стала слишком громоздкой для общего использования. Напротив, выделение субфаций необходимо при изучении петрогенезиса пород... Каждая субфация представляет собой подразделение фации...» [4, с. 34]. В одном из последующих переизданий этой монографии (Г. Винклер, 1976), учитывая лавинообразно нарастающее количество фаций и субфаций метаморфизма, Г. Винклер предлагает отказаться от понятия «фация», разделяя метаморфические породы на три уровня (вслед за эписомеозонами У. Грубенманна (1904) и выделяя в них лишь зоны метаморфизма, соответствующие определенным изоградам определенных индексов минералов.

Как уже отмечалось [2], усложнение схем расчленения метаморфических фаций и типизации процессов метаморфизма определены, с одной стороны, значительным объемом экспериментальных исследований, а с другой — существенно возросшей в последние годы детальностью изучения минералогии и петрологии конкретных метаморфических комплексов. Результаты эксперимента и кажущаяся легкость их применения к природным объектам позволяют все более «уточнять pT -параметры становления метаморфических комплексов и, как следствие, все более «детализировать» схемы метаморфических фаций. В то же время изучение метаморфических комплексов выявляет их специфику, несходство по ряду признаков с «типовыми» комплексами, заставляя выделять их в качестве еще одного «типа» метаморфизма с присущим ему набором фаций — фаціальных серий.

Учитывая традиционность фаций, выделенных П. Эскола (1939), следует обратиться к первоначальному определению этого понятия. «В определенную фацию объединяются породы, которые при идентичном общем составе имеют идентичный минеральный состав, причем этот минеральный состав при изменении общего состава породы изменяется в соответствии с определенными законами. Таким образом, значение принципа фаций основано на почерпнутом из геологического опыта факте, что минеральные парагенезисы пород во многих случаях подчиняются законам химического равновесия. Однако определение фаций не содержит допущения

ния о преобладании химического равновесия. Единственным признаком принадлежности к данной фации является то, что один и тот же химический состав имеет один и тот же минеральный состав». [9, с. 21—22]. П. Эскола считал давление и температуру главными факторами метаморфизма, но они, эти факторы, не существенны для определения фации метаморфизма. Концепция фаций, основанная в данном случае на доступных наблюдению химических и минералогических критериях, представляет возможность для генетической интерпретации наблюдаемых фактов в соответствии с определенной рабочей гипотезой. Тем не менее П. Эскола в отличие от его последователей не склонен был отождествлять метаморфические фации с определенными значениями давлений и температур. Весьма характерно, что эта позиция П. Эскола вызвала специфическое замечание одного из представителей «термодинамического» направления интерпретации фаций А. Миаширо [7, с. 316] о том, что П. Эскола привел «...слишком позитивистское определение (фации), исходя только из непосредственного наблюдения химического и минерального составов. Такая попытка порождена, вероятно, позитивистским мировоззрением, которое он (Эскола) приобрел в юности под влиянием Оствальда, Маха и др.»

Типичным примером термодинамического подхода к выделению фаций метаморфизма является определение, данное Г. Рамбергом (1952): «Породы, образовавшиеся или перекристаллизовавшиеся в определенном P — T поле, ограниченном кривыми устойчивости некоторых критических минералов определенного состава, ... принадлежат к единой минеральной фации». Подобное или с некоторыми вариациями также существенно термодинамическое (pT) определение фаций метаморфизма присутствует в подавляющем большинстве работ по метаморфизму. Определение фации метаморфизма А. Миаширо, в частности, следующее: «Породы, перекристаллизованные в определенном интервале температур, литостатического давления и химического потенциала воды, можно отнести к одной метаморфической фации. Метаморфические фации удобно ограничивать реакциями, которые соответствуют главным минеральным превращениям». [7, с. 65]. Не-

обходимо подчеркнуть, что в этом, так же как и во многих других термодинамических определениях фации совершенно отсутствует упоминание о составе исходных пород, являющимся главным ее признаком в понимании П. Эскола.

Искусственность и ограниченность термодинамического подхода к выделению фаций метаморфизма обусловлены еще и тем, что используется явно ограниченное число факторов метаморфизма: давление, температура. Наряду с этими факторами — давление литостатическое, флюидное, направленное (негидростатическое) — определяющими являются исходный химический и минеральный состав пород, их структурные особенности, состав порового флюида и его количество, длительность процессов метаморфизма, характер градиентов давления и температуры, метасоматические изменения и масштабы их проявлений и т. д.

Значительное число этих факторов невоспроизводимо в условиях эксперимента, а использование этих данных требует учета ограничений, определяемых различием природных и экспериментальных процессов. Все это еще раз, на наш взгляд, подтверждает неправомерность существенно термодинамического подхода к анализу процессов метаморфизма и выделению фаций метаморфизма. Решение этих дискуссионных проблем метаморфической петрологии возможно с учетом новейших данных экспериментальных и термодинамических расчетных исследований, но на основе доступных наблюдению химических и минералогических критериев и, в частности, на основе тщательного учета химического и минерального составов пород, подвергающихся метаморфизму. Ныне существующие и детально разработанные литологами классификации осадочных пород, их химического и минерального составов поразительно отличаются от традиционно используемых петрологами метаморфистами «пелитов», «псаммитов» и т. д. Развивающиеся в последнее время палеогидрогеохимические исследования [1] показали исключительно сложный, многокомпонентный состав подземных вод и поровых флюидов, специфика которых установлена для пород различного возраста, литологического состава и в целом для различных осадочных формаций.

Значимость тщательного изучения химического и минерального составов пород для петрологического анализа метаморфизма и проблемы минеральных фаций можно проиллюстрировать на конкретном примере с учетом результатов эксперимента по системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$.

Для зональных метаморфических комплексов ряда регионов характерно присутствие кианита нередко в ассоциации с хлоритоидом во внешних периферических частях, отвечающих зоне биотита: Мамский комплекс (Д. А. Великославинский, 1972), Нью-Гэмпшир (К. Чапмен, 1939), ореол гранитов Донегала, Ирландия (М. Наггар, М. Атертон, 1970) и др. Отмечено, что появление кианита в этом случае происходит в относительно низкотемпературных условиях в породах, содержащих пиррофиллит. По данным М. Наггара и М. Атертона (1970), присутствие кианита ограничено прослоями пиррофиллитсодержащих пород с отношением $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) > 0,50$, в породах более обогащенных железом вместо кианита появляется ставролит. Наблюдения позволяют этим исследователям заключить, что появление или отсутствие кианита обусловлено скорее составом пород, чем вариациями давления. По данным Д. Керрика (1968), реакция $\text{пиррофиллит} - \text{Al}_2\text{SiO}_5 + 3\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ наблюдалась при $473 \pm 7^\circ\text{C}$ и 390 МПа $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ и $447 \pm 7^\circ\text{C}$ и 170 МПа $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ в зависимости от различий в составе исходных материалов. Таким образом, появление кианита в пиррофиллитсодержащих пелитах возможно в условиях относительно низких температур и давлений и не требует, как это традиционно считается [7], высоких давлений при метаморфизме.

Литологами в последние годы [6] установлено, что специфика терригенного осадконакопления в платформе и приплатформенных прогибах выражена широким распространением «метакандидов» — осадков, формирование которых при значительном выветривании сопровождается преобладающим развитием каолинита и пиррофиллита в ассоциации с монтмориллонитом в условиях дефицита щелочей. Наоборот, формирование терригенных отложений в геосинклинальных (миогеосинклинальных) прогибах обуславливает невысокую «зрелость» этих осадков и преобладающее формирование

ассоциаций гидрослюда—серицит—хлорит. Региональный метаморфизм подобных отложений по сравнению с каолинит-пиррофиллитовыми пелитами (метакандидами) в изофациальных условиях метаморфизма (зона биотита) приведет к появлению в метаморфических породах минеральных ассоциаций, содержащих кианит и хлоритоид в случае метаморфизма «метакандидов», гранат (кордиерит, ставролит) — в случае метаморфизма «незрелых» миогеосинклинальных отложений. Наличие кианита во внутренних частях зональных комплексов (мамский зональный комплекс, уфалейский и другие комплексы Урала) связывается с ареально проявленными процессами послемигматитового метасоматоза стадии среднетемпературного кислотного выщелачивания [5].

Итак, приведенные данные подтверждают предположение о необходимости при выделении метаморфических фаций в первую очередь учитывать специфику состава метаморфизируемых толщ, а также и роль процессов метасоматоза при метаморфизме, не основываясь только на результатах экспериментальных исследований. Соответственно формирование типовых, устойчивых минеральных ассоциаций при метаморфизме отражает не только и не столько специфику pT -условий метаморфизма, сколько специфику состава субстрата и интенсивность и тип проявленных в нем метасоматических изменений, сопровождающих и отчасти обуславливающих образование метаморфической зональности.

Изучение и классификация осадочных пород, являющихся исходным субстратом для метаморфизма, исключительно важны также и для решения традиционно дискуссионного вопроса о привносе—выносе (изо- и (или) аллохимичности) при метаморфизме. Главная трудность при оценке масштаба миграции вещества при метаморфизме — невозможность точно охарактеризовать исходный («дометаморфический») химизм пород. «Вариабельность состава осадков и магматитов, а также латеральная изменчивость стратиграфических единых горизонтов всегда остаются несколько неопределенными» (Тектоносфера Земли/Под ред. В. В. Белоусова. М., 1978. С. 453). В примечании к работе Ф. Тернера (1951),

считавшего результатом случайности образование обломочных минеральных скоплений осадочных пород, В. А. Николаев отмечает, что «... ассоциации обломочных пород, конечно, не случайны и их возникновение подчиняется определенным закономерностям, так называемой осадочной дифференциации».

Современные результаты литологических исследований подтверждают закономерность не только процесса осадконакопления, но также определенную структурно-минеральную направленность и закономерность постседиментационных изменений, специфика проявления которых зависит от типа осадков (фации и формации), геотектонических особенностей (платформенный, геосинклинальный) их накопления и последующего диа-, эпи- и метабазисного преобразования [Н. В. Логвиненко, 1968; 6]. Конечное состояние постседиментационного изменения, регламентирующего специфику структуры, минерального состава и состава поровых флюидов, и определяет в значительной мере, наряду с валовым химическим составом поровых флюидов, характер и типоморфизм минеральных ассоциаций, новообразованных в процессе метаморфизма.

Выводы. 1. Сопоставление результатов экспериментальных исследований системы $Al_2O_3-SiO_2$ показывает зависимость их от большого количества факторов и, как следствие, их неоднозначность и невоспроизводимость. Петрологическая интерпретация этих данных должна быть с учетом ряда ограничений, обусловленных принципиально различной природой эксперимента и естественного метаморфического процесса. Вследствие этого выделение метаморфических фаций, их обособление следует производить с учетом результатов эксперимента и термодинамических расчетов, но на основе «почерпнутых из геологического опыта фактов» (П. Эскола, 1939) и «на доступных наблюдению химических и минералогических критериях» [9].

2. Присутствие кианита в метаморфических комплексах, в их внешних периферических частях, обусловлено, наряду с температурой и давлением при метаморфизме, спецификой исходного состава высокоглиноземистых осадков и определенным уровнем их постседиментационных изменений.

Нахождение кианита во внутренних частях метаморфических комплексов связывается с проявлением здесь метасоматических процессов кислотного выщелачивания. Таким образом, наличие кианита в одном случае определено не столько спецификой давления при метаморфизме, сколько особенностями химического и минерального составов исходных пород, в другом случае — присутствие кианита обусловлено метасоматическими процессами.

3. Рациональное выделение, обособление метаморфических фаций возможно на основе детального изучения литологических особенностей пород исходного субстрата, наряду с учетом характера и уровня их постседиментационных изменений. Генетическая интерпретация выделенных таким образом минеральных фаций метаморфизма может опираться на какую-либо из термодинамических гипотез, учитывающих современные данные экспериментальных и физико-химических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. — Л.: Недра, 1983.
2. Блюман Б. А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1982. Т. 208. С. 9—17.
3. Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. — М.: Недра, 1980.
4. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. — М.: Недра, 1969.
5. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. — Л.: Наука, 1983.
6. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и океанах // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., 1975. С. 27—35.
7. Миширо А. Метаморфизм и метаморфические пояса. — М.: Мир, 1976.
8. Мюллер Р. Ф., Саксена С. Химическая петрология. — М.: Мир, 1980.
9. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. — М.: ИЛ, 1962.
10. Фации метаморфизма / Под ред. В. С. Соболева. — М.: Недра, 1970.
11. Althaus E. The triple point andalusite—sillimanite—kyanite. An Experimental and petrologic study // Contr. Miner. and Petrol. 1969. Vol. 16. № 1. P. 29—44.
12. Brown G. C., Fyfe W. S. Kyanite—andalusite equilibrium // Contr. Miner. and Petrol. 1971, Vol. 33. № 3. P. 227—231.
13. Fyfe W. Some second thoughts on $Al_2O_3-SiO_2$ system // Amer. Jour. Sci. 1969. Vol. 267, № 3. P. 291—296.
14. Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram //

15. Newton R. C. Some high-pressure hydrothermal experiment of severely ground kyanite

Принята редколлегией 27 июня 1991 г.

Геохимия

УДК 550.4 : 552.323 (574.42)

© В. С. Гладких, 1992

К геохимии девонских вулканогенных пород юго-западной части Алейского антиклинория

В. С. ГЛАДКИХ (ИМГРЭ)

Рассматриваются средне-верхнедевонские вулканогенные породы Камышинского и Верхубинского месторождений Рудного Алтая, приуроченных к юго-западному обрамлению Алейского антиклинория. В строении рудных полей принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи среднего и верхнего девона, перекрывающие нижнепалеозойские метаморфические образования. В девонских вулканогенно-осадочных породах выделяются свиты: лосишинская (эйфель) — туфы, лавобрекчии и лавы кислого состава, лавобрекчии и лавы базальтов, а также глинисто-кремнистые алевролиты, песчаники, туфопесчаники, известняки; таловская (живет) — лавы и лавобрекчии кислых пород с подчиненными кремнистыми алевролитами; гериховская (фран) — лавобрекчии и лавы базальтов, реже кислых пород, и, кроме того, туфопесчаники, песчаники, алевролиты и известняки. В свитах отмечаются дайки и субвулканические тела основного — кислого состава и интрузии кислых пород средне-познедевонского возраста. Указанные породы образуют вулканогенно-осадочную формацию — базальт-липарит-терригенно-морскую [10] или кварц-кератофировую [5]. По геодинамическим условиям образования она относится к формациям островных дуг, развитых на коре континентального или переходного типа [2].

Процессы зеленокаменного изменения вулканических пород района выразились преимущественно в повышении содержаний H_2O^+ , CO_2 , п. п. п., главным образом для лав основного и среднего составов, а также в увеличении MgO , CaO и уменьшении K_2O в отдельных пробах при иммобильности других

петрогенных элементов (таблица). Наиболее мобильными редкими элементами в этих процессах были Rb, Sr, Ba, Cs, тогда как TR и гидромагмафильные элементы являлись инертными.

В целом перераспределение петрогенных и редких элементов при зеленокаменном изменении изученных вулканических образований соответствует установленному для зеленокаменных эффузивных пород различных провинций мира [4]. Причем интервалы колебаний в содержании петрогенных и редких элементов в большинстве проб изученных лав одного и того же петрографического типа сопоставимы с интервалами содержаний в тех же типах островодужных районов. При классификации лав и на сравнительных петрохимических диаграммах их составы были приведены к 100 % без учета содержания воды и п. п. п., а породы с резко аномальными содержаниями отдельных петрогенных и редких элементов не рассматривались.

В соответствии с классификационными критериями вулканических пород в составе формации по содержанию кремнезема и щелочей выделяются основные (базальты, андезитобазальты), средние (андезиты) и кислые (дациты, риодациты и риолиты) (см. таблицу). Породы кислого состава резко преобладают среди вулканогенных образований (85—90 % объема), при подчиненном значении основных (10—15 %) и практически полном отсутствии средних, что позволяет рассматривать породы формации как резко выраженную контрастную серию.

Базальты (SiO_2 менее 53 %) на диаграмме кремнезем — щелочи располагаются в полях толентовых и щелочных оливиновых базальтов. При этом в поле

Средний химический состав (%) и среднее содержание редких элементов (г/т) в магматических породах рудовмещающей формации

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	50,50	48,07	57,04	56,48	62,93	62,72	68,98	71,38	72,01	73,15	78,21	78,45
TiO ₂	0,72	1,30	0,68	1,41	0,72	1,13	0,52	0,61	0,30	0,30	0,09	0,15
Al ₂ O ₃	16,03	16,53	14,26	15,43	14,16	14,80	13,73	13,95	13,09	11,80	13,0	10,67
Fe ₂ O ₃	2,12	2,32	2,22	4,39	2,38	3,82	0,92	0,64	0,53	1,80	0,42	1,08
FeO	7,70	8,77	6,86	7,51	0,30	3,71	5,39	2,46	4,25	3,36	1,51	2,0
MnO	0,36	0,23	0,23	0,27	0,23	0,25	0,16	0,09	0,13	0,10	0,03	0,08
MgO	10,00	8,79	5,28	3,53	3,10	1,83	1,82	2,15	2,27	2,55	1,72	0,63
CaO	9,01	10,27	8,98	5,73	5,48	4,55	2,24	3,0	2,05	1,63	0,52	1,21
Na ₂ O	2,32	2,58	3,59	4,14	3,41	5,28	3,73	1,29	4,10	4,0	1,57	4,16
K ₂ O	1,05	0,93	0,74	0,82	1,14	1,52	2,37	4,29	1,18	1,22	2,91	1,52
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,10	0,29	0,13	0,32	0,12	0,12	0,07	0,05	0,03	0,03
Rb	14,7	15,1	7,4	25,6	13,3	21,6	24,5	91,0	18,3	16	76	20,8
Sr	266	295	200	220	200	140	114	170	112	68	31	79
Ba	306	129	165	160	160	150	325	420	212	155	895	425
Nb	1,6	2,3	2,7	4,8	2,9	3,3	6,5	6,9	7	5,9	9,4	6,5
Zr	42	61	54	104	72	109	103	220	109	143	116	157
Cr	228	215	86	180	54	9	15	5	8	8	6,2	12,8
V	250	147	180	180	160	80	56	40	65	15	35	24
Ni	86	70	30	30	10	10	11	10	10	10	10	10
Co	39	11	17	11	10	12	6	2	8	6	2	3
Cu	98	70	31	26	11	8	17	23	16	12	8	13
Zn	125	94	110	100	100	91	118	40	98	72	28	38
Pb	9	6	10	15	10	16	24	42	14	16	19	19
La	6,4	5,5	8,4	8,2	13	12	19,1	28	24	17	30	21
Ce	14	14,7	18	18	28	28	36,8	61	31	32	55	45
Sm	2,4	3,4	3	2,8	3,9	5,6	5,3	7,1	5,7	4,7	5	6,6
Eu	0,52	0,97	0,76	0,78	1,4	1,5	1,2	1,9	1,1	0,95	0,9	0,98
Tb	0,46	0,70	0,70	0,65	0,99	1,1	1,0	1,4	0,9	0,86	1,1	1,2
Yb	1,40	2,4	1,8	1,9	3,0	4,5	3,4	4,9	3,1	4,6	3,1	6,1
Lu	0,28	0,39	0,30	0,32	0,47	0,67	0,56	0,71	0,5	0,68	0,5	0,89
Y	21	27	28	34	28	35	31	34	26	39	21	46
n	5	4	1	1	1	2	8	1	4	3	2	9

Примечание. Сумма петрогенных элементов приведена к 100 %; 1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — андезиты; 4 — дациты; 5 — риодациты; 6 — риолиты; поля: а — Камышинское; б — Верхубинское; химические анализы пород выполнены в химической лаборатории БГГЭ; Cu, Pb, Zn, Ni определены атомно-абсорбционным; Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Nb флуоресцентно-рентгенорадиометрическим (Nb с предварительным химическим концентрированием), Cr, Co, P39 нейтронно-активационным (Б. В. Ермолаев, С. М. Ляпунов) методами анализа.

последних попадают главным образом составы базальтов Верхубинского района. Средние составы базальтов изученных полей однородны по содержанию Al, оксида Fe (II), Na и K. Вместе с тем базальты Верхубинского поля обеднены SiO₂, отчасти Mg, но содержат больше Ti, оксида Fe(III), Ca. В нормативном составе базальтов присутствуют нефелин, кварц с преобладанием гиперстена.

Составы андезитобазальтов и андезитов на диаграмме кремнезем—щелочи попадают в поле нормального, а дациты, риодациты и риолиты — низкощелочного ряда.

Положение составов вулканогенных пород формации на диаграмме SiO₂—(Fe₂O₃+FeO)/MgO (рис. 1) не дает основания для однозначного оп-

ределения их принадлежности к толеитовой или известково-щелочной сериям. Это связано с тем, что большая часть точек основных и средних пород Верхубинского поля попадает в толеитовую серию, а кислых — в толеитовую и известково-щелочную примерно в равном количестве.

И напротив, резко преобладающая часть точек основных и кислых пород Камышинского поля находится в поле известково-щелочной серии. В целом породы формации можно рассматривать как переходный тип между толеитовой и известково-щелочной сериями. Этот тезис подтверждается и положением составов пород на диаграмме MgO—Fe₂O₃+FeO—Na₂O+K₂O.

В целях выявления петрохимических черт изученных базальтов было прове-

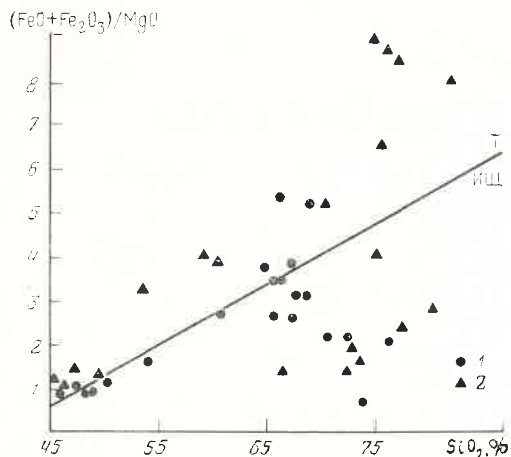


Рис. 1. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Mg}$ вулканических пород:

формации: Т — толентовая, ИЩ — известково-щелочная серия; поля: 1 — Камышинское, 2 — Верхубинское

дено сравнение их средних составов со средними составами базальтов островных дуг [1, 8], платформенных платобазальтов, а также — толента СОХ [13]. Специфические черты базальтов островных дуг — низкая магнезиальность, высокое содержание глинозема, обедненность Cr, Ni, Ti, Zr, Nb, Ta, Ni [8].

Из характера расположения средних составов базальтов на рисунке 2 следует, что базальты Рудного Алтая являются наиболее магнезиальным типом из всех рассмотренных и по содержанию этого оксида сопоставимы только с толентами СОХ. Что же касается других петрогенных оксидов, то породы обоих рудных полей по содержанию Са близки к островодужным, а Al — к платобазальтам. По содержаниям Fe и Ti породы Камышинского поля отвечают островодужным, а Верхубинского — платобазальтам. Концентрации К в базальтах обоих полей соответствуют базальтам с повышенным содержанием К островных дуг.

Аналогичное сравнение дацитов, риодацитов и риолитов Рудного Алтая с породами кислого состава островных дуг показывает, что, как и базальты, они более магнезиальны и обеднены Са, за исключением соответственно риолитов и дацитов Верхубинского поля. По содержаниям других оксидов они сопоставимы с кислыми лавами островных дуг. Следует лишь отметить, что дациты Верхубинского и риолиты

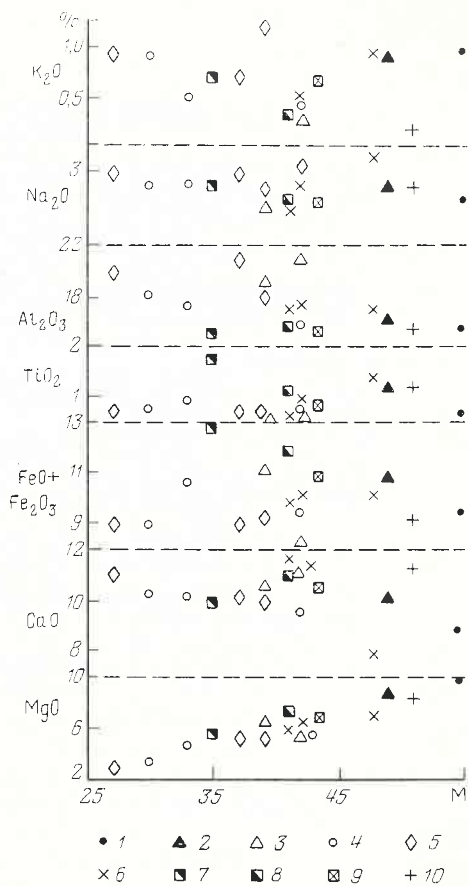


Рис. 2. Диаграмма М — петрогенный оксид вулканических пород юго-западной части Алейского антиклинория, островных дуг и континентальных платобазальтов:

поля: 1 — Камышинское, 2 — Верхубинское; островные дуги: толентовые базальты — 3 — низкокальцевые, 4 — среднекальцевые; известково-щелочные базальты: 5 — среднекальцевые (3—6 по [8], 6 — базальты островных дуг по [1]); континентальные платобазальты: 7 — Декана, 8 — северо-запада Сибирской платформы, 9 — Карру), 10 — базальты СОХ

Камышинского полей обеднены Na, но обогащены К.

По вариациям содержаний в одготипных породах изученные элементы могут быть разделены на две группы: 1) Rb, Sr, Ba, Cu, содержания их изменяются в 2—4 раза в основных и 7—30 — в кислых; 2) Nb, Zr, РЗЭ, Co, Cr, V, Zn, содержания которых изменяются не более, чем в 2—4 раза, независимо от составов пород. Несомненно, что первичные вариации содержаний элементов первой группы были усилены процессами зеленокаменного изменения.

Средние составы базальтов изученных полей близки по содержаниям Rb, La, Ce, Y, Cr, Ni. Отмечается обо-

гашение базальтов Верхубинского поля Nb, Zr, средними и тяжелыми РЗЭ, отчасти Sr, при резком обеднении Ba, V и незначительном — Cu, Zn, Pb. В породах кислого состава не наблюдается общей закономерности в распределении редких элементов. Риодациты обоих полей близки по содержаниям Rb, Nb, РЗЭ, Cr, Ni, Co, Pb, однако в породах Верхубинского поля больше Zr, Y, но меньше Sr, Ba, La, V, Zn. В риолитах сравниваемых полей встречаются близкие концентрации только Ni, Co, Pb, при более высоких содержаниях Sr, Zr, тяжелых РЗЭ, Y и низких Rb, Ba, легких РЗЭ, Nb, V в породах Верхубинского поля.

Сравнение средних содержаний редких элементов в базальтах изученных полей с таковыми островных дуг и платформенных ассоциаций (рис. 3) показывает, что они близки к островодужным базальтам по содержаниям Rb, Sr, Zr, Nb, Sm, Yb, Ba, но обеднены La по сравнению с островодужными и континентальными типами, соответствуя по содержанию этого элемента толеитам СОХ. Породы кислого состава изученных полей по содержаниям Rb, Ba, Sr и Zr близки однотипным лавам островных дуг.

Значения K/Rb в породах колеблются от 250 до 1000, что соответствует изменению этого отношения в известково-щелочных сериях островных дуг. В сериях Камышинского и Верхубинского полей проявляются различные тенденции в изменении K/Rb соответственно: субщелочная (последовательное увеличение K/Rb от основных к кислым породам) и известково-щелочная (K/Rb изменяется слабо).

Корреляционная зависимость между Sr и Ba в изученных породах не фиксируется, хотя подобная зависимость свойственна для вулканических серий островных дуг. Значения Sr/Ba в породах Рудного Алтая варьируют в широких пределах от $<0,1$ до >2 (в островодужных Sr/Ba составляет 1—2).

В породах формации наблюдается общая тенденция — возрастание концентраций Nb и Zr от пород основного к породам кислого составов. В базальтах и андезитобазальтах Верхубинского поля отмечается повышенное содержание Nb относительно тех же пород Камышинского, кроме того, в породах первого поля в целом больше Zr

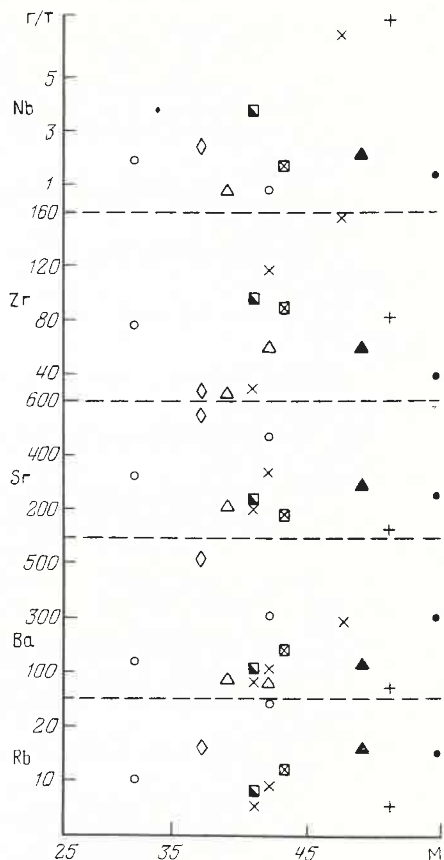


Рис. 3. Диаграмма М — редкий элемент вулканических пород юго-западной части Алеяского антиклинория, островных дуг и континентальных платобазальтов:

усл. обозн. см. рис. 2

относительно второго. Между содержаниями Nb и Ti, Zr и Ti существует слабая отрицательная корреляционная зависимость. Значения Ti/Nb и Ti/Zr соответственно изменяются от 400—1000 и 50—150 в основных и средних породах до 50—100 и 5—50 в кислых. В породах Камышинского поля обнаружена тенденция к уменьшению Zr/Nb от 26 в базальтах до 12 в риолитах в связи с более интенсивным накоплением Nb, в Верхубинском поле Zr/Nb сохраняет постоянное значение в ряду базальт—дацит (Zr/Nb 30—33) и понижается до 24 в риодацитах и риолитах.

Средние содержания суммы РЗЭ последовательно повышаются при переходе от базальтов к риолитам. Породы изученных полей характеризуются общим трендом распределения РЗЭ: четко проявленным накоплением легких лантаноидов относительно тяжелых и наличием европейской аномалии (рис.

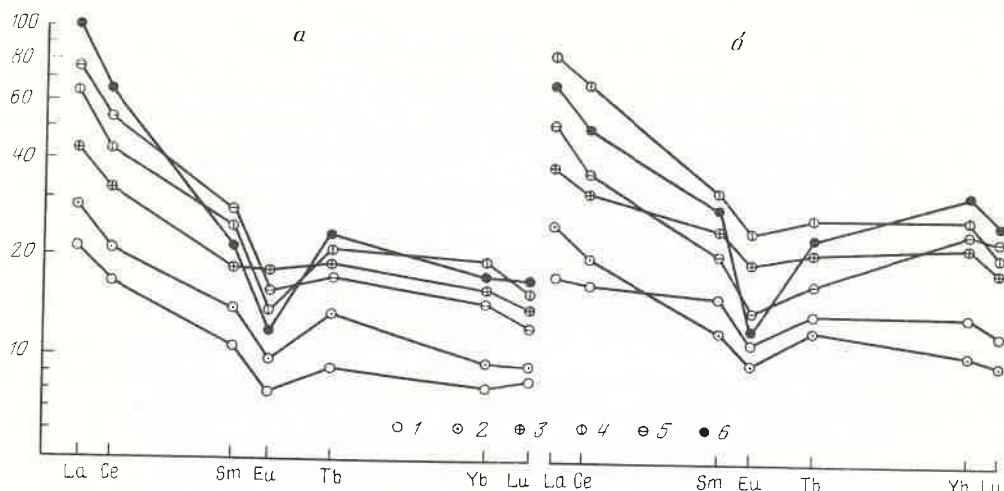


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных относительно хондрита, вулканических пород юго-западной части Алейского антиклинория:

поля: а — Камышинское, б — Верхубинское; 1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — андезиты; 4 — дациты; 5 — риодациты; 6 — риолиты

4). Вместе с тем отмечают различия в составе лантаноидов: в риолитах Камышинского поля La/Sm выше по сравнению с риолитами Верхубинского, и кроме того, La/Yb 2,5—3,5 в породах Камышинского поля выше относительно Верхубинского 1,3—3,2.

Содержания Ni и Co в породах формации находятся в прямой корреляционной зависимости от Mg и понижаются от базальтов к риолитам. Среднее значение Ni/Co в базальтах близко к 1,7, являясь промежуточным между базальтами островных дуг и океанов, а также сопоставимым с таковым в базальтах континентов [3].

В распределении Cr и V отмечают тенденции, характерные для Ni и Co . Содержание V в Верхубинском поле в целом понижено по сравнению с Камышинским. Отмеченные различия в содержании Ti и V позволяют сопоставлять базальты Камышинского (Ti/V 13—20) с известково-щелочными и толеитовыми базальтами островных дуг, а Верхубинского (Ti/V 36—59) с базальтами континентов и океанических островов [13].

В породах обоих полей содержания Si уменьшаются при переходе от основных к кислым. В отличие от Si средние концентрации Zn в ряду базальт — риодацит изменяются незначительно и только в риолитах они в 2—3 раза ниже относительно базальтов. В базальтах Zn/Si составляет 1,1—1,3, что соответствует среднестатистическому значению этого отношения в колчеданных месторождениях Рудноалтайской

провинции. Подобное сходство Zn/Si в базальтах и рудах может служить принципиальным геохимическим признаком связи колчеданного оруденения с базальтовыми магмами. Устанавливается примерно двукратное накопление Pb в риолитах по сравнению с базальтами. Между содержаниями K и Pb существует прямая корреляционная зависимость, при вариации K/Pb от 500 до 1500.

Анализ вещественного состава, петрохимических и геохимических особенностей вулканогенных пород формации и сопоставление их с однотипными породами островных дуг показывают, что изученная формация представляет крайний по контрастности тип с практически полным отсутствием средних составов и резким преобладанием кислых. Однако, несмотря на контрастный характер формации, в ней устанавливается последовательное распределение ряда петрогенных элементов: SiO_2 , Al , Mg , Ca , Ti и суммарного Fe — от основных пород к кислым, что может трактоваться как доказательство образования пород формации из единого мантийного источника.

Другими словами, или кислые породы наследуют геохимические черты материнского базальта, или те и другие имеют признаки общего источника.

В качестве подтверждения первого тезиса рассмотрим принцип унаследованности петрохимических и геохимических черт от базальтов до риолитов в пределах отдельных рудных полей. Так, для всего спектра пород Верхубинского поля свойственно повышенное

содержание Ti, V, Zr, Nb, Y; в рядах базальт, андезитобазальт и риодацит, риолит — суммарного железа; в базальтах и риолитах — Ca и Na и относительно однотипных пород Камышинского — пониженного Mg в базальтах и риолитах. Указанные петрохимические и геохимические различия в вулканогенных породах Верхубинского и Камышинского рудных полей могут быть связаны с разными уровнями генерации родоначальных магм и степенью селективного плавления мантийного источника либо, что менее вероятно, с неоднородностью мантийного источника.

Для большей части литофильных элементов: Rb, Ba, Nb, Zr, PЗЭ, а также Pb — проявляется общая тенденция: последовательное увеличение концентраций при переходе от основных к кислым породам, хотя интенсивность их накопления (содержание в кислых/содержание в основных) различна. Эта же тенденция характерна и для La/Sm, La/Yb. Для Ni, Co, Cr, V прослеживается обратная тенденция. Для пород формации устанавливается корреляционная зависимость между отдельными петрогенными и редкими элементами: Mg и Ni; Nb, Zr и Ti; Rb, Pb и K.

Существуют различные концепции образования контрастных серий. В частности, генезис кислых магм девонских контрастных серий Магнитогорского синклиория связывается с анатексисом базальтовой магмой вмещающих пород — граувакков и сланцев. При этом допускается, что накопление рудных компонентов может осуществляться или путем увеличения их концентраций при эволюции магм, или при мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород [9].

По данным других исследователей: о наследовании кислыми породами геохимических черт базальтов; присутствию в лавах среднего состава основных и ультраосновных включений; независимости изотопного состава лав от их кремнекислотности и щелочности — можно допустить единый мантийный источник серий, а образование кислых пород связать с фазовыми переходами в мантии под влиянием флюидных потоков [7]. Наиболее радикальное возражение относительно корового образования кислых магм высказано Б. Г. Лутцем, по мнению которого «обсуждать идеи корового происхождения кислых магм бессмысленно...» [6, стр. 211].

Он утверждает, что кислые породы формируются в результате смешения обогащенного кремниеслойной флюида с базальтовой магмой.

Контрастность составов магматических пород присуща не только известково-щелочным сериям. В Кении и Эфиопии изучено большое число стратовулканов, сложенных трахитами, пантеллеритами при резко подчиненном развитии основных лав (1—25 % объема) и практически полном отсутствии промежуточных [12]. В них прослеживаются последовательное увеличение содержаний некогерентных элементов, уменьшение Ti, Ti/Nb, Ti/Zr по мере повышения в породах содержания SiO_2 . На основе геохимических и геофизических (наличие положительных гравитационных аномалий) данные кислые магмы рассматривают как продукты кристаллизационной дифференциации базальтовых. Выделяемый по геофизическим данным в пределах рудноалтайской структурно-формационной зоны «фронт базификации» [5] можно интерпретировать как реликт девонских магматических камер базальтового состава, что позволяет предполагать преобладание объемов основных магм над кислыми.

Значения $M = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^2) \cdot 100$ при принятом автором $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,2$ в базальтах изученных полей изменяются в интервале 59—72. Считается, что гипотетическая первичная базальтовая магма с $M = 71$ является производной мантийных перидотитов с $M = 88—89$. Этому условию отвечают лишь высокомагнезиальные базальты. Другие же разновидности базальтов следует рассматривать как в различной степени подвергнутые процессу дифференциации. Модельные расчеты с использованием уравнения Д. Шоу: $C = C^0/D + F(1-D)$, базирующиеся на концентрациях La, Ce, Yb, Nb, Zr, показывают, что данный высокомагнезиальный базальт мог быть образован при 18—20 %-ом селективном плавлении мантийного источника состава гранатового лерцолита, в котором содержания редких элементов в 2—7 раз выше, чем в хондритах.

Т. И. Фроловой с соавторами [8] приводится диаграмма, основанная на данных Д. Бейли и И. Николса, нормированных значений Yb и La/Yb в наиболее магнезиальных типах базальтов островных дуг. Допускается, что при се-

ллективном плавлении (2—20 %) шпинелевых или амфиболовых лерцолитов формируются базальты с La/Yb 1,5—3. Это отношение для среднего состава базальтов Камышинского поля 2,6, Верхубинского — 1,3, что сопоставимо с базальтами островов Парамушира, Шикотана для первого поля, и Кунашира, Симушира, а также северо-запада Сибирской платформы для второго.

Выводы. 1. Девонские вулканогенные породы юго-западной части Алейского антиклинория представляют наиболее выраженную по контрастности формирования, которая по петрохимическим и геохимическим признакам является переходной между толеитовыми и известково-щелочными сериями. Базальты формации по содержаниям Mg и La соответствуют толеитам COX , Ca , K и большей части некогерентных элементов — базальтам островных дуг, Al — континентальным платобазальтам.

2. Однотипные вулканические породы отдельных рудных полей обладают рядом специфических петрохимических черт, которые выражаются в различном содержании петрогенных элементов: Mg , Ca , Na , Fe , Ti — и редких: V , Zr , Nb , Y , что связано или с различными условиями их образования, или неоднородностью мантийного источника.

3. В составе формации проявлена тенденция к последовательному изменению содержаний петрогенных и редких элементов от основных пород к кислым. Унаследованность общих петрогеохимических черт основными и кислыми лавами в пределах отдельных рудных полей может свидетельствовать об образовании формации из единого магматического источника.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О. А., Цветков А. А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. — М.: Недра, 1977.
3. Гладких В. С., Соловьев В. А. Петрохимические и геохимические особенности геосинклинального вулканизма (Магнитогорский мегасинклинорий) // Региональная геохимия и рудообразование. М., 1980. С. 270—288.
4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
5. Кузбный В. С. Магматические формации юго-западного Алтая и их металлогения. — Алма-Ата: Наука, 1975.
6. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
7. Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. — Новосибирск: Наука, 1981.
8. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — М.: Недра, 1989.
9. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. — М.: Изд-во МГУ, 1977.
10. Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. — М.: Наука, 1974.
11. Hodder A. P. W. Depth of origin of basalts inferred from Ti/V ratios and a comparison with the K_2O —depth relationship for island-arc volcanics // Chem. Geol. 1985. Vol. 48, № 1—4, P. 3—16.
12. Weaver S. D., Seal J. S. C., Gibson I. L. Trace-element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the east African rift system // Contrib. miner. petrol. 1972. Vol. 36, № 3, P. 181—194.
13. Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. Bd 68, P. 110—119.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Геохимия зон постмагматического изменения Эльджуртинского массива

В. В. ЛЯХОВИЧ (ИЛСАН), В. И. РЕХАРСКИЙ, А. Г. ГУРБАНОВ (ИГЕМ)

Для оценки потенциальной рудоносности гранита крайне недостаточно знания только его геохимических особенностей. При кристаллизации гранитной магмы редкие и рудные элементы или рассеиваются в кристаллических решетках породообразующих минералов, обогащая тем самым кристаллизующийся гранит, или накапливаются в поздних продуктах кристаллизации — различных жильных дифференциатах, завершающих формирование гранитных массивов. При этом многие редкие и рудные (и некоторые петрогенные) элементы выносятся из кристаллизующейся гранитной магмы, накапливаясь в породах ближайшего экзоконтактового ореола. Следовательно, судить о рудоносности гранитной магмы нельзя, не учитывая геохимическое своеобразие жильных пород, пород экзоконтактового ореола и апикальных частей массива, где концентрируются многие элементы, покинувшие гранитную магму.

Кроме того, дополняет информацию о геохимических особенностях гранитной магмы и изучение содержаний редких и рудных элементов в гранитах, измененных постмагматическими процессами. Эти изменения вероятнее всего обнаружить в зонах повышенной трещиноватости, служивших наиболее доступными путями циркуляции поздних растворов. По расхождению последние могут быть различны: или быть связаны с гранитной магмой, являясь продуктом завершающих стадий ее кристаллизации, или быть ей чуждыми. В первом случае наследование растворами характерных геохимических особенностей гранита свидетельствует об их генетической связи. Во втором — отсутствие подобной преемственности указывает на негранитный источник редких и рудных элементов.

Для выяснения роли подобных зон в оценке рудоносности вмещающего их гранита были опробованы и количественно проанализированы на ряд рудных и редких элементов зоны постмагматического изменения, установленные как в естественных обнажениях, так и в нижних горизонтах скважины № 1500, про-

буренной в Эльджуртинском гранитном массиве, пространственно сопряженном с известными W—Mo месторождением Тырнауз.

Эти зоны приурочены к участкам повышенной трещиноватости гранита, характер изменения которого несколько различается в зависимости от их гипсометрического положения. В верхних частях массива 0—600 м, в пределах естественных обнажений, преобладает ожелезнение, реже окварцевание, в более глубоких горизонтах 600—2400 м, вскрытых скважиной, — серицитизация, мусковитизация и карбонатизация слагающих гранит минералов.

Зоны постмагматического изменения верхних горизонтов Эльджуртинского массива 0—600 м. В верхних горизонтах Эльджуртинского массива в естественных обнажениях зоны трещиноватости распространены в районах северного и южного его контактов. Их мощность непостоянная — от 10—20 см до 3—10 м, а залегание — от пологого до близкого к вертикальному. В пределах этих зон, вдоль мелких трещин, гранит ожелезнен, реже — окварцован. Изменены и породообразующие минералы: биотит хлоритизирован, зерна полевых шпатов трещиноваты, по стыкам с зернами кварца наблюдаются многочисленные пластинки гематита и гидроксиды железа, придающие породе бурый цвет. По характеру изменения можно выделить зоны фиолетово-красные (марганцевые) и желто-бурые (железистые).

Геохимической особенностью измененных гранитов из зон трещиноватости является непостоянное содержание в них рудных и редких элементов (табл. 1), свидетельствующие об их привносе — выносе теми растворами, которые производили общее изменение гранита. В первую очередь следует отметить большую неоднородность содержания W и Mo, количество которых иногда увеличивается в 2—3 раза по сравнению с неизмененным гранитом, а в отдельных случаях достигает и более высоких концентраций — 7 и 10 г/т соответственно. В ожелезненных гранитах

1. Содержание рудных и редких элементов в измененных гранитах из зон трещиноватости верхних горизонтов 0—600 м массива, г/т

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Zr	Nb	Ta	Sc	Ga	B	F	Be	Li	Rb	Cs
Гранит ожелезненный Балка М. Мукулан	3,0	4,0	6,0	40	32	8	210	16,8	1,8	6,5	20,4	90	1200	2,0	180	190	30
»	4,0	6,0	7,0	40	17	12	170	7,7	1,7	38,0	38,0	170	1100	2,0	380	230	40
»	5,0	7,0	4,0	50	40	14	200	8,2	1,5	25,2	25,2	80	850	1,5	180	210	60
Балка Эльджурту	5,0	2,0	5,0	30	26	17	240	18,2	2,0	6,8	33,2	40	1200	1,5	50	190	20
»	7,0	2,0	5,0	30	27	18	330	19,6	2,1	4,9	24,0	30	2000	1,5	50	210	20
»	3,0	10,0	4,0	25	20	11	300	15,4	1,8	4,9	34,4	20	1600	2,0	20	170	20
»	0,7	0,4	19,0	25	77	22	110	15,4	1,5	5,3	35,0	17	1200	3,0	69	190	14
Балка Чильман	0,7	0,6	5,0	100	51	13	100	16,1	2,0	5,2	28,0	12	1300	3,0	51	200	14
»	0,7	0,5	11,0	120	44	24	200	22,4	1,9	8,3	26,0	14	1400	3,0	62	190	13
»	0,7	0,6	20,0	100	58	32	140	16,8	1,8	4,9	16,0	13	1300	3,0	63	190	26
Гранит окварцованный Ущелье Тюлю-су	5,5	2,8	140,0	80	34	17	170	14,0	1,6	4,1	41,0	69	2100	2,0	177	200	n/o
»	6,0	1,0	42,0	50	32	35	140	13,3	0,7	—	—	7	190	5,0	30	270	20
»	3,5	1,9	42,0	25	22	11	170	16,8	1,5	11,0	15,0	250	1300	3,0	91	190	n/o

Примечание. Приведенные цифры — результат количественного спектрального анализа.

особенно больших значений достигают иногда частные содержания, г/т: Sn — 140, Zn — 120, Pb — 77, а также Li — 380, Cs — 60 и F — 2100. Для окварцованных гранитов характерны высокие содержания, г/т: Si — 35, Sc — 11 и B — 250 (см. табл. 1, 2).

В таких участках отмечается появление более высоких по сравнению с неизменным гранитом содержаний и собственных минералов этих элементов, г/т: шеелита — 0,5, молибденита — 2,7, касситерита — 1,8, сфалерита — 0,4, имеющих гидротермальный генезис. Содержания остальных элементов (Zn, Nb, Ta, Be, Rb) уменьшаются или существенно не отличаются от таковых в неизменном эльджуртинском граните. Повышенным содержаниям бора иногда сопутствуют повышенные содержания Mo, Li, Rb и Cs, а фтора — W, Zr, Ta и Pb. Однако четкого характера эта зависимость не имеет.

Полученные результаты позволяют считать, что растворы, циркулировавшие по трещинам в эльджуртинском граните, содержали некоторое количество различных, главным образом рудных элементов, в т. ч. W и Mo. Представление об этом дают значения Kn, несущие объективную информацию о концентрации рудных элементов в магматических дифференциатах (см. табл. 2).

Зоны постмагматического изменения нижних горизонтов Эльджуртинского массива 600—2400 м. В керне скважины № 1500 зоны постмагматического изменения в эльджуртинском граните группируются в два интервала. Один из них, ограниченный отметками 1130—1230 м, содержит зоны повышенной трещиноватости, где минералы гранита подвержены значительному изменению: хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. Мощность этих зон варьирует от 0,5 до 10 м. Другой — 1970—2360 м — включает зоны мощностью 1—20 м, в пределах которых гранит превращен в рыхлую дресвяно-глинистую массу.

Краткая петрографическая характеристика этих зон приведена в табл. 3. Результаты анализа измененных гранитов из выделенных зон показывают их существенное геохимическое отличие как друг от друга, так и от неизменного массивного гранита (табл. 4). В измененных гранитах зон трещиноватости в значительной степени накопи-

2. Значения Кн редких и рудных элементов в измененном граните из зон трещиноватости верхних горизонтов 0—600 м массива

Элементы	Массивный, г/т (110)	Ожелезненный, г/т (2)	Кн	Окварцованный, г/т (2)	Кн
W	1,7	3,2	1,9	4,8	2,8
Mo	1,4	3,3	2,3	1,5	1
Sn	6,2	20,6	3,3	42	6,7
Zn	46,3	58,2	1,3	37,5	0,8
Pb	25,8	38,7	1,5	26	1
Cu	12,7	17,1	1,3	23	1,8
Zr	250,2	197,3	0,8	155	0,6
Nb	13,9	15,5	1,1	15,1	1,1
Ta	1,7	1,8	1	1,2	0,7
Sc	3	5,6	1,8	11	3,6
Ga	20	29,2	1,5	15	0,8
B	11,4	50,5	4,4	128,5	11,3
F	786,7	1386,4	1,7	745	0,9
Be	4,4	2,2	0,5	4	0,9
Li	52,7	116,5	2,2	60,5	1,1
Rb	205	197,3	1	230	1,1
Cs	16	23,4	1,5	10	0,6

Примечание. В скобках — число анализов.

ваются рудные элементы: W, Mo, Sn, Zn, Pb, Cu — для которых Кн достигают наибольших значений и составляют 10, 8, 18, 6, 5 и 6 соответственно (табл. 5). Содержания Ni, Cr, Sr, Ba, Rb ниже, чем в массивном граните, что может интерпретироваться как их вынос растворами, циркулировавшими по зонам трещиноватости.

В измененном граните из зон трещиноватости фиксируется также почти двухкратное увеличение содержания F и сопутствующих ему Li и Cs. Это позволяет допускать наличие в гидротермальных растворах W (и Sn) магматического происхождения, с которыми F образует легко мигрирующие соединения. Кроме того, положительные значения Кн для W, Mo, Sn в трещиноватых гранитах естественных обнажений верхних горизонтов эльджуртинского гранита (см. табл. 2), где влияние техногенного загрязнения исключено, также свидетельствуют в пользу того, что гидротермальные растворы содержали определенное количество этих элементов, превышающее их среднюю концентрацию в эльджуртинском граните.

Иная картина наблюдается в тех участках массива, в пределах которых гранит превращен в глинисто-дресвяную массу. В ней установлены ураганные содержания W до 3000 г/т и высокие — Cu, V, Co, Ni, Cr. Значения Кн

3. Краткая петрографическая характеристика гранитов из зон трещиноватости нижних горизонтов массива

Номер	Отметка, м	Характер изменения гранита
1	1134—1144	Плагноклаз сильно карбонатизирован, биотит деформирован и нацело хлоритизирован с сопутствующим выделением большого количества рудного минерала. Присутствуют тончайшие карбонат-хлорит-плагноклазовые прожилки с сульфидами.
2	1158	В наиболее измененных участках имеются жилки кварц-карбонат-сульфидного состава
3	1159	Плагноклаз тонко серицитизирован; биотит мусковитизирован с сопутствующим выделением рудного минерала
4	1234	Плагноклаз серицитизирован, биотит мусковитизирован с сопутствующим выделением рутила, рудного минерала, большого количества сфена и апатита. В породе отмечаются зерна железистого карбоната и тонкие прожилки хлорит-магнетит-карбонатного состава
5	1972—1981	Дресвяно-глинистая масса. В обломках гранита фиксируется сильная деформация плагноклаза, хлоритизация биотита
6	2004—2006	То же
7	2052—2072	»
8	2102—2110	»
9	2364—2366	»

для них составляют 737; 11; 1,5; 35; 3 и 3 соответственно (см. табл. 5) и существенно превышают таковые в трещиноватом граните. О природе этих высоких содержаний можно судить по следующим наблюдениям. С одной стороны, выявляется связь ураганных содержаний W, Mo, Sn с повышенными содержаниями Cr, Co, V, Cu, Pb, Zn, что позволяет предполагать их вторичную, техногенную природу. Это заключение основывается на том, что бурение скважины № 1500 осуществлялось алмазными коронками. При бурении были случаи прихвата бурового снаряда и в стволе скважины оставались обрывки штанг. В стали штанг есть присадки W, Mo, V, Cr и других элементов. С другой стороны, минералогический анализ дресвы и шлама не обнаружил в них собственных минералов W и Mo. Следовательно, техногенная природа

4. Содержание редких и рудных элементов в измененном граните из зон трещиноватости нижних горизонтов 600—2400 м массива, г/т

Номер	Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	V	Co	Ni	Cr	Sr	Ba	Bi	B	F	Li	Rb	Cs
1	Гранит эльджуртинский массивный	1,9	2	2	30	25	33	33	2	15	27,0	360	383	2,5	25	600	58	220	10
2	Гранит трещиноватый	2300	33	13	240	45	520	43	13	8	7,6	94	169	150	14	1100	83	180	36
3	»	20	13	72	200	100	130	36	8	10	11,7	103,4	187	160	22	940	190	280	29
4	»	10	14	18	130	240	23	34	6	11	12,4	50,8	276	2	40	1300	84	490	31
5	»	30	5	44	140,0	140	20	34	5	12	69,0	103,4	329	2	45	800	145	350	32
6	Среднее по трещиноватым гранитам	20	16,3	36,7	177,5	131,3	173,3	36,7	8	10,2	25,2	87,8	240	78,5	30,3	1035	125,5	325	32
7	Древса гранитная	600	10	6	30	33	6	37	6	11	27,6	197,4	276	2	11	510	64	230	11
8	»	1200	5	10	120	39	420	50	57	48	27,6	206,8	285	2	64	1200	73	210	31
9	»	1000	5	3	50	40	450	50	55	33	117,3	197,4	311	2	40	1000	91	250	25
10	»	1200	7	13	70	38	500	50	55	68	82,8	169,2	303	2	50	1400	89	230	26
11	»	3000	4	14	80	32	250	64	180	46	172,5	253,8	294	2	16	1400	72	190	34
12	Среднее по гранитной дрезве	1400	5,2	9,2	70	36,4	325,2	50,2	70,6	41,2	85,5	204,9	293,8	2	36,2	1102	77,8	222	25,4

Примечание. Пункты 1—9 соответствуют зонам, показанным в табл. 3.

аномально высоких содержаний W и Mo в гранитной дрезве наиболее вероятно: их появление обязано загрязнению трещиноватого гранита материалом бурового инструмента.

Обсуждение результатов. Выяснение геохимических особенностей измененных гранитов зон трещиноватости дает основание судить о степени накопления рудных элементов в гидротермальных растворах, формирование которых завершает кристаллизацию гранитной магмы. Эта степень накопления тесно связана с содержанием летучих компонентов в гранитной магме. Их высокое содержание обуславливает возможность перемещения значительного количества рассеянных в магме рудных элементов, препятствуя их консервации в кристаллических решетках породообразующих минералов. Последнее находит отражение в накоплении этих элементов в поздних дифференциатах и поздних генерациях одноименных минералов, накоплении рудных и редких элементов в апикальных и экзоконтактовых частях гранитных массивов, а также в их концентрации в зонах трещиноватости, являвшихся путями циркуляции постмагматических растворов.

Малое содержание воды в магме эльджуртинского гранита, что объясняет отсутствие сопряженности с ним пегматитов и кварцевых жил, во многом определило и сравнительно низкие значения Кн W, Mo, Sn и других элементов, установленные в измененных гранитах из зон трещиноватости. Особенно это характерно для гранитов верхних частей Эльджуртинского массива, в то время как на более глубоких горизонтах содержание всех рудных элементов (W, Mo, Sn, Zn, Pb, Cu) увеличивается в значительно большей степени (см. табл. 2, 5). По-видимому, это связано как с разным составом растворов, приводившим к неодинаковому изменению гранитов, так и с их различным происхождением. Отчасти на это влияет и техногенное загрязнение измененных гранитов из зон трещиноватости нижних горизонтов массива.

О роли процессов магматической дифференциации в концентрации рудных элементов в поздних растворах можно судить по следующим данным. С одной стороны — степень концентрации рудных элементов в породах экзоконтактового ореола. В этом отношении

5. Значения Кн редких и рудных элементов в измененных гранитах из зон дробления нижних горизонтов 600—2400 м массива

Элементы	Массивный, г/т (10)	Трещиноватый, г/т (4)	Кн	Дресва, г/т (5)	Кн
W	1,9	20	10	1400	737
Mo	2	16,3	8	5,2	2,6
Sn	2	36,7	18	9,2	4,6
Zn	30	177,5	6	70	2,3
Pb	25	131,3	5	36,4	1,5
Cu	30	173,3	6	325,2	11
V	33	36,7	1	50,2	1,5
Co	2	8	4	70,6	35
Ni	15	10,2	0,6	41,2	3
Cr	27	25,2	0,9	85,5	3
Sr	360	87,8	0,2	204,99	0,6
Ba	383	240,3	0,6	293,8	0,8
B	25	30,3	1,2	36,2	1,4
F	600	1035	1,7	1102	1,8
Li	58	125,5	2	77,8	1,3
Rb	220	325	0,1	222	1
Cs	10	32	3	25,4	2,5

нии примечательно, что роговики, контактирующие с гранитом, не фиксируют значительного привноса W, Mo и Sn, их содержания по сравнению с роговиками, удаленными от контакта, увеличиваются только в 2,1; 1,9 и 0,6 раза соответственно. То же касается и скарированных известняков из контакта с эльджуртинским гранитом, в которых по сравнению с их неизменными разностями фиксируется сильное обогащение Sn и крайне незначительное W и Mo, для них Кн составляет 33; 1,7 и 1,1 соответственно. Эти значения характеризуют реальную рудоносность гидротермальных растворов, связанных с эльджуртинским гранитом.

С другой стороны, результатом деятельности процессов магматической дифференциации, протекавших в нижней части камеры становления эльджуртинского гранита, можно считать геохимические особенности встречающихся здесь даек аплит- и фельзит-порфиров с повышенными концентрациями W, Mo, Sn (Кн 3,2; 2,7 и 4,3 соответственно). Особенно высокие содержания W, Mo, Sn, Zn, Cu, Li и Cs фиксируются в дайках, несущих следы гидротермального изменения (карбонатизация). Последнее свидетельствует о том, что поздние растворы, производившие изменение жильных пород, содержали определенное количество этих элементов.

Большой интерес представляет возможность установления источника руд-

ных элементов гидротермальных растворов: являются ли они производными сложных процессов дифференциации, сопровождавших кристаллизацию гранитной магмы, или они — продукт самостоятельного рудогенерирующего очага.

Определенное представление об источнике рудных элементов можно получить, основываясь на явлении наследования поздними растворами геохимических особенностей материнской магмы. Так, к числу геохимических особенностей эльджуртинского гранита относится повышенное содержание в нем Sn и Cs. Это наследуется и гидротермальными растворами, связанными с гранитами, и находит отражение в накоплении этих элементов в постмагматически измененных гранитах как верхних (см. табл. 2), так и нижних (см. табл. 5) горизонтов Эльджуртинского массива.

Содержание остальных рудных и редких элементов в массивном граните близко к кларковому, в силу чего их концентрация в гидротермальных растворах маловероятна. Поэтому значительное увеличение в трещиноватых гранитах W, Mo, отчасти Sn, Zn, Cu, Li, B, видимо, связано с воздействием иных, чуждых магме эльджуртинского гранита растворов. Интересно, что и формирование самого месторождения Тырнауз — результат совместного действия гидротермальных растворов различного генезиса: часть их явилась конечным дифференциатом магмы этого гранита, в то время как другая, большая часть, имела иное происхождение.

О последнем — гранитном, коровом или мантийном — наиболее достоверно можно судить по особенностям содержания в растворах изотопов S, Sr, Sm, Nd или O, что дает основание отделить оруденение, связанное с гранитным магматизмом, от оруденения, связанного с деятельностью самостоятельного глубинного, возможно, мантийного источника. Особенно это важно при оценке потенциальной рудоносности гранитов приуроченных к крупным разломам, которые могли одновременно служить как путем проникновения гранитной магмы, так и рудоносных растворов.

Геохимия зон трещиноватости имеет значение и как поисковый признак. Поскольку разломы благоприятствуют выносу рудных элементов гидротерма-

ми, завершающими кристаллизацию гранитной магмы, постольку геохимические особенности зон трещиноватости гранитов показывают вероятность формирования промышленно интересных концентраций рудных элементов.

И. Я. Некрасов [2] описал такие зоны в вертикальном разрезе оловоносных гранитов Депутатского массива, в которых содержание олова повышается до 27 г/т. Наличие трещиноватости обязаны и высокие содержания вольфрама в гранитах Центральной Нигерии от 18 до 1680 г/т, составляя в среднем 168 г/т [4]. В гранитах Галисии (Испания) вариации содержаний вольфрама связаны с циркуляцией флюидов в зонах активной деформации гранита [3].

Из приведенных примеров видно, что зоны трещиноватости в гранитных массивах могут нести дополнительную информацию не только о потенциальной рудоносности самого гранитоида, но и о вероятном источнике рудного вещества — гранитном или негранитном. Отсюда и различная методика поисков, которые должны быть ориентированы не только на опробование контактных или апикальных частей гранитного массива, но и на опробование крупных и мелких тектонических нарушений как в самих гранитах, так и во вмещающих их породах.

Оценивая по полученным результатам магму эльджуртинского гранита в качестве возможного источника W, Mo и Sn — главных рудных элементов мес-

торождения Тырнауз — надо отметить, что эта маловодная, высокотемпературная и, по-видимому, глубинная гранитная магма не могла быть источником всей массы W, Mo и Sn в скарновых и кварцево-жильных телах месторождения. Это следует из того, что наиболее достоверные значения Kн данных элементов, полученные при анализе трещинных зон естественных обнажений гранита, не фиксируют их значительного накопления.

Вероятно на месторождении существуют отложения W, Mo и Sn, происходящие из двух различных источников: собственного гранитного и глубинного. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что высокие содержания рудных элементов могут быть результатом загрязнения материалом специальных стелей коронок и штанг, используемых при бурении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом: — М.: Наука, 1976.
2. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. — М.: Наука, 1966.
3. Courrioux G. Le tungstene dans le granite hercynien de Puentevedue N (Calicie, Espagne) // C. r. Acad. sci. Ser. 2. 1983. Vol. 296. N 19, P. 1523—1526.
4. Imeokarpi E. Abundance und distribution of tungsten in the Afu Yanger Granite Complex of Central Nigeria // J. Geoch. Explor. 1982. Vol. 17. N 2. P. 93—108.

К 80-летию Хабиба Мухамедовича Абдуллаева

Хабиб Мухамедович Абдуллаев — известный узбекский ученый-геолог государственный деятель, лауреат Ленинской премии СССР и Государственной премии им. Беруни, академик Академии наук Узбекистана, член-корреспондент АН СССР.

Яркая, многогранная жизнь ученого оборвалась в самом расцвете его деятельности. Хабиб Мухамедович умер на 50 году жизни в 1962 г. Его наследие — научные труды и созданные им научные и производственные коллективы.

Х. М. Абдуллаев — представитель поколения ученых, стоявших у истоков советской науки и культуры, открывший плеяду первых ученых-геологов узбеков. Вся короткая, но яркая жизнь Х. М. Абдуллаева — пример проявления человеческого возможностей, верного служения Родине, преданности науке.

Хабиб Мухамедович окончил горный факультет Среднеазиатского индустриального института. Он учился у таких талантливых геологов, как С. Ф. Мамкоцев, Б. Н. Наследов, А. В. Королев, В. А. Николаев, во

многом определивших его жизненный путь. Пройдя аспирантуру при Московском геологоразведочном институте им. Серго Орджоникидзе на кафедре полезных ископаемых под руководством проф. Е. Е. Захарова, он блестяще защитил кандидатскую диссертацию и уже в 27 лет руководил отделом аспирантуры МГРИ, а в 28 лет стал директором Среднеазиатского индустриального института, с которым не терял связи всю жизнь и в стенах которого организовал первую в стране кафедру металлогении.

В годы Великой Отечественной войны благодаря таким талантливым организаторам, как Х. М. Абдуллаев, узбекский народ сумел принять сотни тысяч людей, разместить и запустить в производство эвакуированные промышленные предприятия. В военные и послевоенные годы Х. М. Абдуллаев решал вопросы бесперебойной деятельности предприятий тяжелой промышленности; строительства первенца черной металлургии Узбекистана — Бековатского завода, обеспечения его сырьем; производства хлопка, снижения его себестоимости; вовлечения малопродук-

тивных земель в сельхозоборот; расширения мелиоративных работ.

В 1946 г. Халиб Мухамедович завершил составление сводки о месторождениях вольфрама Средней Азии, которую он защитил как докторскую диссертацию.

Академия наук Узбекистана была создана в разгар войны — в 1943 г., одним из первых ее членов-корреспондентов стал Х. М. Абдуллаев. В 44 года он становится президентом Академии наук Узбекистана. Халиб Мухамедович много сделал для концентрации науки в Академии, координации ее с производственными и хозяйственными организациями. С его именем связано развитие многих научных направлений. Прекрасно зная экономику республики и придавая огромное значение роли науки в народном хозяйстве, Халиб Мухамедович организовал в стенах Академии наук Совет по изучению производительных сил (СОПС) и был его первым председателем в течение 13 лет.

Много сил и энергии он отдал организации институтов гидрогеологии и инженерной геологии (ГИДРОИНГЕО), геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений (ИГИРНИГМ), использования топлива, водных проблем, ядерной физики, горного дела, Среднеазиатского НИИ геологии и минерального сырья (САИГИМС). С его деятельностью во многом связано укрепление полиграфической базы, расширение издательской деятельности, создание научно-популярного журнала «Фан ва турмуш», издание Узбекского геологического словаря.

Одна из главных забот Халиба Мухамедовича — воспитание кадров науки. Именно при нем в Академии наук Узбекистана была создана аспирантура. Почти в десять раз увеличился прием, более чем в три раза расширился круг специальностей, число аспирантов достигало 1000 человек. Первостепенное значение он придавал подготовке докторов наук. Старался повысить роль академии, приглашал на работу крупных специалистов, создавал все условия для молодых талантов, не боялся ставить женщин на руководящие посты. Он давал простор инициативе, возможность мыслить самостоятельно и не навязывал ученикам своих идей. Он горел сам и умел зажечь творческим огнем окружающих.

Это умение максимально использовать человеческий фактор, дальновидность, способность выделять главное, целенаправленность позволяли ему спланировать огромные научные коллективы, направлять их на решение комплексных проблем. Были проведены масштабные исследования по Фергане и Ангрени, началось освоение пустынных территорий запада Узбекистана. Халиб Мухамедович много сделал для развития геологической науки во всей Средней Азии. Он уже в 1948 г. обратил внимание участников Второй среднеазиатской конференции геологов-нефтянников не только на проблему большой ферганской нефти, но и на поиски ее в Западном Узбекистане, поднимал вопрос о нефтеносности Каракалпакии и Хорезма. Высоко оценивал он ангрениские каolini для создания керамической промышленности и алюминиевого производства. Его природный аналитический ум, склонность к анализу и обобщению помогли сплотить коллективы для создания сводных монографий по отдельным геологическим проблемам, крупным районам и для составления ряда карт. Высокую оценку получила обзорная геологическая карта центральной части Средней Азии, вышедшая под его редакцией.

Халиб Мухамедович — создатель Среднеазиат-

ской школы металлогенистов, петрометаллогенического направления в геологии. Он шел от детального изучения Лянгарского месторождения шесслита через обобщение данных о всех шесслитовых скарнах Средней Азии, от разработки вопроса связи оруденения с гранитоидными интрузиями через изучение ассоциации его с дайками к проблеме связи различных видов руды с определенными видами пород — к созданию петрометаллогенических рядов и провинций. Его интересовали причины, обуславливающие рудоносную специализацию магматических пород различных территорий. Большие знания, блестящая память, научная интуиция, колоссальная трудоспособность и настойчивость позволили ему вплотную подойти к вопросу классификации рудно-петрографических провинций мира. Смерть в неполные 50 лет не позволила осуществить грандиозные замыслы.

Уже в ранних его работах им была выявлена специфика оруденения Средней Азии, которая определена как скарноворудная провинция. В первых металлогенических схемах уже выделены Северный, Центральный и Южный Тянь-Шань, определены отличия Курамы от Западного Узбекистана. В центре внимания — сопряженность процессов тектогенеза, магматизма и рудообразования. В монографии «Генетическая связь оруденения с интрузиями», вызвавшей бурную дискуссию специалистов, отмечалось различие металлогении геосинклиналей и шитов и платформ, и при этом учитывались тектоно-магматические особенности по определенным эпохам.

В более поздних работах в схему металлогенического районирования включается и Памир. Показаны возрастное скольжение с севера на юг складчатых, магматических и металлогенических процессов, каскадный характер металлогенического развития Средней Азии. Выявлена многоэтапность рудообразовательных процессов. На основании представления о многоярусности источников магматических и постмагматических образований в Средней Азии выделено пять типов металлогенических факторов, формирование которых связано с развитием магматического очага нижнего, среднего, верхнего ярусов или их сочетаний. Под руководством Х. М. Абдуллаева составлена первая схема тектоно-магматических комплексов Тянь-Шаня и Памира. Им разработаны тектонические положения о петрометаллогенических рядах, число которых определялось как 15. По их проявлению установлено 15 рудно-петрографических провинций в пределах СССР и 25 — с привлечением мирового материала. На территории Узбекистана выделены Чаткальская и Южно-Тяньшаньская многогеосинклинальные провинции; Кураминская, Гиссарская и Устюртская отнесены к субгеосинклинальным, представляющим собой срединные массивы.

Подготовлен первый комплект металлогенических и обосновывающих их геологических и других карт по Чаткало-Кураминскому региону, с успехом демонстрировавшихся на Первом Всесоюзном металлогеническом совещании в Алма-Ате. Разработанная методика составления металлогенических и прогнозных карт послужила основой для организации Первого Среднеазиатского совещания, материалы которого вошли во Всесоюзное руководство по металлогении. Впервые им был поднят вопрос о глубинных картах.

Его многосторонняя деятельность отражена в большом количестве опубликованных и рукописных работ, в т. ч. в восьми монографиях, которые принесли ему признание как в нашей

стране, так и за рубежом. Его работы переведены на немецкий, английский и китайский языки.

Х. М. Абдуллаев является активным организатором многих совещаний по петрографии и металлогении — в Ташкенте, Алма-Ате, Киеве; участником многих международных конгрессов и симпозиумов — в Мексике (1956), где был избран председателем одной из секций Конгресса, Швейцарии (1958); в составе различных делегаций выезжал в Китай, Индию, Чехословакию, Фран-

цию, Великобританию. Он был членом Геологического общества Франции, действительным членом Королевского минералогического общества Великобритании.

*Н. П. Лаверов, Т. Ш. Шаякубов,
М. С. Салахитдинов, Г. А. Абдурахманов,
Х. А. Акбаров, А. М. Акрамходжаев,
К. Г. Гулямов, Х. Р. Джураев,
Л. Н. Лордкипанидзе, Я. Х. Туракулов,
В. П. Федорчук, И. Х. Хамрабаев*

Памяти Ольги Ивановны Сергуньковой

Каждый геолог несомненно помнит советы и личный пример первого его наставника — преподавателя, руководителя практики, старшего товарища по полевому отряду. Для меня таким событием стало общение с Ольгой Ивановной Сергуньковой, читавшей нам в 1938—1939 гг. на горном факультете Среднеазиатского индустриального (в настоящее время Ташкентского политехнического) института курс лекций по палеонтологии.

Ольга Ивановна была в числе первых выпускников первого в Средней Азии университета. Она являлась ученицей тех московских профессоров, которые в легендарном поезде Дружбы пробыли в начале 20-х гг. из Москвы в Ташкент, несмотря на все трудности, связанные с разрухой и гражданской войной. Окончив в 1926 г. геологическое отделение университета, О. И. Сергунькова всю свою последующую жизнь связала с кафедрой общей геологии. Нас, начинающих студентов, она с первой же лекции покорила своей увлеченностью, беззаветной преданностью любимой науке, уверенностью в том, что именно палеонтология — основа основ всех геологических дисциплин. Палеонтологом я так и не стал, но эту ее убежденность разделяю и сейчас, несмотря на все последовавшие с тех далеких уже времен достижения научно-технического прогресса в геологии (методы изотопной геохронологии и др.). Это — первый урок, преподанный мне Ольгой Ивановной. Второй — уважение к коллекциям и музейному делу. Усилиями Ольги Ивановны в институте была создана первоклассная палеонтологическая коллекция, состоявшая из двух разделов: учебно-демонстрационного (большой частью копии эталонных форм палеоорганизмов) и рабочего, включавшего лотки с образцами фауны, характеризовавшей, кроме общемировых разрезов, также отложения, развитые в отдельных районах Средней Азии. Сейчас в этой коллекции более 3 тысяч экспонатов. Гордостью Ольги Ивановны были коллекции руководящих форм брахиопод девона-карбона, расчленению карбонатных толщ которых она посвящала практически все свои полевые сезоны, начиная со студенческих лет. Это позволило ей стать непререкаемым авторитетом в вопросах стратиграфии среднего палеозоя Тянь-Шаня. Накануне зачетов по палеонтологии мы упражнялись в распознавании отдельных видов тщательно отпрепарированных брахиопод из этой коллекции.

Ольга Ивановна была внешне очень строгим экзаменатором, но легко прощала ошибки в ответах, если видела хотя бы малейшую искорку интереса к своему предмету и вообще к геологии. Запомнилась еще одна специфическая черта ее характера, ставшая мне понятной лишь много лет спустя, — это «избирательность» ее слуха, и тогда уже не очень хорошего: казалось, что

она абсолютно не замечала (не слышала) мелких нарушений дисциплины, случавшихся на лекциях, но зато мгновенно реагировала на любой заинтересовавший ее вопрос слушателя, даже произнесенный тихим голосом. Она органически не могла сделать кому-нибудь не только выговора, но даже малейшего замечания. И некоторые из нас этим, к сожалению, пользовались. Благожелательность и искренняя заинтересованность в успехах подопечных — органичная черта характера Ольги Ивановны, присущая далеко не каждому преподавателю.

На геологическую практику Ольга Ивановна вывозила студентов (обычно две группы — геологоразведчиков и гидрогеологов, всего около 50 человек) в знаменитый Аксу-Джебагалинский заповедник, расположенный в горах Таласского Алатау (Южно-Казахстанская область примерно в 200 км к северу от Ташкента). Ехали туда по Турксибу до небольшого разъезда у села Ново-Николаевка поездом, а затем шли пешком до первого учебного полигона — выходов карбонатных пород девона-карбона. Здесь мы получили от Ольги Ивановны еще один практический урок — в отношении точности геологических наблюдений. При составлении разрезов она требовала от нас максимально возможной тщательности проведения замеров: показания натянутой как струна рулетки должны были записываться до последнего миллиметра, азимут и угол ее наклона, а также элементы залегания пластов — до полуградуса, при обработке данных мощности отдельных пачек известняка и доломита определялись также до миллиметра. Особое внимание она при этом уделяла умению работать с компасом, добиваясь того, чтобы мы научились измерять элементы залегания пластов и трещин буквально «навскидку». Эти навыки мне впоследствии весьма пригодились, когда пришлось заниматься детальным структурным картированием «немых» карбонатных толщ. Когда мы закончили все операции по составлению разрезов, Ольга Ивановна собрала нас и сказала, что такая сверхтщательность в принципе не нужна, т. е. все равно мощность изучаемой толщи удастся определить в лучшем случае с точностью плюс-минус 1—2 м. Однако это не означает, что к работе мы должны относиться спустя рукава: фиксировать все необходимо с максимальной достоверностью, а уже затем устанавливать возможную точность определения конечных результатов. В последующем я не раз убеждался в действенности такого подхода, особенно при опробовании рудных тел, где весь подсчет запасов базируется в итоге на качестве и степени достоверности именно первичной геологической документации.

При сборе фауны перед нами была поставлена цель — не только научиться методике ее

поисков и препарации, но и постараться найти образцы, достойные занять место в эталонной коллекции институтского музея. Помню, как радовалась Ольга Ивановна, когда одному из нас удалось найти и притащить в лагерь 40-килограммовую глыбу — колонию кораллов из семейства кониины.

Организации полевого лагеря Ольга Ивановна всегда придавала большое значение. В Ново-Николаевке у нее был специальный «постпред» — стадик узбек по имени Лисбай. Он заранее готовил к нашей практике двух ишаков и брал в аренду в местном конезаводе еще пару лошадей для перевозок палаток, кухонных принадлежностей и провианта. Он же был и главным поваром. Рацион, правда, тогда был весьма и весьма скромным: в основном макаронный суп и каша. Помогала ему готовить и вести хозяйство Екатерина Ивановна — старшая сестра Ольги Ивановны, работавшая лаборантом на кафедре петрографии, возглавлявшейся профессором В. А. Николаевым (позже — чл.-корр. АН СССР, Лауреат Ленинской премии СССР) и доцентом К. Н. Вендландом (впоследствии — отец Иоанн, архиепископ Ярославский и Ростовский). Кстати, именно на их работы по петрохимии щелочных пород района ссылалась Ольга Ивановна, когда несколько позже знакомила нас с шокинитовым массивом Ирису. Тогда же мы впервые услышали от нее и о знаменитой «Линии Николаева» — важнейшей тектонической зоне Северного Тянь-Шаня, контролирующей, в частности, размещение выходов щелочных интрузивов Таласского Алатау и их эффузивных аналогов. Как видно, не единой палеонтологией жила Ольга Ивановна.

Все хозяйственное обеспечение лежало на плечах добрейшего дяди Миши — Михаила Васильевича Швеца, неизменного (за исключением 1941—1945 гг.) помощника Ольги Ивановны по кафедре. Мне запомнилось, как в первый же вечер по прибытии в лагерь, Ольга Ивановна отозвала меня в сторону и попросила, если я не возражаю, взять на себя вопросы соблюдения правил безопасности при перебазировках лагеря. Этот знак особого доверия со стороны Ольги Ивановны явился для меня толчком для проявления впервые осознанного чувства ответственности за других. Мы с дядей Мишей и Лисбаем грузили лошадей и ишаков, последними покидали место нашего пребывания на этом клочке заповедной земли. Не обошлось и без ЧП: когда одну из студенток укусила каракурт, пришлось срочно организовывать ее транспортировку в ближайшую больницу. Доверие и воспитание чувства ответственности — на этих двух принципах основывались методы воспитания Ольги Ивановны. И этот урок мне также врезался в память.

Заповедник Аксу-Джебаглы — один из интереснейших и красивейших в мире. С Ольгой Ивановной мы поднимались до самых ледников, в «царство барсов и диких коз», расположенных у истоков р. Аксу, спускались в ее почти полуторakilометровый каньон, стояли лагерем на шокинитовом массиве Ирису, ознакомились со всеми горноклиматическими зонами и характерными для них формами выветривания и специфическими видами растительности, приобщились к первозданной природе высокогорного края. К сожалению, наши группы были последними, кому удалось провести учебную практику в таком благословенном уголке нетронутой человеком природы.

К концу практики у нас появилась идея вер-

нуться в Ташкент не прежним путем, а напрямую: через перевал Балабалдыбрек выйти из долины р. Аксу в верховья Майдантала, а затем спуститься по нему до слияния его с Чаткалом и дальше — в долину р. Чирчик и Ташкент. Ольга Ивановна, взяв на себя ответственность за это достаточно опасное предприятие, дала добро, предварительно тщательно проинструктировав нас. Мы после ее благословения отправились, правда втроем, и на 12 день добрались до Ташкента.

Первая геологическая практика в Аксу-Джебаглыском заповеднике и последующее путешествие по неизведанным (для нас) местам Западно-Таласских и Чаткальских гор остались в памяти на всю жизнь, равно как и признательность к Ольге Ивановне за ее человечность и мудрость и высокие душевные качества. Кстати, во время последнего инструктажа, перед тем, как нам отправиться в поход, Ольга Ивановна высказала мне свою точку зрения на жизненное предназначение человека, особенно того, который решил посвятить себя науке. «Мужчинам легче, — сказала она, а вот женщине нужно не один раз подумать, прежде чем стать на этот тернистый путь. Ведь наука требует всего человека, без остатка. Вот, например, студентка вашей группы — мне она очень нравится прямым характером, любознательностью, заинтересованностью. Ей прямой путь в науку, но сможет ли она отказаться от простых житейских радостей, совместить заботу о будущей семье с наукой...» Ольга Ивановна надолго задумалась. Видно эта проблема занимала ее давно. Ведь она всю себя посвятила науке и заботе о других, ведя спартанский образ жизни. Мне запомнился этот прощальный разговор.

В период Великой Отечественной войны и в первые послевоенные годы Ольга Ивановна круто изменила стиль и назначение геологических практик: они проводились теперь в районах разведываемых месторождений, и все занятия носили четко выраженную практическую направленность — обеспечение стратиграфо-литологической основы составляемых местными геологами крупномасштабных геологических карт рудных полей и месторождений. И тут, как нельзя более, пригодился опыт и знания Ольги Ивановны. Определительские работы ею и ее немногочисленными сотрудниками продолжались и после завершения студенческих практик. В полной мере я смог оценить эту сторону деятельности Ольги Ивановны на примере Хайдарканского ртутного месторождения в Южной Киргизии, промышленное освоение которого было начато осенью 1941 г. Ольга Ивановна провела там скрупулезную работу по фаунистическому расчленению рудовещающих известняков нижнего среднего карбона и, особенно, по выделению маркирующих горизонтов в толщах надрудных глинистых сланцев среднего—верхнего карбона. Ей, в частности, удалось доказать, что спорадически встречающиеся в них глыбы известняка на самом деле являются коралловыми колониями и что, проследивая их цепочечные выходы (в качестве маркирующих горизонтов), можно вести уверенное картирование таких пород в любом масштабе — вплоть до 1 : 2000—1 : 1000. Это во многом способствовало успеху при составлении геологической карты рудного поля, особенно Южного и Юго-Западного его участков, и прогнозированию скрытого оруденения. Еще один урок, преподанный Ольгой Ивановной: какой может быть прямая практическая отдача от казалось бы отвлеченных палеонтологических исследований. Этот и другие примеры — прямое свидетель-

ство о большом вкладе Ольги Ивановны в развитие минерально-сырьевой базы республик Средней Азии в годы Великой Отечественной войны.

Приходилось встречаться с Ольгой Ивановной неоднократно и позже — и всегда она проявляла живой интерес ко всем вопросам, связанным с расчленением рудомещающих толщ на разведываемых нами месторождениях.

Более 30 лет Ольга Ивановна руководила кафедрой общей геологии Ташкентского политехнического института, а затем осталась в нем на должности профессора-консультанта, совмещая преподавательскую деятельность с работой в тематической экспедиции. Она создала среднеазиатскую школу палеонтологов-стратиграфов. Ее ученики работают в геологических организациях всех республик Средней Азии, а также далеко за ее пределами. Наиболее тесные контакты она всю жизнь поддерживала с палеонтологами Узбекистана. Почти каждый день можно было видеть, как закончив лекции в ТашПИ, направлялась со своим старым-престарым школьным портфельчиком в руках, почти через весь город, к зданию Узбекского геологического управления на ул. Т. Шевченко, где ее уже ожидали специалисты-палеонтологи и литологи, а также полевые геологи с полными лот-

ками фаунистических сборов и перечнем заранее подготовленных вопросов по стратиграфии изучаемых толщ. И так на протяжении почти 70 лет. Поистине беспримечный научный подвиг.

Этот материал готовился давно: хотелось приурочить выход его в свет 7 ноября 1992 г., когда Ольге Ивановне Сергуньковой, профессору, Заслуженному геологу Узбекистана, кавалеру ордена Ленина — исполнилось бы 95 лет. Однако из Ташкента пришла печальная весть: Ольги Ивановны не стало... Как это часто с нами бывает, мы многое откладываем на «потом», в результате чего оказывается, что мы уже опоздали со своим добрым словом, и тот, кому это слово предназначалось, его уже не услышит...

От имени многочисленных учеников Ольги Ивановны хочу выразить искреннюю признательность нашему первому наставнику в геологии, беззаветному и мужественному служителю науки, внимательному и доброму учителю-воспитателю. Имя Ольги Ивановны останется в памяти всех, кто имел счастье с ней общаться. А для последующих поколений геологов ее фамилия будет ассоциироваться с приставкой «сергуньков» в латинских определениях отдельных видов брахиопод, описанных Ольгой Ивановной.

В. П. Федорчук

Памяти Файвеля Рахмилевича Апельцина

29 июля 1992 г. на 77-м году жизни скончался известный ученый-геолог, старейший сотрудник, консультант Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья (ВИМС) имени Н. М. Федоровского, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Почетный разведчик недр Файвель Рахмилевич Апельцин.

Ф. П. Апельцин родился 15 июля 1916 года в семье ремесленника на Черниговщине. В период учебы на рабфаке Университета работал рабочим на предприятиях г. Киева. По окончании с отличием в 1940 г. Киевского Государственного университета им. Т. Г. Шевченко он в течение 17 лет непосредственно участвует в производстве геологоразведочных работ и осуществляет геологические исследования на крайнем Северо-Востоке России в системе Дальстроя МВД СССР с целью создания и укрепления минерально-сырьевой базы этого региона. Сороковые годы он посвятил изучению «белых пятен» в трудно доступных районах бассейна верхнего течения р. Индигирки и поискам месторождений золота и цветных металлов. В 1948—1953 гг. Файвель Рахмилевич организовал лабораторию петрографии и минералогии радиоактивных руд в Первом управлении Дальстроя (г. Магадан), исследования которой способствовали успеху поисков, разведки и оценки месторождений урановых руд, а также разработке технологических схем их переработки и строительству горнообогатительных предприятий. В 1953—1957 гг. он руководил отделом геологии ВНИИ-1 (г. Магадан) и осуществлял исследования по обоснованию поисков, разведки и оценки месторождений благородных, цветных и редких металлов на Северо-Востоке России. Исследования Файвеля Рахмилевича в этом регионе позволили создать сырьевую базу по ряду важнейших видов полезных ископаемых и успешно развивать горную промышленность. В этот период им опубликован ряд статей по актуальным вопросам геологии и

металлогении золота, которые и сегодня представляют значительный интерес.

Последние 35 лет Файвель Рахмилевич трудился в ВИМСе. Его исследования первого десятилетия работы в институте в должности старшего научного сотрудника, руководителя сектора редких металлов касались различных аспектов изучения редкометалльных месторождений, ассоциирующих с комплексами шелочных пород. По результатам этих исследований им опубликованы две монографии и ряд статей. В последующие два десятилетия Файвель Рахмилевич возглавлял исследования по геологии и металлогении вольфрама. Его публикации (пять монографий, множество статей, докладов, методических разработок) охватывают проблемы генезиса, закономерности размещения, формационной систематики вольфрамовых месторождений, характеристику их типовых и особо интересных в прикладном плане объектов СССР и зарубежных стран, методические вопросы их прогноза, поисков, разведки и оценки. Всего Ф. Р. Апельцин опубликовал более 200 научных работ. Он являлся одним из авторов методического руководства по прогнозированию, поискам, разведке и геолого-экономической оценке месторождений вольфрама.

Среди практических результатов производственной и научной деятельности следует отметить открытие, содействие изучению и оценке многих объектов золотого, вольфрам-оловянного оруденения Якутии и Магаданской области, редкометалльного оруденения в различных районах страны. Файвель Рахмилевич был общепризнанным авторитетом по вопросам петрологии редкометалльного и вольфрамового оруденения.

Существенный вклад Ф. В. Апельцин внес в подготовку научных кадров — им выпущено 15 кандидатов и докторов наук. Успехом пользовались его содержательные лекции на курсах по повышению квалификации геологов.

Файвель Рахмилевич был доброжелательным, тактичным, скромным и отзывчивым человеком.

В коллективе неизменно пользовался большим уважением. Он был удостоен многих государственных наград.

Светлая память о Файвеле Рахмилевиче — замечательном человеке и выдающемся геологе-

исследователе надолго сохранится в сердцах геологов.

*А. Н. Еремеев, Г. В. Остроумов, В. Т. Покалов,
А. Е. Лисицын, М. Б. Бородаевская, С. Ф. Лугов*

Редколлегия

Памяти Дмитрия Андреевича Минеева

На 58-м году (1935—1992 гг.) жизни скоропостижно скончался Дмитрий Андреевич Минеев — известный специалист в области минералогии и геохимии редкоземельных элементов, крупный ученый — организатор науки, доктор геолого-минералогических наук, профессор. Свою творческую деятельность он начал в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов; где выполнил ряд важных исследований по геологии, минералогии и геохимии редкоземельных карбонатитов. Особое внимание он уделял комплексному изучению апатитовых массивов Кольского полуострова. Д. А. Минеев — инициатор работы по попутному извлечению стронция из апатитовых концентратов Хибин. За решение указанной проблемы коллективу специалистов, в состав которого входил и Д. А. Минеев, была присуждена премия Совета Министров СССР.

Д. А. Минеев — автор двух научных открытий по минералогии и геохимии, внесенных в Государственный реестр. Им опубликовано большое число работ по геологии, минералогии и геохимии редких элементов, в том числе несколько монографий, заслуживших положительные отзывы специалистов.

Д. А. Минеев был профессором Московского геологоразведочного института, возглавлял кафедру минералогии. Преподавательскую деятельность он сочетал с активной научной работой. Ему было присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР».

По инициативе Д. А. Минеева создана первая

в России неформальная ассоциация ученых разного профиля — Академии естественных наук Российской Федерации, первым президентом которой он был единогласно избран. Возглавляемый им Комитет провел большую организаторскую работу по составлению Устава Академии, определению основных направлений исследований, структуре и др. Сейчас в составе Российской Академии более 1500 членов, объединяющихся как по научным интересам, так и территориальному признаку. В планах Академии — реализация комплексных программ по использованию природных ресурсов России, ее интеллектуального потенциала.

Опыт Академии естественных наук Российской Федерации привлек внимание ученых и других стран-членов СНГ. Так, уже организована Академия естественных наук Республики Узбекистан, в планах работы которой предусматривается активная связь с АЕН РФ. Таким образом, находят реальное воплощение многие идеи Д. А. Минеева, направленные на расширение сферы деятельности возглавлявшейся им Академии естественных наук Российской Федерации. Жаль только, что реализация этих планов будет осуществляться уже без его личного участия.

Редколлегия нашего журнала выражает глубокое соболезнование родным и близким Дмитрия Андреевича и желает членам АЕН РФ достойно продолжить начатое им дело по укреплению научного потенциала России.

Редколлегия

Памяти Валерия Леонидовича Барсукова

На 64-м году жизни 22 июля 1992 г. скончался академик Валерий Леонидович Барсуков. Ученый с мировым именем, сочетавший в себе качества "really scientist" и умелого организатора науки. Валерий Леонидович вписал яркую и оригинальную страницу в историю геохимии.

В. Л. Барсуков свою научную карьеру начал в 1951 г. По окончании МГРИ он поступил в аспирантуру Института геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского. С этим институтом связана вся его жизнь. Ученый Совет института, в среде которого развивался талант ученого, в 1954 г. принимает его кандидатскую диссертацию, в 1971 г. — докторскую, в 1972 г. утверждает в должности заведующего лабораторией, в 1974 г. представляет к званию профессора и в 1976 г. принимает его как **Председателя и директора института**. В том же 1976 г. общее собрание АН СССР утвердило В. Л. Барсукова в звании члена-корреспондента АН СССР, в 1987 г. он стал действительным членом Академии наук и, наконец, в 1992 г. — членом Президиума РАН.

По складу и темпераменту В. Л. Барсуков относился к типу исследователей-генераторов идей. Любая проблема, за решение которой он брался, оказывалась наиболее актуальной для

своего времени. Первые объекты исследований — месторождения олова и бора — относились к элементам, дефицит которых наиболее остро ощущался отечественной промышленностью в 50-х годах. Валерий Леонидович принял участие в решении проблемы специализации гранитоидов, региональной металлогении, условий формирования зон тектонической активизации. Он с энтузиазмом взялся за разработку геохимических методов и прогнозирования скрытого орудуения и развил в этой области новые оригинальные направления. Умение увлекаться проблемой и добиваться воплощения своих идей граничило с азартностью.

В. Л. Барсуков в конце 50-х годов решил организовать экспериментальный гидротермальный центр. Стремясь как можно быстрее ввести в строй экспериментальные установки, ему приходилось работать и днем, и ночью. Выезжая в экспедиции на месторождения, он привлекал к исследованиям химиков-аналитиков и организовывал аналитические лаборатории на местах, даже если база располагалась в глухих таежных поселках. Выдвинув идею о решающей роли рифтогенеза в формировании металлогенического облика земной коры, которая в настоящее время лежит в основе многих теоретических построений, касающихся металлогении и рудогенеза, В. Л. Барсуков не

мог ограничиться теоретическими обобщениями и палеореконструкциями — он принял непосредственное участие в изучении современных океанических рифтов на научно-исследовательских судах. В результате институт стал «хозяйном» научно-исследовательского судна «Академик Петров».

Когда грянула черныбыльская беда, В. Л. Барсуков немедленно выехал на территорию АЭС и с присущей ему активностью приступил к работе непосредственно на месте событий. Он не мог иначе. Деятельность, при осуществлении которой необходимо быстрое решение проблем, требующих ума, знаний, расчета, чувства ответственности в сочетании с решительностью и смелостью, — это был его образ жизни.

В 70-е годы пришло увлечение космической тематикой. И здесь, как и всегда, Валерий Леонидович принес свое, самобытное понимание проблемы. Он окинул окружающие нас космические тела взглядом землянина, хорошо знающего планету. Солнечная система виделась ему как единое целое, в котором каждая частица имеет свои специфические черты, но связана с другими единой историей. Ряд фундаментальных теоретических исследований, выполненных под руководством В. Л. Барсукова, превратили сравнитель-

ную планетологию из описательной дисциплины в науку естественно-историческую, анализирующую физико-химическую эволюцию планетарных систем.

След за анализом состава и строения Луны последовали исследования, составившие основу современных знаний о внешних оболочках Венеры. Валерий Леонидович приступил к реализации научной программы «Марс», вдохновителем и создателем которой он и был.

Сделанного хватило бы на несколько жизней, многое ушло за черту... Были новые замыслы, начинания: решалась непомерная по нашим временам задача — строительство нового корпуса, переводилась на новые рельсы жизнь института. Начавшаяся деятельность члена Президиума РАН усилила стресс. Жизнь оборвалась внезапно. Множество людей, вовлеченных в орбиту талантливой неординарной личности, до сих пор не приняли потерю, подлинно невозполнимую. И еще долго в своей деятельности мы будем ощущать колею, пробитую в неизведанное большим ученым, сильным человеком Валерием Леонидовичем Барсуковым.

Редколлегия

Памяти Виктора Григорьевича Гарьковца

Совсем недавно исполнилось 80 лет известному геологу-разведчику недр Узбекистана, доктору геолого-минералогических наук Виктору Григорьевичу Гарьковцу, и вот из Ташкента поступило печальное известие о его кончине.

Виктор Григорьевич начинал геологическую карьеру в меднорудном Алмалыке, куда его направили по окончании Горного факультета Среднеазиатского индустриального института. Затем перед войной он некоторое время проработал на кафедре петрографии этого же института. Следующий этап его геологической деятельности — участие в решении актуальной для республик Средней Азии железорудной проблемы — создание сырьевой базы строящегося во время войны Беговатского металлургического завода. Под руководством В. Г. Гарьковца было успешно разведано Абаильское месторождение, оценен еще ряд железорудных объектов — Туранглы в Карамазаре, Ирису в Таласском Алатау и др. Однако в полной мере геологический талант Виктора Григорьевича развернулся в 1950—1980 гг., когда он занимал ответственный пост начальника геологического отдела, затем главного геолога Узбекского геологического управления и главного геолога — первого заместителя министра геологии УзССР. Именно в этот период была заложена минерально-сырьевая база для создания в Узбекистане новых отраслей промышленности — цветной металлургии (медь Алмалыка,

свинец Кургашиканка и др.), золоторудной (Мурунтау и др.) и др. За участие в разведке крупнейшего Мурунтауского месторождения золота В. Г. Гарьковцу, в числе группы геологов, была присуждена Ленинская премия СССР.

Богатый опыт оценки рудных месторождений В. Г. Гарьковец обобщил в докладе, успешно защищенном в качестве диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. В последние годы Виктор Григорьевич работал в САИГИМСе, где возглавлял группу по разработке критериев прогнозирования золоторудных месторождений. В нашем журнале им были опубликованы итоговые результаты многолетних исследований, направленных на выяснение генезиса рудных месторождений, локализующихся в мощных толщах древних осадочно-вулканогенных пород, подвергшихся интенсивным преобразованиям. Виктором Григорьевичем была предложена стройная концепция формирования такого рода полигенных месторождений, к числу которых относится и знаменитый Мурунтау.

Вся жизнь В. Г. Гарьковца была посвящена геологии. Только ею он и жил. Все, кому приходилось встречаться с Виктором Григорьевичем, запомнили его фанатичную увлеченность, с которой он излагал собеседнику выводы по проблеме, занимавшей его в данный момент.

Редколлегия

Contents

ENERGY RECOURCES	
<i>Chernenko Yu. Ya.</i> The role of depth geodynamic processes in coal basins structures formation and coal metamorphism	3
METALS AND NON-METALS	
<i>Dzhanilidze T. V., Pantsulaya V. V.</i> On the regularity of metallogenic forma- tions in volcano-plutonic belts	8
<i>Dergachev V. V.</i> Ongonites and raremetals mineralization . .	15
<i>Dokuchaev S. A.</i> The gravitation model of hologen type boric deposits formation	22
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
<i>Cherenkov I. N.</i> Problems of the Tien-Shan and the Pamirs Upper Paleozoic stratigraphy	30
<i>Koren' T. N., Lytochkin V. N.</i> Biozone scheme on graptolite of Turkestan- Alay Upper Silurian	37
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
<i>Benevolinskiy I. P.</i> Depth structure of the Balkhashskiy seg- ment of Kazakhstan lithosphere	45
<i>Solov'ev S. G., Stavinskiy V. A., Okulov S. A.</i> Line and centre structures of Songkel- Kensuyskaya zone in Kyrgyzstan	52
<i>Plokhikh G. P.</i> Peculiarities of Urals iron-ore knots depth structure	59
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITOLOGY	
<i>Strakhova T. M., Bogdanov G. V.</i> On composition of granite from meta- morphic complexes	65
<i>Blyman B. A.</i> The system $Al_2O_3-SiO_2$ and problem of metamorphic facies	70
GEOCHEMISTRY	
<i>Gladkikh V. S.</i> Geochemistry of Devonian volcanogenic rocks of the Aleyskiy antiklinorium Southern part	77
<i>Lyakhovich V. V., Rekharskiy V. I., Gubanov A. G.</i> Postmagmatic change zones of El'dzhertin- skiy massif geochemistry	84
For date the 80-th anniversary of Kh. M. Ab- dullaev	89
In commemoration of O. I. Sergun'kova . . .	91
In commemoration of F. R. Apel'tsun . . .	93
In commemoration of D. A. Mineev	94
In commemoration of B. L. Barsukov . . .	94
In commemoration of V. G. Gar'kovets . .	95

**ПРЕДПРИЯТИЕ ОБЕСПЕЧИВАЕТ ОПЛАТУ
ДО 96 % КОЛЛЕКТИВАМ СО СВОИМИ
ОБЪЕМАМИ РАБОТ
СУММА ВЫПЛАТЫ НА ОДНОГО ЧЕЛОВЕКА
НЕ ОГРАНИЧЕНА
ВЫПЛАТА ДЕНЕГ ПРОИЗВОДИТСЯ
НАЛИЧНЫМИ ЛИБО ПЕРЕЧИСЛЕНИЕМ
НА СБЕРКНИЖКУ**

Москва (095), телефон 342-11-46

1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038-5069. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1992. № 11. 1-96