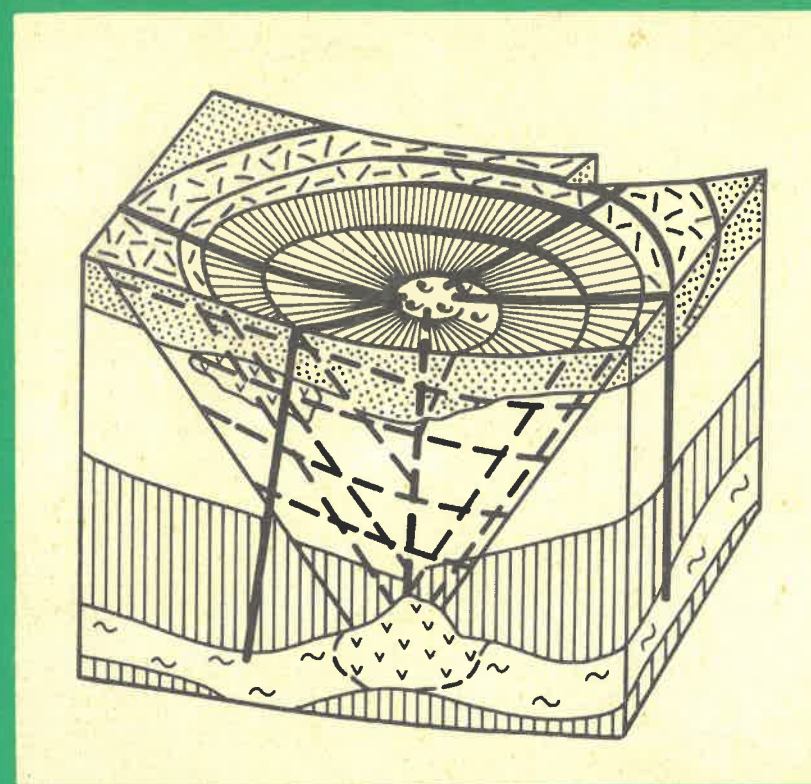


Советская геология



9/1990

Оценка эффективности поисковых работ

Глубинное строение Северного Урала

Седиментогенез и нефтегазоматеринские породы

Тектоно-магматические структуры трапповых полей

Шлиховой минералого-геохимический метод
поисков месторождений золота

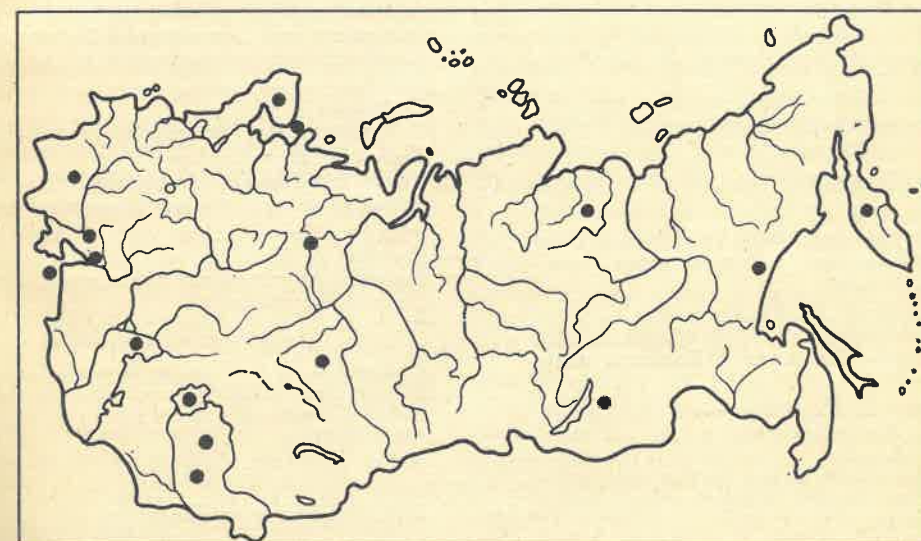
Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Советская геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

9/1990

Основан
в марте 1933 года



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (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. Шеглов (зам. главного редактора), В. А. Яриолук



МОСКВА, «НЕДРА»



УДК 550.8.011

© В. А. Цыганов, 1990

Оценка геологической эффективности поисковых работ с позиций теории надежности систем

В. А. ЦЫГАНОВ (Якутский филиал ЦНИГРИ)

Примеры использования некоторых положений теории надежности технических систем для анализа геологической эффективности поисковых работ рассматривались нами ранее применительно к отдельным задачам при поисках месторождений бокситов и кимберлитовых трубок [3, 4, 5]. Внедрение описанных положений в практику, конкретность получаемых при этом результатов, их достаточно простая интерпретация, внутренняя и внешняя непротиворечивость обусловили дальнейшие попытки адаптации отмеченного подхода к практике геологических поисков. Удалось разработать содержательную классификацию отказов для поисковых методов и целевых прогнозно-поисковых комплексов в зависимости от причин, их вызывающих, времени установления и достоверности самого факта отказа. В соответствии с этой классификацией предложена методика количественной оценки, качества и надежности геологопоисковых работ, а также выделены этапы проведения оценок надежности прогнозно-поисковых комплексов.

Кратко остановимся на двух вариантах определения понятия «объект поисковых работ»: общее и частное. Под объектом поисковых работ в общем значении термина понимается естественное, геологическое, локально-обособленное, генетически единое образование, имеющее конкретное минерально-сырьевое народнохозяйственное значение.

Объект поисковых работ, сформировавшийся в процессе закономерного геологического развития территории (поисковые предпосылки), что отразилось в компонентах вмещающей ландшафтно-геологической среды (поисковые признаки), выделяется на определенной стадии или подстадии геологоразведочного процесса.

Под объектом поисковых работ в частном значении термина, по Э. Я. Островскому (1979), понимается любая локализованная в пространстве исследований совокупность свойств этого пространства, обладающая необходимым уровнем полезности.

Общее определение характеризует объекты поисков по отношению к основным элементам геологоразведочного процесса — его стадиям и подстадиям, а частное — по отношению к любому поисковому или вспомогательному методу либо их модификации.

Системный подход к анализу геологопоисковых исследований определяется, в первую очередь, стадийностью геологоразведочного процесса, выступающего в виде единой организационной управляемой иерархической системы, имеющей на входе геолого-экономические задачи и определенные ресурсы, а на выходе — информацию о распределении в недрах запасов конкретных видов минерального сырья. Стадии геологоразведочного процесса выступают в системе как отдельные элементы или подсистемы, связанные между собой иерархическим рядом поисковых объектов, каждый из которых является промежуточным по отношению к конечному объекту поисков — промышленному месторождению полезного ископаемого. В свою очередь, каждая из стадий поисковых работ представляет собой совокупность отдельных поисковых и вспомогательных методов, связанных между собой определенными геологическими задачами внутри стадии и выступающих на этом уровне как отдельные ее элементы [1, 2], которые также целесообразно подразделить на элементы следующего порядка в зависимости от естественных факторов, обуславливающих обнаружение поисковых объектов.

В общем случае объект поисков мо-

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

Цыганов В. А.
Оценка геологической эффективности поисковых работ с позиций теории надежности систем 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Ларская Е. С., Сорокин В. М., Сухова А. Н.
Влияние условий седиментогенеза на формирование нефтегазоматеринских пород в морских бассейнах 12
Иванова А. В., Иванисин В. А., Тетерук В. К., Зайцева Л. Б.
О палеогеотермическом несогласии в разрезе Днепровско-Донецкой сверхглубокой скважины 18

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Хохряков Н. А.
Применение шлихового минералого-химического метода при прогнозе и поисках золоторудных месторождений 22
Иванова Т. К., Иванов М. К., Ленчук Д. В.
Модели тектоно-магматических структур трапповых полей северо-запада Сибирской платформы 28

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Кузнецов А. А.
Структурно-вещественные признаки и происхождение кристаллической литосферы Земли 33
Федорова М. Е., Никитина Н. С.
Позднеархейский зеленокаменный пояс Качковка—Снежница (Кольский полуостров) 41
Петухов Д. П., Одесский И. А., Кокорева К. Л., Данилевич А. Ф., Шаплыка В. А.
Формирование мульд погружения в солёносных толщах Старобинского месторождения 49

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Виноградов В. И., Вишневецкая И. И., Григорьев В. С., Покровский Б. Г.
Гранитообразование в зоне перехода континент—океан (на примере Ахомтенского массива на Камчатке) 54
Рассказов С. В., Батырмурзаев А. С., Магомедов Ш. А.
Калий-аргоновое датирование базальтов Тункинской долины 62

Казакова С. М.

Литолого-минеральный состав неогеновых отложений центральной части Ишим-Иртышского междуречья 68

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Дружинин В. С., Автонева С. В., Шарманова Л. Н., Турыгин Л. В.
Глубинное строение Северного Урала по Краснотенскому профилю ГСЗ 77
Бабаджанов Т. Л., Рзаева В. А., Рзаев М. М., Шейх-Заде Э. Р.
Особенности строения поверхности Мохоровичича на территории Узбекистана 82

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Шеина Л. Е.
Формирование пресных подземных вод в орошаемых районах аридной зоны 88

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Файнштейн И. Я., Фрейнкман Л. М.
Концепция цен потребления на разведанные запасы минерального сырья в недрах 94
Шарманов Б. Ф.
О природе сил,двигающих материи 100
Петров А. И.
Очаги современного гидротермального рудообразования и перспективы их освоения 106
Дерябин Н. И.
Импрегнитовые породы рудопроводящих каналов Кривбасса 111

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Тыминский В. Г., Попеленский Н. К.
Важнейшие научно-технические достижения в геологии и особенности их правовой охраны 117

РЕЦЕНЗИИ

Маревичев А. М., Казак А. П.
О книге «Изучение метаморфических комплексов» 121

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Блажеевич А. Р.
Ранговая шкала и система понятий и терминов в магматической геологии 123

ИЗ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТКРЫТИЙ

Николай Акимович Каржавин 125
70-летие Ибрагима Хамрабаевича Хамрабаева 127

Художественный редактор В. А. Андросов
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 23.07.90. Подписано в печать 20.08.90. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,9.
Уч.-изд. л. 13,1. Тираж 2450 экз. Заказ № 391. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-29-56, 254-60-72
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1990

жет быть обнаружен с использованием конкретного метода исследований, но только при обязательном выполнении пяти условий: объект поисков должен обладать отличным от нуля значением индикационного параметра по отношению к виду исследуемого поля; на фоне вмещающих и перекрывающих пород, в условиях конкретной ландшафтной среды объект поисков на принятой поверхности исследований должен создавать метрически достоверную аномалию; система сорасположения точек поисковых наблюдений (измерений) и представительность (воспроизводимость) результатов последних должны гарантировать отражение реально существующей аномалии от объекта поисков в измеренном поле необходимым количеством точек, превышающих по своей интенсивности минимально-аномальный уровень наблюдаемого параметра; описанная (измеренная) аномалия от поискового объекта должна быть отнесена к группе объектов, требующих заверочных работ, и контур выделяемого перспективного участка должен включать местоположение аномалообразующего объекта; система заверочных работ, проводимых в пределах выделенного перспективного участка, должна гарантировать вскрытие объекта и его правильную идентификацию.

Перечисленные условия применимы к анализу геологической эффективности любого поискового метода по отношению к любому из поисковых объектов, т. е. вскрывают для каждого из них внутреннюю структуру возможных и действительных причин, приводящих к их пропуску. В качестве элементов следующего порядка внутри каждого из поисковых методов можно выделять такие структурные модули геологической эффективности (соответственно последовательности перечисленных выше условий): вещественно-индикационный, ландшафтно-геологический, технико-метрологический, прогнозно-интерпретационный, заверочный.

Проведенное деление геологоразведочного процесса на стадии, отдельные поисковые и вспомогательные методы внутри стадий и далее на структурные модули геологической эффективности внутри каждого метода иллюстрирует системность в организации работ и за-

висимость, с одной стороны, эффективности каждого последующего элемента в системе от предшествующего и, с другой стороны, иерархически более высокого уровня организации системы от нижних уровней.

Под надежностью системы принято понимать ее способность сохранять качество при определенных условиях эксплуатации (Р. П. Райкин, 1978). Согласно ГОСТу 15467-70 качество продукции — это совокупность свойств, обуславливающая ее возможность удовлетворять определенным потребностям в соответствии с назначением. В этом случае качеством геологопоисковой системы в целом и отдельных составляющих ее элементов является совокупность их свойств, обуславливающих способность к непуску минимально-промышленных поисковых объектов. Тогда под надежностью поисков можно понимать способность геологопоисковых систем и их элементов сохранять качество при определенных ландшафтно-геологических условиях ведения поисковых работ и при определенном объеме наработки. Напомним также, что под отказом геологопоисковой системы и ее элементов понимается любое возможное или действительное событие, которое может приводить к пропуску на площади работ хотя бы одного минимально-промышленного поискового объекта [3].

В практике анализа геологической эффективности поисков для отдельных составляющих систему элементов достаточно часто используются вероятностные характеристики: вероятность подсечения объекта поисковой сетью, вероятность отражения объекта в исследуемом поле, вероятность принадлежности выявленной вариации поля поисковому объекту и т. д. Однако эти параметры не позволяют учитывать реального или возможного количества поисковых объектов на исследуемой площади и размеров последней, т. е. объемов наработки систем и элементов. Но, например, для анализа эффективности артиллерийской стрельбы по определенным целям совершенно недостаточно учитывать только среднюю вероятность попадания снаряда в цель. Очевидно, здесь необходимо еще знать общее количество целей, которое надо поразить, да и количество снарядов,

имеющихся в распоряжении стреляющего. Аналогично и в нашем случае. Знать, например, среднюю вероятность подсечения поискового объекта совершенно недостаточно для оценки надежности поисковой сети. Нужно еще учитывать размер как поискового участка, так и объекта поисков.

Оценка полноты опосредования конкретного участка сводится к определению вероятности такого события, при котором после завершения поисков по сети с заданными параметрами на участке не останется ни одного места, где бы объект заданных размеров мог разместиться не будучи подсеченным достаточным для обнаружения количеством точек. За исключением случая, при котором средняя вероятность подсечения равна единице (гарантирующая сеть), легко видеть, что искомая вероятность полноты опосредования территории по сети зависит от размеров участка и не равна средней вероятности подсечения. В этом случае, как мы уже показывали [3],

$$P(S) = p_i \frac{s}{ks} \quad (1)$$

или

$$P(S) = p_i T_{\max}, \quad (2)$$

где $P(S)$ — вероятность безотказной работы на заданный объем наработки (площадь участка); p_i — средняя вероятность подсечения объекта поисковой сетью необходимым количеством точек; S — площадь поискового участка; s — площадь сечения поискового объекта на поверхности исследований; k — коэффициент, учитывающий взаимоперекрывание на поверхности исследований между соседними объектами при полном заполнении участка (для круга и эллипса $= 0,827$); $T_{\max}$ — максимальное количество возможных отказов до проведения поисков, т. е. в данном случае максимальное количество поисковых объектов, которое может разместиться на площади поискового участка при их плотнейшей упаковке.

Для оценки надежности поискового метода или полноты опосредования территории могут использоваться такие количественные характеристики, как интенсивность отказов на единицу наработки и средняя наработка на отказ [3].

Приведенные количественные характеристики надежности, учитывающие объем наработки (в общем случае это $T_{\max}$), принципиально отличаются от характеристик качества поисковых систем и их элементов, оцениваемых только через среднее значение вероятностей по отношению к возможному единичному событию.

На рис. 1 графически показаны зависимости между параметрами p_i , $P(S)$ и $T_{\max}$, где по последнему параметру и необходимому значению $P(S)$ (в технике 0,95; 0,99; 0,999 и т. д. в зависимости от важности конструкции или изделия) можно проводить определение вероятности p_i , при которой для поисковой системы или ее элемента гарантируется практически безотказное функционирование.

Рассмотрим методику оценки параметров качества и надежности простого (нерезервированного) поискового метода. На рис. 2 при помощи диаграммы Эйлера иллюстрируется схема такой оценки применительно к параметрам качества. Здесь условно принято, что каждый из кругов наглядно изображает объем одного какого-нибудь понятия, объем же понятия отображает совокупность предметов того или иного класса предметов (в нашем случае объектов поисковых работ). Поэтому каждый предмет определенного класса можно изобразить в виде точки, помещенной внутри соответствующего круга.

Пусть на некоторой площади, где проводятся поисковые работы, имеется достаточно большое количество поисковых объектов. На рис. 2 все они условно показаны в виде точек в пределах пунктирной окружности, т. е. каждая точка этого круга — поисковый объект. Пусть часть этих объектов обладает повышенным индикационным параметром, интенсивность которого достаточна для обнаружения объектов соответствующим поисковым методом в наиболее благоприятных для поисков ландшафтно-геологических и прочих условиях. Другая же часть объектов пусть такой интенсивностью параметра не обладает. Точки, принадлежащие первой части объектов, находятся в круге радиусом R_a , а второй — расположены в концентрическом кольце I.

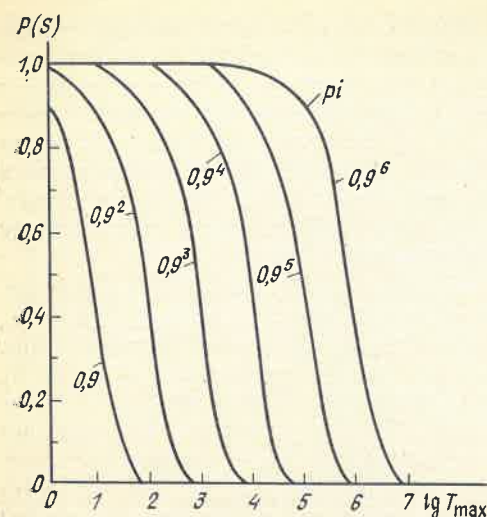
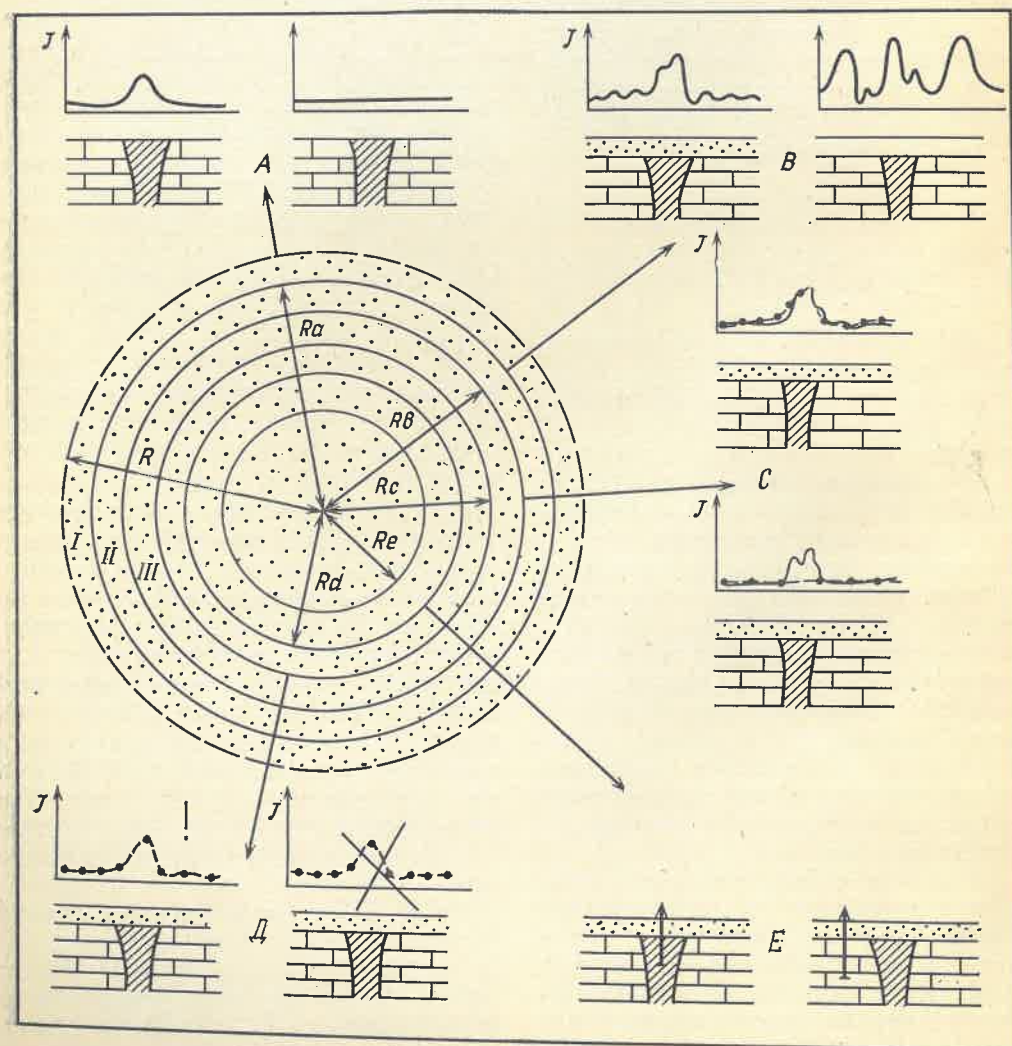


Рис. 1. Номограмма для определения средней единичной вероятности безотказной работы P_i в зависимости от максимального количества возможных отказов $T_{\max}$ и требований к безотказности элемента на весь объем наработки $P(S)$:

индекс степени указывает на количество «девяток» после запятой

Рис. 2. Принципиальная схема помодульной оценки качественных и надежных характеристик поисковых методов

Пояснения см. в тексте



В этом случае средняя единичная вероятность безотказной работы первого (вещественно-индикационного) модуля, т. е. вероятность событий, что любой случайный поисковый объект будет обладать в названных условиях повышенным уровнем индикационного параметра (вероятность p_a), равна отношению площадей меньшего круга радиусом R_a к большему радиусом R .

Теперь пусть из объектов, обладающих повышенным уровнем индикационного параметра, одна часть (точки круга радиусом R_b) в реальной ландшафтно-геологической ситуации может создавать достаточные по контрастности аномалии, обнаружение которых возможно при благоприятном расположении аномалии и точек наблюдения, а аномалии от другой части объектов (точки концентрического кольца II) экранируются компонентами вмещающей ландшафтно-геологической среды. В этом случае вероятность безотказной работы второго модуля поискового метода (ландшафтно-геологического), т. е. вероятность события, что любой из объектов, обладающий повышенным индикационным параметром, отразится достаточно контрастной аномалией (вероятность p_b), равна отношению площадей круга радиусом R_b к площадям круга радиусом R_a .

Из приведенного рассуждения видно, что вероятность p_b является условной вероятностью и вычисляется, если имеет место первое событие, т. е. объект поисков обладает повышенным уровнем индикационного параметра. Важно отметить, что отдельные определения вероятностей p_a и p_b связаны с различными причинами, обуславливающими изменчивость рассматриваемых характеристик. Для вероятности p_a — это процессы, формирующие и изменяющие индикационные свойства объекта поисков, для вероятности p_b — процессы, формирующие изменчивость компонентов вмещающей ландшафтно-геологической среды. В ряде случаев раздельное определение первых двух характеристик качества поискового метода не всегда возможно. В первую очередь, это относится к геохимическим поискам по первичным окислительным ореолам, когда достаточно трудно разделить влияние на контрастность ореола, оказываемое самим рудообра-

зующим процессом и компонентами среды рудообразования. В этом случае целесообразно проводить оценку обобщающего параметра p_{ab} .

Далее очевидно, что часть объектов, отражающаяся в виде достаточно контрастных аномалий при используемой реальной поисковой сети (точки в круге радиусом R_c), будет зафиксирована, а другая часть объектов из-за недостаточной плотности сети или точности наблюдений такими аномалиями в измеренном поле не отразится (точки в концентрическом кольце III). В этом случае вероятность безотказной работы третьего (технично-метрологического) модуля поискового метода, т. е. вероятность события, когда любой объект, образующий в реально существующем поле достаточно контрастную аномалию, будет подсечен при полевых наблюдениях необходимым количеством точек (вероятность p_c), определяется как отношение площадей меньшего круга радиусом R_c к большему радиусом R_b . И в этом случае вероятность p_c является условной вероятностью, вычисляемой, если объект поисков отражается в виде аномалии в реально существующем поле.

Среди объектов, зафиксированных в наблюдаемом поле метрически достоверными аномалиями, одна их часть может быть выделена под заверку, например, бурением, а другая — по каким-нибудь геологическим или внегеологическим соображениям отбракована. Затем из выделенных под бурение часть аномалий может быть действительно подтверждена с достоверным определением их геологической природы, а другая часть — либо отбракована на основании недостаточного объема заверочных работ, либо сроки заверки отнесены на отдаленную перспективу. Эти части аномалий показаны двумя кругами радиусами R_d и R_e , а условные вероятности этих событий обозначены соответственно через p_d и p_e .

Подчеркнем еще раз, что средняя единичная вероятность безотказной работы отдельных модулей поисковых методов, т. е. характеристика их качества, выступает в рассматриваемой модели как условная вероятность. Следовательно, средняя единичная вероятность безотказной работы поискового

метода может быть оценена через произведение этих условных вероятностей, т. е.

$$p_{a-e} = p_a \cdot p_b \cdot p_c \cdot p_d \cdot p_e, \quad (3)$$

где p_{a-e} — средняя единичная вероятность безотказной работы поискового метода (характеристика его качества). Приведенные рассуждения справедливы не только по отношению к конечному объекту поисков, но и к любому поисковому объекту как в общем, так и в частном значениях термина.

Кратко рассмотрим приемы оценки перечисленных параметров качества.

Вероятностная характеристика p_a в зависимости от поисковой изученности конкретной территории может определяться различными способами. В случае проведения поисков в новом районе величина этого параметра может оцениваться на основе данных по соседним хорошо изученным территориям через отношение количества объектов, индикационный параметр которых превышает некоторое пороговое значение, к их общему известному количеству. В районах действующих горнодобывающих предприятий этот параметр может оцениваться применительно к остаточной (необнаруженной) совокупности объектов на основе решения задачи о генеральной совокупности и неслучайной выборке [5]. Так, например, по проведенным оценкам по отношению к магнитометрическому методу поисков кимберлитов в новом районе Якутской провинции значение параметра p_a для наземной модификации метода составляет 0,73, для аэро съемки — 0,63, а для районов действующих добывающих предприятий не превышает 0,1.

Количественное значение параметра p_b определяется для конкретной территории в соответствии с ее районированием по условиям поисков отдельно для каждого из типов ландшафтно-геологической обстановки. Оценка этой величины осуществляется на основе решения задач о выделении аномалий на фоне помех и аномалий в условиях экранирования сигнала с использованием конкретных характеристик реальных сред и данных о поисковых объектах. При этом из числа последних исключаются объекты, не обладающие повышенным индикационным параметром.

Численное значение искомой вероятности получается через отношение количества объектов, отражающихся в виде аномалий в условиях конкретной среды, к их общему количеству, обладающему повышенным индикационным параметром. При этом решение задачи, так же как и в первом случае, осуществляется различными способами в зависимости от поисковой изученности района. Проведенные оценки вероятности p_b применительно к анализу качественных характеристик магнитометрических поисков кимберлитов в Якутии позволили установить, что в зависимости от ландшафтно-геологических условий даже при поисках в новых районах значение параметра меняется от 0 до 1.

Методика определения параметра p_c , представляющего собой среднюю единичную вероятность подсечения аномалий поисковой сетью заданных параметров, описана в литературе (Г. А. Базанов, Г. С. Вахромеев, 1976; И. Д. Савинский, 1964) и существенных затруднений не вызывает. Параметры аномалий в этом случае можно учитывать по изолинии, гарантирующей выделение сигнала при принятой воспроизводимости результатов измерений в конкретной ландшафтно-геологической среде. В соответствии с последними факторами значение искомой вероятности будет меняться по площади исследований.

Как правило, при проведении поисковых работ детального масштаба на значительных по размерам площадях, ориентированных на обнаружение объектов с невысокими значениями индикационного параметра, может быть выделено достаточно большое количество вариаций поля, формально удовлетворяющих условиям аномальности. Часто в таких случаях заверка всех аномалий не представляется возможной, и обычно они разбраковываются на основе каких-либо косвенных данных, т. е. под заверку передаются не все аномалии. С позиций теории надежности систем операция разбраковки аномалий по косвенным данным, т. е. выходящим за рамки конкретного поискового метода, относится к приемам резервирования, общие требования к которым сформулированы нами ранее [3]. При невыполнении этих тре-

бований или в рамках простого (нерезервированного) поискового метода средняя единичная вероятность безотказной работы прогнозно-интерпретационного модуля (p_d) может быть оценена через отношение количества аномалий, переданных под заверку, к общему количеству их, удовлетворяющих формальным условиям аномальности.

И, наконец, вероятность p_e может быть определена как отношение количества заверенных аномалий к их общему количеству, переданному под заверку.

Полученные таким образом вероятностные характеристики качества отдельных модулей поисковых методов при их подстановке в выражение (3) в наиболее ответственных случаях могут заменяться значениями нижних границ соответствующих доверительных интервалов.

Количественные параметры надежности в отличие от характеристик качества учитывают общий объем наработки поисковым методом, т. е. количество возможных реализаций случайных событий в каждом из модулей:

$$P(S)_{A-E} = P(S)_A P(S)_B \times \times P(S)_C P(S)_D P(S)_E, \quad (4)$$

где $P(S)_{A-E}$, $P(S)_A$, $P(S)_B$, $P(S)_C$, $P(S)_D$, $P(S)_E$ соответственно вероятности безотказной работы на заданный объем наработки поискового метода в целом и его отдельных модулей.

Переход от средних единичных вероятностных оценок качества к количественным характеристикам надежности, зависящим от объема реализации, т. е. $T_{\max}$, для каждого из пяти модулей различен. Для первого модуля в выражении (2) максимальное количество отказов оценивается через объем поисковой совокупности, т. е. через количество объектов поисков, ожидаемых на площади исследований. Эта характеристика для районов действующих горнодобывающих предприятий может быть оценена в результате решения задачи о генеральной совокупности и неслучайной выборке [5]. В новых районах $T_{\max}$ может определяться на основе оценок его прогнозных ресурсов. В ряде случаев оценка $T_{\max}$ для первого модуля может быть выражена через размеры поискового участ-

ка и среднее (либо максимальное) количество поисковых объектов, приходящихся на единицу площади на хорошо изученных территориях.

Оценка максимального количества реализаций для второго модуля проводится путем исключения из поисковой совокупности объектов, не обладающих повышенными значениями индикационного параметра. Для третьего модуля вероятность безотказной работы $P(S)$ оценивает возможность события, при котором после проведения поисков на исследуемой площади не останется места, где поисковый объект заданных размеров смог бы разместиться, не будучи подсеченным необходимым количеством точек наблюдений. Значение этого параметра определяется из выражения (1).

Для четвертого модуля максимальное количество возможных отказов равно количеству вариаций измеренного поля, формально удовлетворяющих условиям аномальности, а для пятого — количеству аномалий, переданных под заверку.

Таким образом, при некоторых упрощениях количественные характеристики надежности простого (нерезервированного) поискового метода можно представить в виде следующих выражений:

$$T_{\max(A-E)} = S(t + tp_a + \frac{1}{sk} + l + m); \quad (5)$$

$$P(S)_{A-E} = [(p_a p_b)^t \times \times p_c^{(ks)^{-1}} p_d^l p_e^m] S; \quad (6)$$

$$\lambda_{A-E} = \frac{1}{S_{A-E}} = t(1 - p_a p_b) + \frac{1}{sk}(1 - p_c) + l(1 - p_d) + m(1 - p_e), \quad (7)$$

где $T_{\max(A-E)}$ — максимальное количество возможных отказов; $P(S)_{A-E}$ — вероятность безотказной работы поискового метода на весь объем наработки; λ_{A-E} и S_{A-E} — соответственно интенсивность отказов и средняя наработка на отказ по методу в целом; t , l , m — соответственно среднее количество ожидаемых поисковых объектов, вариаций поля, удовлетворяющих

условиям аномальности, и аномалий, переданных под заверку, приходящееся на единицу площади.

Выражения (5—7) могут использоваться для оценки надежных характеристик отдельных методов как применительно к поисковым объектам в общем понимании термина при стадийной технологии исследований, так и применительно к частному значению определения. В последнем случае в качестве объектов поисков могут выступать предпосылки поискового прогнозирования (тектонические, литологические, стратиграфические и др.) или формы их отражения в конкретных полях, а также поисковые признаки, либо формы отражения последних.

Важно отметить, что простые (нерезервированные) поисковые методы в практике работ используются достаточно редко. Чаще имеет место внутреннее и внешнее резервирование поисковых систем. В этом случае при соблюдении определенных правил достигается повышение надежных характеристик систем [3].

Отдельные поисковые методы, применяемые при конкретной стадии геологоразведочного процесса, могут быть объединены в последовательную, параллельную или комбинированную схему. В первом случае, т. е. при ситуации, когда использование последующего метода имеет смысл лишь при безотказной работе предыдущего, схема оценки надежности поискового комплекса основывается на определении соответствующих условных вероятностей. При параллельной схеме, т. е. при выполнении отдельных работ с объединением их результатов лишь на этапе интерпретации, оценка качественных и надежных параметров каждого метода проводится независимо друг от друга. Для расчета количественных характеристик надежности нескольких стадий геологоразведочного процесса, объединенных общей направленностью на конкретный тип полезного ископаемого, также необходимо определение условных вероятностей.

Научно-исследовательский характер геологоразведочного процесса при неполной информации о строении земных недр принципиально отличает геологопоисковые системы от технических.

При этом главное отличие заключается в невозможности для многих реальных ситуаций получения абсолютно достоверных характеристик надежности функционирования каждого элемента, слагающего геологопоисковую систему. Тем не менее при планировании геологических поисков необходимо определение методики работ, комплекса поисковых методов, параметров поисковых сетей, представительности опробования и т. д., основанных на конкретных количественных расчетах. Все это в целом, а именно невозможность абсолютных решений, с одной стороны, и необходимость решений, приближенных к абсолютным, — с другой, позволяет использовать для количественной оценки надежности геологопоисковых систем итерационные методы решения задачи, т. е. методы приближенного решения, основанные на последовательном приближении к конечному результату путем многократных вычислительных операций. Исходными данными для каждой последующей операции должны являться результаты предыдущих, а в нашем случае — апробация предыдущего решения на практике. Следствием этого процесса, очевидно, является последовательность решений, которая при выполнении некоторых условий сводится к решению задачи, т. е. имеется возможность получить приближения, сколь угодно мало отличающиеся от истинного решения.

В свете изложенного целесообразно выделять три основных этапа оценки надежности поисков для каждой площади или региона: подготовительный, текущий, завершающий.

Основной задачей подготовительного этапа проведения исследований является адаптация теории надежности геологических поисков к практике работ в конкретном регионе и на конкретное полезное ископаемое. Этот этап включает в себя прежде всего системный анализ имеющихся по району данных, проведение специальных исследований по получению дополнительных характеристик элементов, слагающих конкретную геологопоисковую систему. В результате работ данного этапа может быть составлена технологическая схема оценки надежности производственных геологопоисковых ра-

бот и сформулированы задачи перед тематическими, опытно-методическими и научно-исследовательскими работами, решение которых будет направлено на повышение надежных характеристик прогнозно-поисковых комплексов.

Оценка надежности поисков, осуществляемая на текущем этапе, предполагает соответствующие количественные расчеты при составлении геологического задания и проекта, в ходе проведения исследований и при написании отчета по поискам. С рассматриваемых позиций необходимо включение в геологическое задание определенных требований к надежности характеристикам работ, а в проекты и отчеты — соответствующих разделов.

Завершающий этап оценок целесообразно осуществлять при окончании поисковых работ на конкретный вид минерального сырья в конкретном регионе или его части. Важно отметить, что завершающий этап может рассматриваться как таковой лишь относительно некоторой концептуальной схемы, определенной модели постановки и решения проблем, т. е. по отношению к определенной парадигме, объединяющей геологические и экономические концепции на конкретное время.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что при постановке геологопоисковых работ на конкретной площади и на конкретное полезное ископаемое в результате осуществления комплекса исследований должны быть обнаружены практически все месторождения полезных ископаемых. Од-

нако реализация этого положения не может базироваться на общих сведениях об эффективности тех или иных компонентов прогнозно-поисковых комплексов, а тем более на отдельных положительных примерах, полученных ранее. Приведенная выше методика количественного анализа геологической эффективности поисков с позиций теории надежности систем позволяет оценить соответствие используемых методов исследований применительно к решению конкретных задач, выявить наименее надежные элементы в системах и разработать мероприятия, направленные на устранение возможного отрицательного воздействия последних на геологическую эффективность поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А. И. К методике оценки результативности и качества геологоразведочных работ // Сов. геология. 1986. № 12. С. 12—17.
2. Кривцов А. И., Нарсеев В. А. Геологоразведочный процесс и прогнозно-поисковые комплексы // Сов. геология. 1983. № 1. С. 17—27.
3. Нарсеев В. А., Цыганов В. А. Оценка надежности поисковых работ в районах действующих горнодобывающих предприятий // Сов. геология. 1987. № 1. С. 3—15.
4. Цыганов В. А. Оценка надежности опробования частично закрытых районов аэрогамма-спектрометрическим методом // Сов. геология. 1983. № 9. С. 109—114.
5. Цыганов В. А., Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. О проблеме оценки генеральной совокупности по случайным выборкам (на примере индикаторных свойств кимберлитов) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 3. С. 672—677.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

**Влияние условий седиментогенеза на формирование нефтегазоматеринских пород в морских бассейнах**

Е. С. ЛАРСКАЯ, В. М. СОРОКИН, А. Н. СУХОВА (ВНИГНИ)

Развитие основ плитотектоники привело к практически важным представлениям о возможной нефтегазоносности некоторых частей регионов, ранее считавшихся заведомо бесперспективными. К таким участкам относятся и внешние зоны горноскладчатых обрамлений нефтегазоносных бассейнов, являющиеся зачастую аллохтонными, перекрывающими осадочные толщи более древнего структурного этажа. Возникает возможность увеличения перспектив нефтегазоносного региона за счет субстрата внешней части (50—100 км) горноскладчатых обрамлений (В. С. Шеин, 1987). Как правило, прогнозируемые на этих территориях нефтегазоносные комплексы глубоко погружены и перекрыты сильно дислоцированными, затрудняющими проходку скважин толщами.

Трудность и высокая стоимость бурения определяют повышенную требовательность к достоверности и всесторонней обоснованности прогноза нефтегазоносности. Важные элементы последнего — выявление в разрезе субстрата источников нефти и газа, нефтегазоматеринских пород и толщ (НГМП и НГМТ), выработка представлений о закономерности их пространственного размещения в зависимости от условий седиментации и фоссилизации органического вещества (ОВ). Последнее базируется на определении литофациальной структуры седиментации и обусловленного ею характера фоссилизации ОВ в бассейнах разного типа. Исследования фоссилизации ОВ проводятся давно и в разных аспектах. Ранее [6] нами была показана возможность использования для указанных выше целей и сопоставления современных, молодых и литифицированных осадков информации о количестве и формах включения ОВ.

Для обоснования критериев связи между накоплением ОВ, НГМТ и плитотектоническим режимом бассейнов седиментации изучены формы включений и количество органического вещества, их пространственные соотношения с аутигенными и аллотигенными минералами железа (пиритом, сидеритом, лептохлоритом, глауконитом, гидроксидными), а на базе химико-морфологической классификации (Е. С. Ларская, 1975, 1983) идентифицированы исходные и фациально-генетические типы ОВ в современных и молодых осадках Средиземного, Черного, Каспийского, Аральского и Белого морей, находящихся в различных, с точки зрения плитотектоники, условиях.

Исследования современных и молодых осадков в водоемах проводились с целью выработки диагностических показателей макро- и микрофаций седиментогенеза по количеству и морфологии включений ОВ и характеру их пространственных соотношений с аутигенными минералами для применения их к отложениям палеобассейнов, анализа степени благоприятствования геотектонических режимов накоплению и преобразованию ОВ (в одинаковых и различных совокупностях фациальных обстановок). Одновременно решался и ранее затронутый нами (Е. С. Ларская, 1975) вопрос о быстротечности диагенетических изменений ОВ и возможности участия его продуктов в последующем нефтегазообразовании.

С позиций современной глобальной тектоники Средиземное море представляет собой межконтинентальный внутренний водоем, расположенный в области медленного сжатия, вызванного передвиганием Африканской плиты к северу и поддвижением ее под Евразийскую плиту. В восточной части моря ощущается также воздействие Аравий-

ского блока, движение которого к северу на более ранних этапах обусловило расчленение древнего океана Тетиса и образование разделенных Кавказским складчатым сооружением Черного и Каспийского внутриконтинентальных морей [3, 4].

Аральское внутриконтинентальное море расположено в тыловой части пассивной окраины Евразийской плиты [3, 4]. Белое море, входящее в бассейн Северного, находится в зоне погружения Евразийской плиты под плиту Северного Ледовитого океана (Ю. В. Истошин, 1953). Оба водоема приурочены к континентальной коре. Океаническая кора частично сохранилась или возникла вновь в Черном море и Южном Каспии. Настоящее время является этапом активного магматизма и сейсмичности для Средиземного, Черного и Каспийского морей, в пределах которых с помощью геофизических методов установлены небольшие по протяженности молодые рифтовые зоны. Белое и Аральское моря находятся в асейсмичных или слабо сейсмичных зонах.

Рассматриваемые бассейны существенно различаются по времени образования и длительности существования. Средиземное, Черное и южная часть Каспийского моря считаются остатками Тетиса [3, 4]. Аральское, Белое — молодые моря, возникшие на окраинах континентов плит (10—20 тыс. лет назад). Физико-географическая характеристика современных водоемов приведена в таблице).

Изученные водоемы, кроме Белого моря, относятся к классу карбонатонакапливающих, что очень важно для выявления особенностей формирования генерационного потенциала карбонатных и глинисто-карбонатных пород и толщ. Во всех них огромная роль в осадконакоплении принадлежит механическому фактору (Ю. В. Истошин, 1953).

В силу особенностей отбора проб в Средиземном море нами исследованы в основном осадки нижней части шельфа и континентального склона, в меньшей степени — котловин (глубины до 3 км) и литорали (50—200 м), в Черном и Каспийском морях — фации аванделът крупных рек, литорали, шельфа и котловин. В Аральском и

Белом морях изучены практически все фациальные обстановки литорали, характерные для крайне мелководного усыхающего водоема, в Белом — относительно глубоководные (300 м) и мелководные отложения обширных заливов, связанные с выносом крупных северных рек, осадки фьёрдов, отмелей и центральных частей бассейна.

Наиболее полно в площадном отношении исследованы осадки Средиземного, Каспийского и Белого морей, более локально — Черного и Аральского. В Аральском и Белом морях обследованы главным образом верхние 10 см современных осадков, в остальных водоемах — современные, голоценовые и вюрмские отложения. Кроме петрографических и аналитических данных о содержании ОВ в распоряжении авторов имелась обширная информация об особенностях состава ОВ и его битумных и углеводородных компонентов.

Установлено, что принципиальным отличием микрокомпонентного состава ОВ осадков Средиземного моря от такого других водоемов является значительная роль формы II^1 (частицы диаметром менее 0,01 мм, полигенные) и незначительная — форм сапропелевого дисперсного ОВ ($I^{2, 2k, 9, 4, 5}$), а в осадках Черного и Каспийского морей наоборот (рис. 1). Как показали исследования фанерозойских толщ, первые характерны для не нефтематеринских отложений, вторые — для нефтематеринских средней и высокой продуктивности.

Наряду с указанными различиями водоемов в целом их осадки, образованные в одноименных фациальных обстановках, обладают сходством по микрокомпонентному составу ОВ. Так, в фациях литорали (глубина 0—200 м), примыкающей к влажной суше, в составе РОВ значительную роль в Каспийском, Черном и Аральском морях играет водорослевый микродетрит (формы $II^{12, 13}$), у засушливого побережья (залив Сидра в Средиземном море, восточная часть Южного Каспия) — форма II^1 . В центральных частях котловинных морей значительную роль играет сапропелевое дисперсное ОВ (формы $I^{2, 9, 4}$). В осадках аванделът крупных рек, берущих начало во влажных гористых областях суши

Физико-географическая характеристика водоемов

Моря	Тип водоема	Максимальная глубина, м	Площадь акватории, км ²	Соленость, ‰	Гидродинамическая активность	Количество кислорода
Средиземное	Котлованный	5120	2 855 000	18—22	Сильная	Значительное
Черное	"	2243	431 000	17—22	Очень слабая	Вверху — большое, ниже 150 м отсутствует
Каспийское	Котлованно-шельфовый	980	436 000	1—10 (в северной части), 12—14 (в южной)	Значительная до 400 м	На поверхности близко к насыщению
Аральское	Плоский мелководный	68	64 000	10—11	Невысокая	В летнее время высокое
Белое	То же	360	90 000	24—31	Значительная	Значительное

(реки Нил, Дунай, Эбро и др.), среди ОВ чаще всего доминирует фюзенизированный и витренизированный детрит высшей растительности алевритовой и песчаной размерности (II^{2,3,6}). В шельфовых фациях (глубина 0,2—0,5 км) преобладает макродетрит высшей и низшей растительности крупнопелитового размера (II¹). Примерно такие же микрокомпонентные совокупности обнаружены и в отложениях аналогичных фаций древних водоемов [6]. В связи с этим микрокомпонентный состав ОВ можно использовать в качестве критерия при палеогеографических реконструкциях, взяв за основу диагностики современные фациальные обстановки и рассмотренные совокупности форм ОВ.

Из установленной аналогии вытекает еще одно важное значение изучения микрокомпонентного состава ОВ. Поскольку заложена на седиментационно-раннедиагенетической стадии специфика форм включений ОВ сохраняется при дальнейших диагенетических и катагенетических преобразованиях ОВ, возможен количественный обсчет масштабов образования углеводородов на ранних стадиях литогенеза с использованием в качестве точки отсчета масштабов генерации и эмиграции УВ из той или иной НГМП, параметров ОВ однофациальных современных осадков с аналогичным или

близким микрокомпонентным составом ОВ.

В Средиземном море в осадках почти всех фаций господствуют гидроксиды железа, в Черном, Каспийском и Аральском морях — пирит (см. рис. 1). Это хорошо согласуется с имеющимися различиями бассейнов по содержанию и составу ОВ и служит еще одним доказательством соответствия закономерностей современного распределения концентраций и типов ОВ в осадочных литифицированных толщах закономерностям, возникшим на раннедиагенетическом этапе. Так как все соотношения между концентрациями и морфологическими разновидностями ОВ, с одной стороны, и количественным и качественным составом аутигенно-минералогического комплекса, с другой, закладываются в верхней кромке осадков, можно предполагать, что значительная часть продуктов седиментационно-раннедиагенетических трансформаций ОВ (в том числе и УВ, образующиеся в сравнительно небольшом количестве [2, 5, 7]), быстро диффундирует из осадка в воду или уходит вместе с отжимаемыми иловыми растворами.

Так, по данным Е. А. Романкевича, А. И. Данюшевской и др., в иловых водах морей Ледовитого океана содержание CO₂ и CH₄ соответствует расходу только 0,02 % от количества в осад-

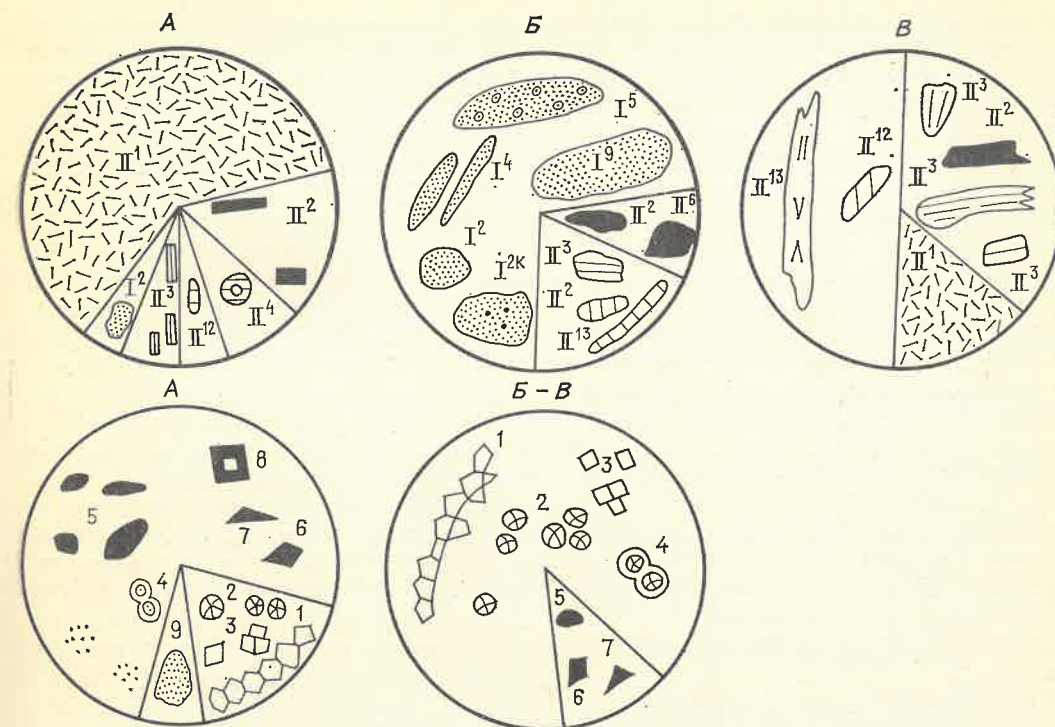


Рис. 1. Схематические зарисовки форм включений органического вещества (сверху) и аутигенных минералов (снизу) в морских осадках: моря: А — Средиземное, Б — Черное и Каспийское, В — Аральское и Белое; условные индексы форм органического вещества: I², I^{2к}, I⁴, I⁵, I⁹, II¹, II², II³, II⁴, II⁶, II¹², II¹³ (Е. С. Ларская, 1975, 1983);

аутигенные минералы: пирита: 1 — цепочковидные скопления кристаллов мелкоалевритовой размерности, 2 — микросферолиты, 3 — изолированные кристаллы и их сростки, 4 — микросферолиты с «рубашкой» гидроксидов железа; гидроксиды железа: 5 — округлые и эллипсоидные, 6 — изометрические, 7 — оскольчатые, 8 — цемент и корки; размер сектора характеризует частоту встречаемости совокупности форм

ке ОВ. «Если учесть, что диагенетическая утрата C_{орг} на восстановление окисных форм железа колеблется в осадках арктического шельфа от 10 до 13 % по отношению к исходному C_{орг}, то становится очевидным, насколько мало полученное значение отражает действительный, неизмеримо больший расход ОВ на формирование газов. Фиксируемые количества газов, видимо, являются лишь остаточными после рассеивания в толще осадка и придонных водах» [1, с. 60]. Следовательно, процессы седиментационного и раннедиагенетического преобразования ОВ, несмотря на значительное их количество, не могут оказывать сколько-нибудь существенного влияния на ресурсы нефти и газа.

При сравнении состава ОВ и его битумных компонентов, извлеченных из современных и литифицированных осадков близкого литофациального облика с одинаковым соотношением микрокомпонентных разновидностей ОВ,

установлено, что на позднедиагенетической и раннекатагенетической стадиях литификации также происходит перестройка ОВ, но без особых потерь его массы на аутигенное минералообразование (количество восстановленных аутигенных минералов не возрастает). Она сопровождается в основном усложнением состава ОВ, его поликонденсацией, полимеризацией, проявляется, в первую очередь, в снижении растворимости ОВ в шелоках (падение доли гуминовых кислот от 35—70 % на массу ОВ до 0 %) и возрастании количества нерастворимых сапрогуминов и полимерлипидов, снижении доли гетероатомов в составе основной массы (от 35—40 до 15—20 %), увеличении количества углерода (от 60 до 70—75 %) наряду с некоторым снижением концентрации водорода (от 7—8 до 4,8—5,5 %). Эти изменения в сапропелевом ОВ происходят не только в результате перехода сапропелевых кислот в состав керогена, но и вследствие

конденсационных процессов в самом керогене (в нерастворимой в органических растворителях и щелочах фракции ОВ). При подобных изменениях могут в основном выделяться неуглеводородные газы и вода и небольшое количество УВ, остающихся в осадке.

Вещества, извлекаемые из осадков хлороформом и бензолом, т. е. экстракционные аналоги битумов пород, содержат значительно меньше, чем последние, углерода (67—72 % против 75—81 %), водорода (<9 % против 9—12 %) и соответственно УВ (2—20 % против 30—50 %). В битумах современных осадков велика доля асфальтеновых фракций (40—70 % в сравнении с 10—20 % в битумах пород). Вероятно, на раннедиагенетическом этапе за счет указанной спонтанной перестройки ОВ происходит постепенное образование и накопление УВ без сколько-нибудь заметной их эмиграции.

Проведенные нами исследования в целом подтвердили представления океанологов и литологов о наличии существенных различий количественной и качественной сторон фоссилизации РОВ во внутриконтинентальных морских водоемах с различной орографией и гидродинамикой вод. Статистическая обработка данных по количеству ОВ в карбонатно-глинистых осадках Средиземного, Черного, Каспийского и Аральского морей показала, что в Средиземном море примерно 70 % осадков шельфа, континентально-го склона и абиссали содержат менее 0,4 % ОВ, на долю осадков с ОВ от 0,4 до 0,8 % приходится около 20 % от общего числа образцов, 10—15 % отличаются более высоким содержанием. В Черном море на долю бедных ОВ осадков приходится 7 % от числа образцов, максимально распространены (60 %) осадки, содержащие 0,4—1 % ОВ (концентрации, наиболее характерные для НГМП осадочных толщ); около 30 % составляют обогащенные ОВ (1,4—5 %) осадки. Следовательно, на значительной части черноморской акватории формируются НГМП с невысоким и средним генерационным потенциалом.

В Каспийском море роль бедных ОВ (менее 0,4 %) осадков существенно ниже, чем в Средиземном, но больше,

чем в Черном. Здесь наиболее распространены (24 %) осадки, содержащие минимальное для НГМП количество ОВ (0,4—0,6 %). Наряду с ними развиты осадки, содержащие 1,4—2,2 % ОВ (в сумме на их долю приходится около 25 % от числа образцов).

В Аральском и Белом плоских мелководных водоемах доля осадков с содержанием ОВ менее 0,2 % крайне низка. Преобладают осадки с концентрацией ОВ 1,4—2 % (примерно 45 % от числа образцов). Осадки, содержащие около 3 % ОВ, составляют 15 %, свыше 3 % — около 4—6 % от числа образцов. Одновременно в Аральском море распространены осадки, содержащие 0,2—0,6 % ОВ (в сумме около 20 %). Таким образом, почти на всей площади этого водоема на современном этапе формируются довольно богатые ОВ илы. Однако в отличие от трех других морей более древние (позднечетвертичные) осадки в одноименных фациях содержат в 2—5 раз меньше ОВ, чем современные. Это можно объяснить двумя причинами: разрушением ОВ при переотложении осадков в мелководном бассейне, характеризующимся активной гидродинамикой, или тем, что настоящий этап в силу тех или иных обстоятельств является более высокопродуктивным, чем предыдущие.

Указанные различия в распределении ОВ нельзя объяснить только некоторой разнофациальностью осадков сравниваемых водоемов. Действительно, в Средиземном море во всех обстановках за исключением локальных участков накопления «сапропелевых илов» в глубоководных фациях наиболее распространены (30—40 %) бедные ОВ (менее 2 %) осадки, менее (25—35 %) — осадки с минимальной для типичных НГМП концентрацией ОВ (0,2—0,4 %), и только в фациях верхней части континентального склона и нижней части шельфа известную роль (до 30 %) играют осадки, содержащие 0,6—0,8 % ОВ (рис. 2).

По-иному распределяются ОВ в осадках глубоководных котловин, континентального склона и шельфа в Черном и Каспийском морях. В Каспийском море в зоне глубин свыше 0,5 км преобладают осадки, содержащие более 0,4 % ОВ, в Черном — более 1,5 %.

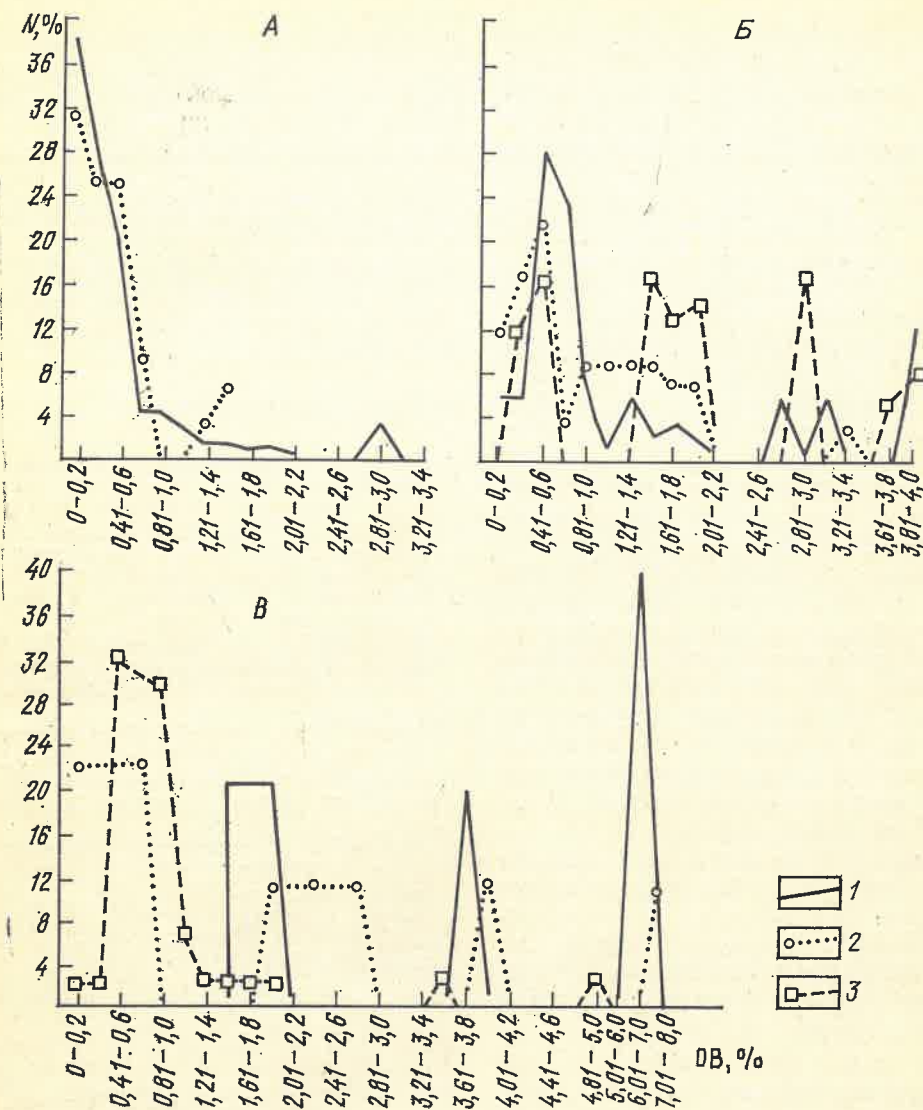


Рис. 2. Распределение ОВ в осадках разных глубин:

моря: А — Средиземное, Б — Каспийское и Азовское, В — Черное; 1 — 0,5—5 км, 2 — 0,5—0,2 км, 3 — <0,2 км; N — количество от суммы образцов

значительную роль играют осадки с высокими (свыше 3 %) концентрациями ОВ.

В фациях шельфа и литорали в Каспийском и Черном морях в отличие от Средиземного богатых ОВ осадков значительно меньше, чем в котловинах. Это подтверждает вывод Н. М. Страхова о существовании двух различных законов (центробежного и центростремительного) накопления ОВ — океанического и внутриконтинентального.

Для фанерозойских отложений Русской и Эпигерцинской плит в основном характерен последний тип распределения ОВ (Е. С. Ларская, 1983; А. Э. Конторович, И. Д. Полякова, 1975). При этом в вендских и эйфельских отложениях Русской плиты распределение ОВ весьма сходно с распределением его в средиземноморских и черноморских осадках соответственно, в еловских южной части Волго-Уральской провинции — с распределением в аральских осадках.

Итак, существуют бассейны, этапы и обстановки, благоприятные и неблагоприятные для накопления не только НГМП, но и НГМТ. Нефтегенерационный потенциал ОВ, пород и отложений закладывается на седиментационно-раннедиагенетической стадии литогенеза, которая целиком определяет характер распределения концентраций и состава ОВ в разрезе и по площади распространения осадочных комплексов. Все это позволяет проводить широкие литолого-фациальные экстраполяции геохимических данных, необходимых при оценке масштабов нефтегазообразования.

На основании изложенного можно заключить, что наиболее благоприятные для накопления сапропелевого ОВ длительно сохраняющиеся условия имеют место в относительно глубоководных, замкнутых или полужамкнутых морских водоемах в зонах соприкосновения плит или ареалах влияния этого процесса (Средиземное море) и во впадинах, возникающих на месте закрывающихся из-за сближения континентальных и океанических плит (Черное и Каспийское моря).

В Средиземном море с его океанической корой и большими глубинами благоприятные условия для аккумуляции ОВ практически отсутствуют на всем протяжении голоцена и вюрма. Эпизодическое накопление богатых ОВ

черных осадков в восточной части, находящейся под влиянием Левантского рифта и Аравийской плиты, не приводит к формированию нефтегазоматеринских толщ. Благоприятные условия для стабильного накопления гумусового и сапропелевого водорослевого ОВ складываются в окраинных частях бассейнов зоны замыкания океанов и в морях, расположенных на пассивных окраинах континентальных плит (Белое море).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биогеохимия органического вещества арктических морей/Отв. ред. И. С. Грамберг, Е. А. Романкевич.— М.: Наука, 1982.
2. Емельянов Е. М., Митропольский А. Ю., Шимкус К. М. Геохимия Средиземного моря.— Киев: Наук. думка, 1979.
3. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику.— М.: Недра, 1979.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Новый взгляд на геологическую историю Советского Союза//Природа. 1987. № 2. С. 13—17.
5. Куприн П. Н., Потапова Л. Н. Физико-химическая характеристика гуминовых кислот миоцен-четвертичных отложений Черного моря//Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 2. С. 18—24.
6. Ларская Е. С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ.— М.: Недра, 1983.
7. Осадки Каспийского моря/Л. И. Лебедев, Е. Г. Маев, О. К. Бордовский, Л. С. Кулакова.— М.: Наука, 1973.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

УДК 550.36 : 551.735 (477.5)

© Коллектив авторов, 1990

О палеогеотермическом несогласии в разрезе Днепровско-Донецкой сверхглубокой скважины

А. В. ИВАНОВА (ИГН АН УССР), В. А. ИВАНИШИН, В. К. ТЕТЕРЮК (УкрНИГРИ), Л. Б. ЗАЙЦЕВА (ИГН АН УССР)

Сверхглубокая скважина СГ-9 в приосевой части Днепровско-Донецкой впадины, на Лысовской площади, пробурена до глубины 5190 м (на апрель 1990 г.) и вскрыла, по данным каротажа, четвертичные, неогеновые, палеогеновые, меловые, юрские, триасовые и нижнепермские отложения. Образования верхнего карбона, московского и башкирского ярусов среднего карбона, а также серпуховского ниж-

него карбона установлены на основании каротажных и биостратиграфических исследований. Изучались образцы, отобранные в интервале глубин 2985—4540 м. Наиболее полно керновым материалом охарактеризованы отложения серпуховского яруса.

Каменноугольная толща сложена обломочными, глинистыми и карбонатными породами различной фациальной принадлежности. Верхнекаменноугольные отложения мощностью 753 м пред-

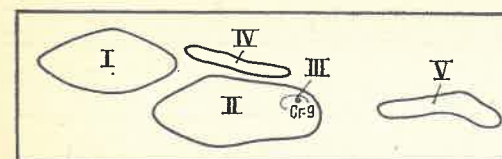


Рис. 1. Положение Днепровско-Донецкой сверхглубокой скважины СГ-9: I — Сребненская депрессия, II — Ждановская депрессия, III — Лысовское поднятие; IV — Глинско-Розышевский вал; V — Солоховско-Диканский вал

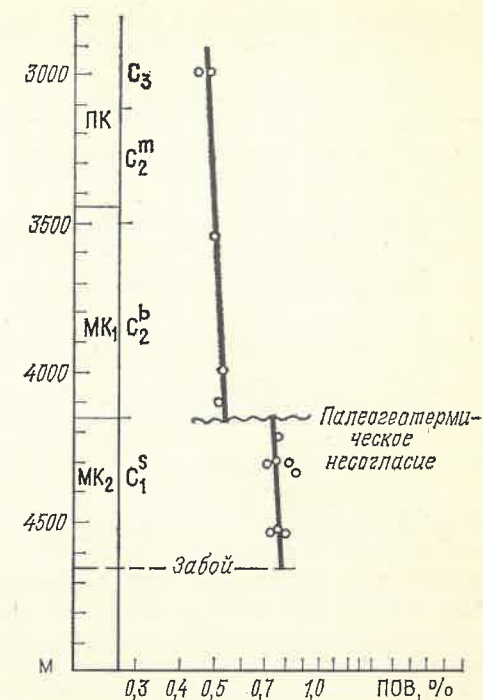


Рис. 2. График изменения ПОВ по разрезу скважины

ставлены в основном песчано-глинистыми сероцветными прибрежно-озерными и аллювиальными образованиями. В разрезе песчано-глинистых сероцветных пород московского яруса (мощность 390 м) заметную роль играют осадки мелкого моря, появляются карбонатные породы. Среди отложений верхнебашкирского подъяруса (мощность 535 м) преобладают морские и прибрежно-озерные песчано-глинистые сероцветные, а также морские карбонатные. Нижнебашкирский подъярус мощностью 115 м представлен преимущественно глинисто-карбонатными морскими отложениями. В разрезе серпуховского яруса нижнего карбона преобладают алевроитово-глинистые сероцветные и карбонатные морские образования, развиты также алевроитовые и глинистые отложения приморских болот.

Практически во всех литологических разностях пород — аргиллитах, алевролитах, песчаниках, реже в известняках — наблюдаются угольные включения в виде более или менее выдержанных прослоечек, коротких линз, обломков неправильной или изометричной формы, детрита, ветвящихся нитевидных прослоев, залегающих соглас-

но напластованию, реже различно ориентированных длиной 1—6 мм, шириной до 0,5 мм. По петрографическим особенностям вещество угольных включений не отличается от микрокомпонентов угля. Преобладают компоненты группы витринита буровато-красные и бурые, часто бесструктурные; лишь в некоторых случаях различаются растительные ткани — перидерма, гелифицированные стенки спорангиев. Обнаружены также компоненты групп липоидинита и фюзинита: обрывки макроэксинита, единичные экземпляры микроэксинита желтого цвета, $\alpha\beta$ -фюзинит, аттритофюзинит, микринит. Угольные включения в большинстве случаев сингенетичны.

Фациально-генетический тип органического вещества (ОВ) во всем исследуемом разрезе гумусовый, для башкирских отложений он определяется как гумусово-сапропелевый [4]. По результатам выполненных нами определений количества ОВ вскрытые отложения верхнего и среднего карбона относятся к благоприятным нефте- и газоматеринским, нижнего — к благоприятным нефтематеринским и очень хорошим газоматеринским (табл. 1).

1. Содержание органического вещества в породах каменноугольной толщи, %

Номер образца	CO ₂ общ, %	CO ₂ карб, %	C орг, %	K	Количество ОВ в породе, %
1	2,12	1,09	0,28	1,26	0,35
2	7,08	3,56	0,96	1,26	1,21
3	10,62	5,30	1,45	1,19	1,72
4	3,54	1,08	0,67	1,19	0,79
5	17,70	6,38	3,09	1,18	3,64
6	5,31	1,79	0,96	1,18	1,13
7	3,54	1,78	0,48	1,18	0,56
8	5,31	3,55	0,48	1,18	0,56
9	8,85	5,33	0,96	1,16	1,11
10	8,85	2,65	1,69	1,16	1,96

Примечание. K — коэффициент для пересчета C_{орг} в ОВ в породе [1].

Для выяснения катагенетической зональности разреза измерялся показатель отражения витринита (ПОВ) в масле (рис. 2). В значениях показателя отражения наблюдается небольшой разброс, который может быть связан с вариациями степени восстановленности и различиями исходного растительного вещества.

Степень катагенеза, определенная по ПОВ, совпадает с его уровнем, установленным В. К. Тетерюком по цвету микрофитофоссилий, который, как и степень изменения витринита, является показателем максимальной температуры, воздействующей на вмещающую породу. Шкала индекса цвета микрофитофоссилий [3], детализированная В. К. Тетерюком, была сопоставлена со шкалой метаморфизма ИГиРГИ и грациями катагенеза, по Н. Б. Вассоевичу. Это позволило сравнить результаты, полученные двумя указанными методами, и оценить степень катагенеза исследуемого разреза (табл. 2).

Анализ данных, характеризующих уровень катагенеза углефицированной органики, микрофитофоссилий и вмещающих их пород, свидетельствует о наличии в интервале глубины 4114—4212 м палеогеотермического несогласия, составляющего 36 °С. По-видимому, оно приурочено к стратиграфической границе C₂—C₁ на глубине 4154 м. Таким образом, если верхняя часть верхне-среднекаменноугольного разреза расположена в зонах катагенеза ПК₃ — верхах МК₁, то залегающие ниже несогласия серпуховские отложения — в зоне МК₂.

Палеогеотермический градиент в толще каменноугольных отложений, залегающих выше несогласия, определен по ПОВ в соответствии со шкалой зависимости ПОВ — палеотемпература (ИГиРГИ), откорректированной для Печорского бассейна [2], составляет 15,3 °С/км. Причем геотерма смещена в область низких температур, отсюда высокая мощность зоны развития бурых углей — около 3,5 км, а толщина пород, заключающая длиннопламенные (Д) угли, имеет явно малую мощность — 0,7 км. Это обусловлено, по-видимому, тем, что зона развития углей Д в связи со спецификой сложившихся условий еще не достигла мощности, которая должна пополняться за счет нижней части буроугольной зоны по мере погружения поверхности палеогеотермического несогласия. Мощность буроугольной зоны, в свою очередь, будет наращиваться за счет накапливающихся осадков.

Значение геотермического градиента ниже зоны несогласия невозможно определить с достаточной точностью вследствие ограниченного интервала опробования (4212—4540 м).

Существование палеогеотермического несогласия может быть объяснено различными причинами.

1. Несогласие обусловлено процессами денудации. Поскольку оно приурочено к границе смены комплексов пород различных литогенетических типов (аллювиально-пойменного и морского), можно допустить, что на рубеже ранней и средней каменноугольных эпох произошел подъем данной территории, сопровождавшийся эрозией

2. Этапы катагенеза осадочных пород каменноугольной толщи

Номер образца	Интервал глубины, м	ПОВ замеренный, %	Индекс цвета мiosпор	ПОВ по шкале метаморфизма, %	Этапы катагенеза
1	2985—2998	0,47	3a, в	0,36—0,43	ПК ₃
2	2998—3013	0,49	—	—	
3	3136—3146	—	3в	0,37—0,47	
4	3544—3547	—	3с	0,43—0,5	МК ₁
5	3547—3562	0,51	—	—	
6	3995—4004	0,54	3с—4a	0,45—0,55	
7	4114—4119	0,51	—	—	МК ₂
8	4212—4226	0,77	5a	0,75—0,8	
9, 10	4300—4313	0,72—0,82	—	—	
11	4313—4330	0,85 (?)	5a, в	0,76—0,82	
12	4510—4525	—	5a, в, с	0,8—0,85	
13, 14	4525—4540	0,76—0,8	—	—	

нижнекарбонных отложений. Исходя из значения палеогеотермического несогласия (36 °С) и предположив, что палеогеотермический градиент ниже несогласия составлял те же 15,3 °С/км, получим мощность размытой толщи полноты стратиграфического разреза скважины это представляется маловероятным. Очевидно, палеогеотермический градиент ниже поверхности несогласия был значительно большим. Уменьшение его выше несогласия могло произойти в случае, если после формирования нижнекаменноугольной толщи при накоплении среднекаменноугольных отложений на поверхности, соответствующей современному палеогеотермическому несогласию, образовался водоносный горизонт, который разгрузил тепловой поток выше раздела C₁—C₂. В пользу этого свидетельствует наличие раскрытых и залеченных трещин выше несогласия.

2. Несогласие обусловлено действием теплового потока остывающей магматической интрузии, что также предполагает более высокий палеогеотермический градиент ниже поверхности несогласия. При внедрении интрузивного тела перекрывающие его нижнекаменноугольные породы были прогреты, а в последующем частично размыты. На поверхности размыта палеотемпература, зафиксированная ПОВ, составила 136 °С. Ввиду сравнительно быстрого остывания магматического тела в период последующего осадконакопления в подошве среднекаменноугольных отложений палеотемпература

достигла лишь 100 °С. Поскольку в последующем не возникало более жесткой геотермической обстановки (современный геотермический градиент того же порядка, что и определенный по ПОВ для толщи пород выше поверхности несогласия), возникшая разница в палеотемпературах была зафиксирована в виде палеогеотермического несогласия. Как и в предыдущем случае, о размерах размыта можно судить, установив наличие палеогеотермического градиента ниже поверхности несогласия.

3. Несогласие обусловлено тектоническими нарушениями в виде сброса или взброса. Этот вариант весьма проблематичен, т. к. высокоамплитудное тектоническое нарушение отчетливо проявилось бы в разрезе скважины.

Природа палеогеотермического несогласия прояснится после добурирования скважины и обработки полученного каменного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волкова И. Б., Богданова М. В. Исследования органического вещества металлоносных черносланцевых толщ: Методические рекомендации.— Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
2. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых/И. И. Аммосов, В. И. Горшков, И. П. Гречишников и др.— М.: Наука, 1987.
3. Ровнина Л. В. Определение исходного типа и уровня катагенеза рассеянного органического вещества палинологическим методом.— М.: Миннефтепром СССР, 1984.
4. Родионова К. Ф., Максимова С. П. Геохимия органического вещества и нефтематеринские породы фанерозоя.— М.: Недра, 1981.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.



УДК 533.411(571.63)

© Н. А. Хохряков, 1990

Применение шлихового минералого-геохимического метода при прогнозе и поисках золоторудных месторождений

Н. А. ХОХРЯКОВ (ПГО «Приморгеология»)

Возможности применения шлихового минералого-геохимического метода при прогнозировании и поисках золоторудных месторождений рассматривались на одном из золоторудных узлов Приморья. Был использован комплекс взаимосвязанных исследований: изучение вещественного состава руд, их минералого-геохимических особенностей; самородного золота; основных минералов-спутников золота в рудах и вмещающих породах и их поведения в элювио-делювии на рудоносных площадях. Выбран наиболее информативный минерал-индикатор оруденения.

Геолого-структурные условия локализации золотого оруденения, металлогеническая позиция узла освещены ранее*. По геологическому строению и ландшафтно-геохимическим особенностям регион таежный, горно-складчатый со среднегорным расчлененным рельефом. Преобладают трансэлювиальные ландшафты, чередующиеся с элементарными элювиально-аккумулятивными. Мощность покрова современных рыхлых отложений от 1,5—3,5 м в средних и верхних до 5—8 м в нижних частях склонов и у подножий.

Известные золоторудные месторождения и проявления относятся к гидротермальной золото-кварцевой рудной формации убогосульфидного типа и представлены мелкими и средними жилами, их сериями, жильными и минерализованными зонами дробления жильно-штокверкового типа. Рудой является золотоносная жильная и прожилковая минерализация существенно кварцевого состава, чаще всего в совокупности с вмещающими березито- и лиственитоподобными метасоматитами.

* Хохряков Н. А. Геолого-структурные условия локализации золоторудной минерализации в Приморье // Разведка и охрана недр. 1989. № 1. С. 11—15.

Оруденение различных рудных зон по уровню концентраций петрогенных элементов достаточно однообразно. Преобладает кремний (кремнезема, как правило, свыше 88 %); алюминий, оксид железа (II), реже кальций, натрий, калий играют второстепенную роль, а титан, оксид железа (III), марганец, магний, фосфор имеют крайне низкие значения. По содержаниям анионообразующих, основных халько- и сидерофильных элементов (табл. 1) руды отнесены к убогосернистому типу (серы до 0,3—0,5 %) с четко выраженной мышьяковой специализацией (мышьяка от $n \cdot 10$ до $n \cdot 100$ г/т) при значительной обедненности сурьмой (до 2,5 г/т, в единичных пробах 20—23 г/т).

Многомерным анализом на ЭВМ парных корреляционных зависимостей содержаний халько- и сидерофилов в рудах выделены две наиболее устойчивые геохимические ассоциации: Co—Sn—Ga—V и Ag—Pb—Zn—Cu . Отличительные черты оруденения различных рудных зон по ведущим халькофильным элементам отражены на треугольных диаграммах соотношения галенита, сфалерита и халькопирита, рассчитанных по концентрациям свинца, цинка и меди в рудах (рис. 1).

Построением полей изоконцентраций элементов, включая анионообразующие, в первичных литохимических ореолах различных рудных зон узла выделены три основных золоторудные геохимические ассоциации элементов: Au—As ; Au—As—Ag—Pb—Zn—Cu ; $\text{Au—As—Ag—Pb—Zn—Sb—Bi—W}$.

Минеральный состав руд непостоянный. Прожилково-жильные образования на 80—99 % сложены кварцем; состав остальной части жильной массы отражен в табл. 2.

Первичные текстуры руд — массивная, брекчиевая, брекчиевидная, прожилковая и полосчатая. Строение про-

1. Модальный класс изменчивости некоторых рудогенных элементов, г/т

Рудная зона	Ag	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Mo	Sn	Bi	Ga	V
1	0,01—0,38 (7)*	6—70 (1000)	22—160 (300)	15—35	5—17	7—36	0,6—3 (15)	1—3 (25)	≤1 (3)	2—12 (20)	13—63
2, 3	1,2—6 (10)	30—400 (2000)	42—320 (529)	18—48	1—6	7—34	1—6 (14)	1—2,5	≤1 (3,80)	1—4	12—26
4	0,1—1,1	6—34	25—50 (79)	13—23	4—6	10—15 (32)	0,7—7	1—2	≤1	2—15	16—38 (63)
5	0,2—1,3	6—69 (130)	32—53 (170)	17—51	1—17	19—40	0,8—2	1—2	≤1 (3)	1—2	12—21
6	0,1—1,6	3—6 (60)	22—60 (560)	8—83 (300)	1—13	8—22	0,8—2	1—3 (15)	≤1	1—5	10—54

Обобщенные статистические параметры распределения

Стандартное отклонение	2,38	514,18	137,35	68,70	4,69	9,08	15,30	4,61	—	4,49	16,78
Коэффициент вариации	152	219	118	128	61	54	340	174	—	98	62
Коэффициент асимметрии	1,55	2,53	1,87	2,44	0,28	0,97	5,13	3,88	—	1,89	0,83
Коэффициент эксцесса	0,71	5,49	2,80	5,79	—1,1	—0,10	25,68	14,71	—	2,78	—0,41

Примечание. Количественный спектральный анализ (данные В. В. Иванова, аналитик Т. В. Сверкунова, ДВГИ ДВО АН СССР, 1986).

* В скобках — значение максимальной концентрации.

2. Минеральный состав руд

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Рудные	Самородное золото, пирит, арсенопирит	Пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, галеновисмутит, полибазит, ковеллин, вольфрамит, шеелит, рутил, сфен, графит, флюорит	Креннерит, фрейбергит, самородное серебро, тетраэдрит, висмутин, касситерит, киноварь, молибденит
Нерудные	Кварц, альбит, карбонат (кальцит, анкерит), серицит, мусковит	Гидрослюда, хлорит, эпидот	Циркон, апатит, гранат, корунд, пренит, аксинит
Вторичные	Лимонит, гётит, ма-лахит	Церуссит, англезит, вульфенит, гидроксиды марганца, ковеллин	Азурит, борнит

жилково-жильных образований несет следы интра- и постминерализационного тектонического воздействия; структура кварцевых агрегатов имеет признаки метаморфизма. Различие месторождений и проявлений по температурам кварцеобразования (декрепита-

ция 25 образцов продуктивного кварца на декрепитографе ВД-3) слабоконтрастное в пределах от 120—250 до 220—300 °С.

Содержание рудных минералов в прожилково-жильных образованиях обычно низкое, но локально достигает

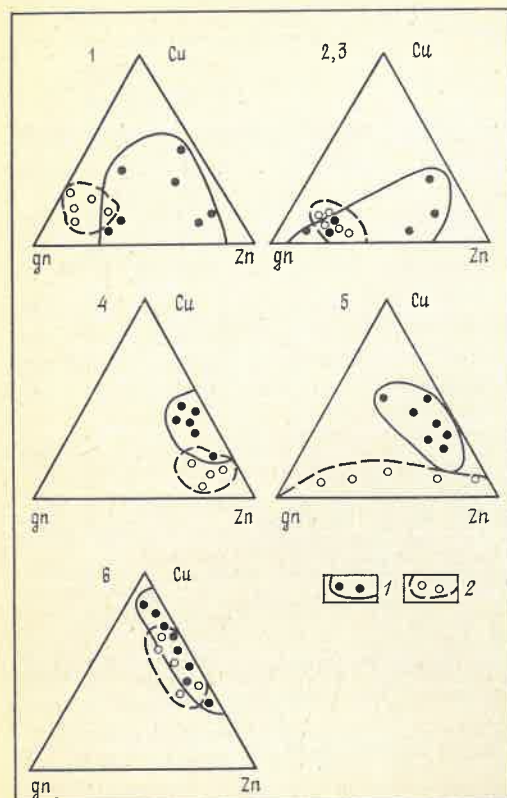


Рис. 1. Соотношения галенита (gn), халькопирита (Cu) и сфалерита (Zn) в рудных зонах 1—6, рассчитанные по концентрациям свинца, меди, цинка:

1 — в рудах, 2 — в монофракциях пирита

3—5 и даже 10 %. В жильной массе рудная составляющая развита крайне неравномерно в виде тонкой и мелкой вкрапленности, редко в виде гнезд, просечко- и прожилковидных выделений сульфидов. С самородным золотом в рудах тесно связаны ведущие рудные минералы — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Слабо развиты халькогениды, содержащие сурьму, висмут, ртуть и другие рудные минералы.

Намечена следующая схема этапов формирования минеральных зон: 1) образование жил выполнения стекловидного кварца с зонами сопровождающих их кварц-мусковитовых грейзенов; 2) предрудная березитизация (лиственитизация) с обильной пиритизацией (пирит I); 3) образование жил слабозолотоносного допродуктивного белого, голубовато-белого кварца, кварц-пиритовых прожилков с пиритом II; 4) развитие вкрапленной и про-

жилково-вкрапленной арсенопиритовой минерализации (арсенопирит I); 5) продуктивный этап с последовательным образованием существенно кварцевых с карбонатом прожилков, сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита II, пирита III), самородного золота, минералов серебра, пирита IV с полибазитом и галеновисмутитом.

Изучение рудных минералов, парагенетически связанных с золотом (галенит, сфалерит, халькопирит, минералы серебра, полибазит, галеновисмутит), показало практическую невозможность использования их в качестве минералов-индикаторов золотого оруденения при прогнозировании и поисках из-за крайне низких их концентраций в рудах и сложности получения монофракций.

Поскольку в процессе поисков и металлогенических исследований обнаружить руды (тем более всех возможных типов оруденения) не всегда представляется возможным, изучено поведение рудных минералов в элювио-делювии на площадях развития 11-ти разнотипных рудных зон. Ни в одной шлиховой пробе из элювио-делювия рудоносных площадей не зафиксированы вышеуказанные минералы, арсенопирит и их гипергенные новообразования, что связано с низкими их концентрациями в рудах, низкой устойчивостью в зоне гипергенеза. В то же время практически во всех пробах присутствуют самородное золото, пирит и псевдоморфозы лимонита и гётита по пириту.

Самородное золото наблюдается в секреционных и метасоматических рудах, различающихся по строению и составу. Выделяются четыре генерации золота. Золото I связано с ореолами березитизации и лиственитизации; золото II — с галенит-сфалеритовыми прожилками; образует здесь гнездовидные и прожилковидные выделения в тесном сростании с сульфидами. Золото II по отношению к сульфидам более позднее, замещает галенит, сфалерит, пересекает их прожилковыми выделениями, а также «залечивает» раздробленные пирит и арсенопирит. В непосредственном сростании с золотом II наблюдается в небольшом количестве фрейбергит, а в карбонате, сопровож-

дающем золото, — зернистые сростания креннерита (0,05—0,08 мм). Арсенопирит II в данной ассоциации нарастает на галенит и сфалерит и в свою очередь пересекается прожилками золота II.

Золото III генетически связано с кварц-карбонатными прожилками, располагаясь в карбонате с бедной пирит-пирротин-сфалерит-халькопиритовой минерализацией, ленточными выделениями халькопирита, скоплениями сфена и рутила. Золото IV входит в состав собственно серебряной полибазит-галеновисмутитовой ассоциации. Оно образует единичные вкрапленники размером 0,001 мм в сростании с полибазитом, который развит по сфалериту, замещающий последний.

Амплитуда granulometрии видимого золота продуктивного этапа составляет около 6 мм, до 8—10 мм в богатых рудах. Преобладают золото мелкое и очень мелкое, зерна неправильной формы — интерстициальной, реже трещинной, цементационной и др., гранные выделения не характерны. Микроморфология золотин многообразна и сводится к двум типам — совместного и свободного роста в полостях. По внутреннему строению золото относительно однообразно и характеризуется различным сочетанием зернистости и двойникования.

Состав золота изучен атомно-абсорбционной спектрофотометрией (содержание Au и Ag), электронно-зондовым анализом на микроанализаторе JXA-5A (локальность 2—4 мкм), спектральным анализом методом испарения навески (10—15 мг) из канала угольного электрода с использованием спектрографа PGS-2. Предварительно оно обработано в кислотах для растворения сопутствующих минералов.

Главной и постоянной примесью золота является серебро, остальные элементы-примеси в сумме составляют менее 1 %. Пробность его колеблется от 775 до 888; выделяются разновидности с пробностью 775—810, 814—833 и 830—888. Степень изменчивости пробности отдельных золотин по атомной абсорбции не превышает 40 ед., по электронно-зондовому анализу — 25 ед. Это подтверждено детальным микронзондированием различных точек золотин вдоль профилей сканирования

и по площади зерен. Гетерогенность распределения серебра не выявлена при изучении в отраженных электронах растровых картин зерен золота. Все это подтверждает относительную сингенетическую однородность видимого золота.

Среди рудогенных элементов-примесей наиболее характерны железо (2900 г/т), мышьяк (400 г/т), медь (90 г/т), свинец (720 г/т); сурьма, марганец, платина (первые граммы на тонну) относятся к группе средне-встречаемых; ртуть, никель, теллур, селен, висмут, олово, палладий, кобальт обнаружены в ничтожных количествах в единичных пробах. Частота встречаемости* элементов-примесей в самородном золоте следующая (%): Si, Al, Mg, Ti — 100; Ag, As, Fe, Cu — 100; Sb — 35; Ni — 12; Pt — 30; Mn — 42; Pb — 90; Bi, Hg, Co — не опр.; Sn, Se, Te — 5.

Распределение меди отвечает нормальному закону, что отражает особенности ее изоморфного вхождения в золото. Распределения остальных частот- и средневстречаемых элементов, одномодальные со скошенностью вариограмм в область низких содержаний, характеризуют преобладание основных форм нахождения этих элементов в золоте в виде микровключений и сростков их собственных минералов, что подтверждается изучением минерального состава руд.

Пирит — единственный рудный минерал, встречающийся в продуктах всех стадий гидротермального процесса. Поэтому он отличается многообразием ассоциаций с другими минералами, изменчивостью размеров и морфологии выделений (габитуса кристаллов), вариаций набора элементов-примесей, уровнем их концентраций и т. д. Выделены шесть его генераций, различных по времени образования.

Пирит I участвует в составе вмещающих березито- и лиственитоподобных метасоматитов и тесно связан с серицитом. Он образует тонкую кристаллическую сыпь (от 0,001 до 0,1—0,2 мм) в породах независимо от наличия каких-либо прожилков, как бы

* По результатам количественного спектрального анализа 13 проб в ДВГИ ДВО АН СССР (аналитик Т. В. Свуркунова) и 7 проб в ЦНИГРИ (аналитик И. П. Ланцев).

«фон», на который накладываются последующие рудные образования. Пирит II отмечается в прожилках молочно-белого раннего кварца, где образует мелкозернистые, реже крупнозернистые (до 2 см) агрегаты. Пирит III связан с галенит-сфалерит-халькопиритовыми прожилками, всегда является более ранним, раздроблен и залечивается галенитом и сфалеритом; зерна его достигают 1—3 мм. Пирит IV наблюдается в ассоциации с полибазит-галеновисмутитовыми прожилками в виде пылевидных продуктов размером 0,001 мм и развит по сфалериту. Пирит V образуется при метасоматическом замещении пирротина, часто совместно с марказитом. Пирит VI тонкозернистый, встречается иногда в прожилках позднего арсенопирита. Температура образования пиритов продуктивных ассоциаций декрептометрически оценивается в 240—300 °С, что согласуется с температурой отложения сфалерита и арсенопирита ряда золоторудных проявлений.

Морфология выделений изучена по монофракциям пирита из протолок руды эталонных объектов, из шлихов элювия и делювия над рудными телами (рис. 2), а также из протолок вмещающих пород и шлихов элювио-делювия нерудноносных площадей. В руде и околорудных породах в составе электромагнитных фракций шлихов протолок пирит составляет 40—95%. Из кристаллографических форм пирита во всех пробах преобладают комбинации кубов с пентагондодекаэдрами (50—97%), в подчиненном количестве (1—6%, реже до 50%) встречаются кубы. В единичных пробах отмечены пентагондодекаэдры пирита (до 6%), октаэдры, ромбододекаэдры и их комбинации с кубами отсутствуют.

Аналогичная картина наблюдается в элювио-делювии над рудными телами. Здесь несколько увеличивается относительное количество кубических кристаллов пирита, что обусловлено привнесом их из вмещающих пород. При удалении от рудных зон к вмещающим породам происходит закономерное уменьшение в протолоках комбинаций кубов с пентагондодекаэдрами и соответствующее увеличение пирита кубического габитуса.

Примесный состав изучен количественным спектральным анализом монофракций пирита из протолок руды ряда месторождений и проявлений, а также окисленного пирита и псевдоморфоз лимонита и гётита по пириту из элювио-делювия над рудными телами (табл. 3). Перед анализами в 30% монофракций подвергались растворению жильные минералы в плавиковой, а сопутствующие сульфиды в соляной кислотах. В пирите зафиксированы все (кроме висмута) 22 элемента, на которых проводились анализы. Кроме никеля и кобальта, которые, возможно, входят в пирит изоморфно, остальные элементы отражают механические микровключения соседствующих с пиритом минералов.

Специфические черты геохимии пирита различных рудных зон идентичны геохимии руд (см. табл. 1 и 3), что говорит об устойчивой ассоциации с пиритом основных рудных минералов — арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита. При этом важна «законсервированность» минералов-узников (включений) в пирите от гипергенных воздействий (и от растворения в кислотах), о чем свидетельствует сохранение порядка содержаний рудогенных элементов в псевдоморфозах лимонита и гётита по пириту.

Сравнение концентрации рудогенных элементов в пробах руды и монофракциях пиритов и соотношения в них галенита, сфалерита, халькопирита соответствующих рудных зон, рассчитанные по концентрациям меди, свинца и цинка (см. рис. 1), показывают следующее. Концентрации золота, серебра, мышьяка в пиритах на 1—2 порядка выше, чем в пробах руды. Основные рудные минералы продуктивного этапа золотого оруденения — галенит и сфалерит, самородное золото, арсенопирит — обнаруживают более тесную ассоциативную связь в монофракциях пиритов, чем в валовых пробах руды. Это объясняется тем, что пириты характеризуют более локальную физико-химическую обстановку отложения золота.

Важнейшей особенностью геохимии пирита (и его гипергенных продуктов) руд является высокая встречаемость в нем золота и серебра, тесная коррелируемость их с медью, свинцом, цинком,

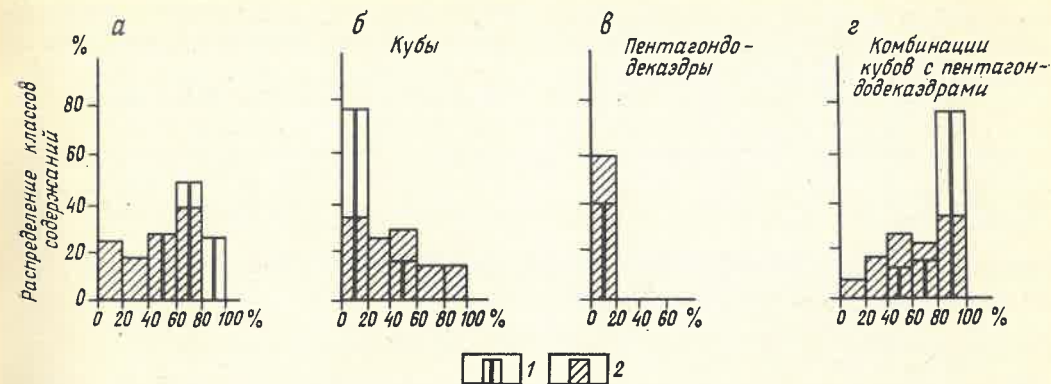


Рис. 2. Гистограммы распределения классов содержаний пирита в электромагнитной фракции (а) и его различных кристаллографических форм (б, в, г):

1 — в руде (16 протолок); 2 — в элювио-делювии рудоносных площадей (38 шлихов)

общая пространственная корреляция в ореолах пиритизации с мышьяком. Пересчет содержаний золота и серебра в пиритах на условную пробность ($Au/(Au+Ag) \cdot 1000$) показывает, что в монофракциях с высокими концентрациями золота она почти совпадает с пробностью видимого золота руд. Значит, основная масса золота и серебра связана с наличием в нем механических примесей самородного золота при весьма незначительном влиянии серебряной полибазит-галеновисмутитовой ассоциации, что соответствует данным минерального состава руд.

Таким образом, установлено сходство состава основных элементов-спутников золота в руде с элементами-примесями самородного золота и пиритов, а также его гипергенных новообразований в руде и элювио-делювии на рудоносных площадях. Состав примесей в самородном золоте и пиритах (лимоните и гётите) коррелируется с минералами парагенетической продуктивной ассоциации золота.

Набор элементов-примесей в самородном золоте несколько беднее, чем состав рудообразующих элементов, что связано с ограниченностью геохимического родства золота с другими элементами и большей локальностью среды его отложения. Состав их в пиритах и его гипергенных продуктах несколько шире, чем состав продуктивной минеральной ассоциации золота, в связи со «сквозным» характером пиритов и присутствием его в продуктах всех стадий гидротермального процесса.

Изучение примесного состава пиритов и его гипергенных продуктов в шлихах позволяет установить комплекс парагенетической и продуктивной минералого-геохимической ассоциации золота и получить объективную информацию по обследованным и предполагаемым рудоносным структурам при металлогенических исследованиях. Отбор и изучение шлиховых проб из элювио-делювия позволяет по аномальным концентрациям в них пирита (или псевдоморфоз лимонита и гётита) определенной кристаллографической формы (комбинации кубов с пентагондодекаэдрами), а также по аномальным концентрациям в монофракциях пирита и его гипергенных новообразований золота и элементов-спутников выявить и оконтурить рудоносные структуры. При этом полезный

3. Примесный состав пирита

Элементы	Частота встречаемости, %	Содержание, г/т		
		минимальное	максимальное	среднее
Золото	58	0,5	1 100	125
Серебро	100	0,4	170	43
Мышьяк	100	130	17 000	1300
Сурьма	11	—	220	20
Кобальт	100	2,6	120	30
Никель	100	—	120	50
Медь	100	20	1 100	256
Свинец	100	10	1 100	396
Цинк	98	26	1 100	350
Олово	62	—	13	2,6

Примечание. Количественный спектральный анализ: 14 проб в ДВГИ ДВО АН СССР (В. В. Ланкова, 1986), 31 проба в ЦЛ ПГО «Самаркандгеология» (1979).

поисковый сигнал по основным рудогенным элементам (золото, серебро, мышьяк) увеличивается на 1—2 порядка по сравнению с концентрациями в

рудах и на 2—4 порядка относительно вторичных литохимических ореолов.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.

УДК 551.242 : 551.263.12 : 553.52 (571.5-16)

© Т. К. Иванова, М. К. Иванов, Д. В. Ленчук, 1990

Модели тектоно-магматических структур трапповых полей северо-запада Сибирской платформы

Т. К. ИВАНОВА, М. К. ИВАНОВ, Д. В. ЛЕНЧУК (ВНИИОкеангеология)

Попытки создания моделей Норильских медно-никелевых месторождений, связанных с интрузиями базит-гипербазитового состава, предпринимались давно, однако долгое время основное внимание уделялось петрологическим и геохимическим аспектам их формирования. Структурные факторы контроля месторождений при этом рассматривались только в самых общих чертах, т. е. признавались связь месторождений с глубинными разломами и приуроченность их к центриклинальным замыканиям мульд.

Авторами с 1967 г. на протяжении ряда лет разрабатывалась концепция, связывающая образование медно-никелевых месторождений и рудопроявлений северо-запада Сибирской платформы с развитием самостоятельных концентрических тектоно-магматических структур, формирующихся на пересечениях глубинных разломов [2, 3, 4]. Однако большинство исследователей определяет эти структуры как кольцевые [1, 6, 8]. Мы же считаем, что они имеют более сложную спиральную форму.

На основании исследований на северо-западе Сибирской платформы и юге Таймырской складчатой области выделено несколько крупных концентрических вулканотектонических структур (геодинамических систем) диаметром до 400 км, эволюция которых в значительной степени определяет геологическое развитие территории в конце перми и раннем триасе [4]. Форма этих структур приближается к круговой. Проведенные специализированные более крупномасштабные исследования позволили установить множество мелких тектоно-магматических структур, осложняющих крупные.

Авторами построена карта тектоно-магматических структур северо-западного борта Тунгусской синеклизы. Характерно, что их центры, как и более крупных систем, располагаются асимметрично относительно ограничивающих их дуговых разломов. Сами дуговые дизъюнктивные и инъективные элементы этих структур не имеют правильной круговой формы, хотя в разной мере и приближаются к ней.

Как выявленные ранее крупные, так и более мелкие тектоно-магматические структуры Сибирского траппового поля находятся в иерархических соотношениях [4]. Если крупные структуры диаметром 200—400 км, имеющие каждая свой набор формационных видов трапповых образований, контролируют их распространение как в вулканогенных, так и интрузивной фациях на протяжении всего пермско-триасового цикла траппового магматизма, то более мелкие, диаметром 50—60 км, функционируют на значительно меньшем отрезке времени, характеризуясь только одной из формационных разновидностей, представленной, как правило, поверхностной и глубинной фациями, но иногда лишь одной из них. И те и другие структуры имеют спиральную форму, причем среди них отмечаются право- и левоспиральные.

Геометрия выявленных структур, характер их сопряжения, иерархия позволяют предполагать волновую природу тектонических (тектоно-магматических) напряжений. Спиральный рисунок концентрических структур объясняется винтовым распространением волн напряжений сжатия—растяжения. Винтовая дислокация, по мнению Ф. Стейси [9], — одна из самых распространенных форм дислокаций зем-

ной коры. Физика твердого тела определяет винтовую дислокацию как структуру центрального типа, характеризующуюся винтовой ослабленной зоной (винтовым пологим скатом) и наличием зоны максимального нарушения в строении тела, проходящей вдоль оси винта и являющейся зоной максимальной проницаемости (собственно винтовая дислокация).

Возможны различные сочетания винтовой поверхности с поверхностями конуса, сферы, цилиндра и других форм, но тем не менее сохраняющие основные признаки винтовой дислокации — спиральный (вихревой) выход на поверхность с центром, соответствующим выходу оси винта. Предлагаемые объемные модели образования и развития тектоно-магматических структур трапповых полей основаны именно на таком сочетании (рис. 1).

Осевые зоны крупных структур формируются на пересечениях региональных глубинных разломов, являясь областями максимальной проницаемости и собственно винтовыми дислокациями, которые непременно возникают при сбросо-сдвиговых нарушениях (особенно шарнирных) по пересекающимся разломам, что следует из физики твердого тела. Релаксация напряжений на таких участках, сопровождаемая экзотермической реакцией, способствует переводу твердых фаз в жидкие, т. е. образованию магматических очагов и подъему жидкой магмы к поверхности, прежде всего по зонам максимальной проницаемости, а также по опережающим их коническим трещинам, которые открываются в условиях общего растяжения (см. рис. 1, а) и обуславливают проседание центральных частей формирующихся вулканотектонических структур. Как показал проведенный анализ, трапповая магма изливается на поверхность именно в условиях опускания центральных частей структур, а при нарастании интенсивности вулканизма опускаются и периферические зоны, которые все более заполняются жидкой магмой [4].

Данная модель не отрицает возможности трещинных излияний, но предполагает развитие концентрических (спиральных и вихревых) трещин — элементов рассматриваемых структур, на разных участках которых могут

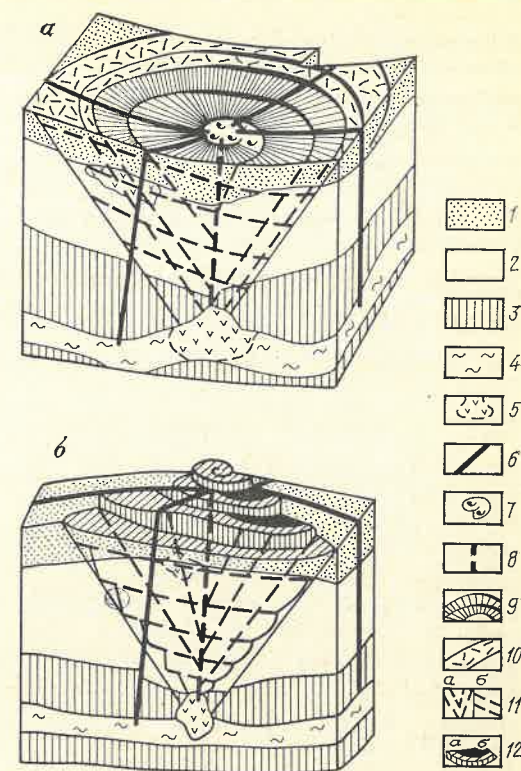


Рис. 1. Модель «трапповой» тектоно-магматической структуры: а) на вулканическом (а) и интрузивном (б) этапах:

земная кора: 1 — чехол, 2 — фундамент; 3 — верхняя мантия; 4 — астеносфера; 5 — магматические очаги — мантийные и коровые (промежуточные); 6 — крупные региональные (глубинные) разломы; 7 — околожерловые вулканические образования; 8 — осевая зона структуры или собственно винтовая дислокация; 9 — дугообразные трещины конической спиральной системы (в плане), по которым происходят излияния базальтовых магм, заполняющих внутренние зоны структуры; 10 — внешние «туфовые» зоны структуры; 11 — трещины: а — крутопадающие конической спиральной системы (разрез), б — пологие (ребра винтового ската); 12 — плоскость пологого винтового ската (а) с интрузией (б)

меняться условия относительного сжатия—растяжения. В целом структура представляет собой ряд вложенных друг в друга конусовидных тел с наиболее низким гипсометрическим уровнем центрального конуса (см. рис. 1, а). На поверхности трещинная структура имеет форму спирали и может быть осложнена множеством дочерних форм, которые контролируют перераспределение магматических расплавов, локализуют и концентрируют магматические тела.

При смене условий общего растяжения сжатием большинство конусовидных трещин закрывается, опускания в центральных частях структуры сменяются поднятиями. Свободное излияние

магмы в такой обстановке затрудняется и на смену эффузивной деятельности приходит эксплозивная. Когда же общее сжатие достигает максимума, вулканическая деятельность прекращается совсем, уступая место интрузивной (см. рис. 1, б). Проницаемой для магмы остаются лишь осевая зона и пологие винтовые трещины, приоткрывающиеся при общем сжатии и поднятии структуры. Так формируются интрузивные траппы, образующие в целом постройку в виде винтовой лестницы.

Все выявленные разномасштабные тектоно-магматические структуры северо-запада Сибирской платформы соответствуют в общих чертах предлагаемым моделям. Существующее разнообразие форм проявления и характера залегания продуктов траппового магматизма можно рассматривать как следствие одновременного развития нескольких одно- и разномасштабных структур (геодинамических систем) описанного типа.

Развитие крупных вулкано-тектонических структур региона на различных стадиях пермско-триасового траппового магматизма разбирались нами и ранее. Здесь делается попытка показать с изложенных выше позиций эволюцию некоторых выявленных интрузивных тектоно-магматических структур, и в первую очередь, концентрирующих и локализирующих рудоносные дифференцированные интрузии, кусты которых образуют рудные узлы, представляющие собой локальные рудно-магматические системы [5].

Особый интерес вызывает Имангдинская рудно-магматическая система, трещинная структура которой наиболее четко соответствует описанной выше модели. Ранее делалась попытка представить Имангдинскую мульду как тектоно-магматическую структуру, однако лишь в общих чертах, без анализа ее эволюции. Более подробно рассматривался только Кета-Ирбинский вулкан [7]. Проведенные исследования с учетом всех имеющихся материалов показали, что Имангдинская мульда имеет довольно сложное строение. В ее пределах развивалось несколько тектоно-магматических локальных структур, функционировавших на разных отрезках позднепермско-

го — раннетриасового времени, где Кета-Ирбинский вулкан является лишь одной из них.

Здесь будет рассмотрена впервые выделяемая авторами собственно Имангдинская локальная тектоно-магматическая трещинная структура, являющаяся магмо- и рудораспределющей, концентрирующей и локализирующей все рудоносные дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла (рис. 2). Центр структуры предположительно приурочен к коленообразному изгибу дайки «Рудная», которая по совокупности признаков отнесена к формации рудоносных дифференцированных интрузий базит-гипербазитового ряда (см. рис. 2). Этот участок дайки отличается значительным обогащением, характерным для промышленно-рудноносных интрузий. Коленообразный изгиб дайки наблюдается в месте пересечения ее с Нералахским разломом, вероятно, магмопроводящим, но не играющим особой роли в размещении рудоносных тел. Магмоконтролирующим считают один из разломов Кета-Ирбинской (Кылтелларской) сложной системы, глубинный (В. С. Голубков и др.) и имеющий западное падение плоскости смещения к центру региональной Норильской вулкано-тектонической структуры [2, 3, 4]. Все известные рудоносные дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла закономерно развиты относительно условного центра по дугам разного радиуса, являясь не согласными, а пологосекущими телами. Дугообразные пологосекущие тектонические нарушения, субпараллельные контактам хонолитоподобных интрузивных тел, весьма широко развиты наряду с крутосекущими.

Таким образом, выяснилось, что система Имангдинских рудоносных интрузий имеет собственную трещинную структуру в толще вмещающих пород, и если рассматривать место коленообразного изгиба дайки Рудная ее геометрическим центром, то обнаруживается очень четкая закономерность: северное окончание выходов каждой интрузии на поверхность ближе к центру, чем южное, т. е. радиус кривизны как полого-, так и крутосекущих дуговых разломов Имангдинской трещинной структуры возрастает в направлении

против часовой стрелки, и сама структура на поверхности имеет форму левой спирали. Поскольку все рудоносные дифференцированные интрузии Имангдинского узла залегают субпараллельно в разных горизонтах разреза вмещающих пород, то можно легко представить, что они располагаются на пологом винтовом скате, причем на ближайшем к центру витке, среди самых молодых по возрасту образований, находится Макусовская интрузия, на следующем — Накохозская, затем Мантуровская и Имангдинская, и наиболее удалены от центра спирали обе Хюктинские интрузии, залегающие на самом низком стратиграфическом уровне.

Коленообразный изгиб дифференцированной дайки Рудная фиксирует область максимальной проницаемости системы — область собственно винтовой дислокации. Действительно, именно на этом участке сосредоточено обогащение дайки, по минеральному и химическому составу близкое к норильско-талнахскому. К центральной части данной структуры приурочено и основное поле пикритовых базальтов, формировавшихся на более ранней стадии ее развития. Условия сжатия — растяжения в спиралевидной структуре должны изменяться по латерали, т. е. по дуге, где минимальный радиус фиксирует область относительного максимального сжатия, которая не может быть использована магмой для внедрения.

В Имангдинской тектоно-магматической структуре размеры интрузивных тел увеличиваются по мере возрастания радиусов кривизны контролирующих их размещение дуговых разломов, т. е. с севера, северо-востока на юго-восток, по ходу раскручивания спирали. В этом же направлении резче и заметнее проявлены и крутосекущие дугообразные элементы структуры (см. рис. 2). Не случайно в районе ручьев Ирбо-Комюстах и Ирбо-Гогочар встречены дифференцированные по типу сульфидоносных интрузий дайки, которые и по петрохимическому составу относятся к формации рудоносных дифференцированных интрузий (Г. И. Кавардин и др.). Кроме того, элементами спиральной формы обладают и сами хонолитоподобные интрузивные

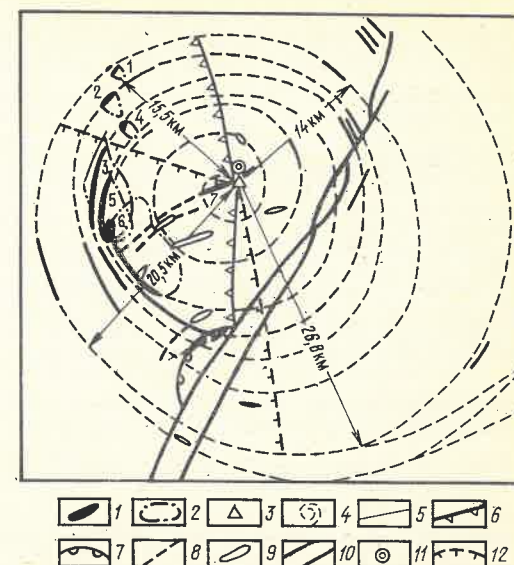


Рис. 2. Модель трещинной структуры Имангдинской рудно-магматической системы в плане (масштаб 1 : 200 000):

1 — рудоносные хонолитоподобные интрузии и дайки пикрит-габбро-долеритовой формации; 2 — Хюкта-2, 3 — Хюкта-1, 4 — Имангдинская, 5 — Мантуровская, 6 — Накохозская, 7 — Макусовская, 8 — дайка Рудная; 9 — контуры развития интрузий на глубине (по данным бурения); 10 — центр рудно-магматической системы; 11 — трещинная структура рудно-магматической системы (в плане); 12 — установленные крутосекущие и пологие разломы; 13 — Нералахский разлом; 14 — дугообразный разлом, ограничивающий внутреннюю кальдеру Кета-Ирбинского вулкана (с запада); 15 — прочие разломы Кета-Ирбинской тектоно-магматической структуры; 16 — дайки базитового состава, внедрившиеся по ослабленным зонам Кета-Ирбинской и Имангдинской тектоно-магматических структур; 17 — Кылтелларская система разломов; 18 — побочное жерло Кета-Ирбинского вулкана; 19 — контуры предполагаемой перспективной площади нахождение рудоносных дифференцированных интрузий

тела данной системы. В плане большинство из них напоминает неправильную грушу (см. рис. 2) (например, Имангдинская и Накохозская интрузии) и имеет характерную флексурированную форму в разрезе.

Результаты проведенного геологоструктурного анализа хорошо коррелируются с данными обработки петрохимической информации. Построение компонентных диаграмм по частным анализам интрузивных пород Имангдинского рудного узла, а также по средневзвешенным составам рудоносных дифференцированных интрузий Норильского района показало, что интрузии Имангдинского рудного узла образуют две группы (или серии), объединяющиеся в единую систему. Первую группу составляют Макусовская, Накохозская и Мантуровская интрузии, залегающие на разных плоскостях

винтового ската соответственно сверху вниз. К этой же группе относится и дайка Рудная. Вторая группа включает Имангдинскую интрузию и дифференцированные дайки, обнаруженные Г. И. Кавардиным на ручьях Ирбо-Комюстах и Ирбо-Гогочар (1986). Хюктинские интрузии занимают промежуточное положение, объединяя обе группы в единую систему. Намеченные группы выделяются и по ряду принятых петрохимических параметров.

Согласно общей схеме петрохимической эволюции Имангдинской рудно-магматической системы все ее интрузии относятся к калиево-натриевым (по значению A), при постепенном снижении общей фемичности (f') и увеличении глиноземистости (al'). Наблюдается также эволюция от низкоглиноземистых меланократовых к умеренно глиноземистым мезократовым и далее к высокоглиноземистым лейкократовым членам гипербазит-базитового ряда (таблица).

В каждой из выделенных групп —

щелочно-известковистой и известковистой — отмечается переход от магнезиальных к железо-магнезиальным интрузиям с увеличением относительного содержания оксидного железа в верхних членах серий. В Мантуровской группе происходит изменение составов интрузий от меланократовых к мезократовым, а в Имангдинской — от мезократовых к лейкократовым (о чем можно судить по изменению значений цветового индекса).

Особенности морфологии, характер залегания и положение рудоносных интрузивных тел в структурах других рудных узлов, в частности собственно Норильского, могут быть объяснены с описанных нами позиций и укладываются в рамки предложенной теоретической модели. Следовательно, при прогнозировании новых рудных тел в пределах рудных узлов, а также при интерпретации аномальных геохимических и геофизических полей должны учитываться особенности таких тектоно-магматических структур.

Петрохимическая эволюция Имангдинской рудно-магматической системы интрузий (по средневзвешенным составам)

Петрохимические показатели	Мантуровская группа				Промежуточная группа	Имангдинская группа		
	Мантуровская	Дайка Рудная	Накохозская	Макусовская		Имангдинская	Дайки руч. Ирбо-Комюстах	Дайки руч. Ирбо-Гогочар
al'	0,59	0,57	0,74	0,75	0,80	0,90	0,85	1,99
f'	23,67	23,28	21,32	21,15	20,1	19,4	18,99	11,2
K. ф.	0,53	0,69	0,62	0,64	0,67	0,57	0,56	0,60
SiO ₂ , %	46,89	46,0	47,84	47,44	48,46	46,96	48,55	48,40
TiO ₂ , %	1,07	1,51	1,29	1,37	1,54	1,0	1,0	0,69
ΣAl_K	3,31	3,07	3,42	3,85	3,26	2,76	2,93	4,58
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,25	0,41	0,45	0,37	0,60	0,21	0,47
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,45	0,42	0,44	0,54	0,33	0,29	0,34	0,47
A	38,3	48	38,7	34	43,0	42,0	54,0	36,8
an'	48	46	50	46	52	63	54	54
$\Sigma Al_K \cdot 100 \%$	5,5	5,3	5,4	6,2	5,1	4,3	4,6	6,6
Al ₂ O ₃ +SiO ₂	48,15	48,4	43,8	42,3	44,80	41,9	44,0	22,7
Цветовой индекс	13,5	12,5	14,9	14,9	14,8	16,8	14,7	20,9

Примечание. $al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ ($<0,75$ — низкоглиноземистые, $0,75-1$ — умеренно глиноземистые, $1-2$ — высокоглиноземистые); $f' = \frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2}{Al_2O_3 + SiO_2}$ ($14-16$ — лейкократовые, $16-21$ — мезократовые, >21 — меланократовые); K. ф. = $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + Fe_2O_3 + MgO}$; ΣAl_K — сумма щелочей; $A = \frac{1,5 SiO_2}{Na_2O + 0,7 K_2O}$ определяет тип щелочности ($A > 60$ — натриевые породы, $30-60$ — натриево-калиевые, <30 — калиевые); $an' = \frac{an \cdot 100 \%}{an + ab + or}$ — степень известковистости (>50 — известковистые породы, $35-50$ — щелочно-известковистые, <35 — известково-щелочные).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богацкий В. В. Механизм формирования структур рудных полей. — М.: Недра, 1986.
2. Иванов М. К., Иванова Т. К. О связи рудоносных трапповых интрузий с вулканами центрального типа и вулканической природе медно-никелевых руд // Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск. 1968. С. 121—129.
3. Иванов М. К. Тектоно-магматическое и прогнозное районирование полей никеленосных сибирских траппов // Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. — Л.: Недра, 1983. С. 115—134.
4. Иванова Т. К., Иванов М. К., Нагайцева Н. Н. Закономерности размещения вулканогенных образований трапповых полей северо-запада Сибирской платформы и Таймыра // Рудомагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985. С. 16—33.
5. Кавардин Г. И. Металлогенетическая зональность рудно-магматических систем норильского типа // Рудомагматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра. Л., 1985. С. 52—63.
6. Петров А. И., Фивег С. М. Радиально-кольцевые комплексы структур Норильского рудного района и их никеленосность // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 198—201.
7. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / В. В. Золотухин, А. М. Виленский, А. В. Тарасов и др. — Новосибирск: Наука, 1978.
8. Соловьев В. В. Структуры центрального типа на территории СССР. — Л.: Недра, 1978.
9. Стейси Фрэнк Д. Физика земли. — М.: Мир, 1972.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

УДК 550.311

© А. А. Кузнецов, 1990

Структурно-вещественные признаки и происхождение кристаллической литосферы Земли

А. А. КУЗНЕЦОВ (ВСЕГЕИ)

Сделана попытка расшифровать ключевые моменты происхождения литосферы методом системного (структурно-вещественного) анализа с использованием нового подхода к проблеме формирования древнейших кристаллических пород Земли [3—7], принадлежащих к различным фациям глубинности затвердевания медленно охлаждавшейся в катархее расплавленной внешней оболочки планеты.

Под кристаллической литосферой понимается верхняя геосферная оболочка планеты мощностью не меньше 50—150 км, сложенная земной корой неогей, исключая осадочный и водный (океанический) слои, раннедокембрийской протокорой и подоболочкой верхней мантии до кровли астеносферного слоя (волновод Гутенберга). Происхождение литосферы обуславливается, главным образом, генезисом составляющих ее основных системно-структурных элементов — более или менее ре-

гионально развитых геосферных слоев и нижележащих глобальных подболочек.

В настоящее время в вертикальном разрезе кристаллической литосферы по прямым (выход на поверхность или керн скважин) и косвенным (глубинные ксенолиты) наблюдениям можно выделить следующие главные реальные петрографические (в отличие от гипотетических геофизических) подболочки и слои от древних к молодым (снизу вверх): верхнепротомантийная — перидотитовая; протокоровые — эклогитовая, гранулитовая, «серогнейсовая» (?), протогранитная (?), зеленосланцевая подболочки; коровые — коматиитовый, офиолитовый, базальтовый, щелочный (?), андезитовый (диоритовый) и гранитный слои. Генезис этих подразделений предстает в отличии от традиционного объяснения свете, благодаря новым геолого-петрологическим данным, полученным

автором при изучении многих из них на геотектоническом уровне на протяжении 60-80-х годов.

Перидотитовая (пироксенит-перидотитовая) подобо́лочка с максимально (из известных) высокотемпературно-ликвидусной ($\geq 1200-1300^\circ\text{C}$) и высокобарофильной ($\geq 15-25 \cdot 10^8$ Па) минеральной ассоциацией обладает стратификацией по вертикали с чередованием толщ разнообразных по составу ультрамафитов ($\pm$ пироп $\pm$ плагноклаз $\pm$ шпинель $\pm$ коэсит $\pm$ алмаз и др.) и реже толщ и линз мафитов, включая эклогиты, в своей верхней части. Для ультрамеланократовых фаций характерны «магматические» (однородные) и «метаморфические» (полосчатые) петрографические текстуры.

Становление вертикальной зональности подобо́лки с намечающимися чертами гомодромной анизотропии состава и ритмичного строения разреза лучше согласуется с предположением о ее первичной ритмичностратиформной расслоенности, которая могла возникнуть только при дифференциации расплава.

Эклогитовая подобо́лочка мощностью не менее 10—15 км, перекрывающая предыдущую и лежащая в основании протокры, сложена массивными и полосчатыми эклогитами (пироп+омфациит $\pm$ энстатит и др.), разбавленными в «слоеном» разрезе как ультрамафитовыми (перидотиты массивные, пироксенолиты полосчатые и т. п.) в низах, так и мафитовыми породами типа эклогитоподобных, гранат-пироксеновых, плагнокристаллосланцев, гранатовых амфиболитов и пироксен-плагноклазовых кристаллосланцев с энтербитами в верхах подобо́лки.

На примере Алдано-Станового щита нами обнаружен уникальный случай, когда верхние части эклогитовой подобо́лки выходят на большой площади на поверхность Земли. Согласно этим данным в отмеченном регионе разрез подобо́лки включает фациальные серии, или ритмосерии (термин В. И. Шульдинера, 1982 г.), Становика-Джугджура, Западного и Центрального Алдана в объеме большинства серий, содержащих горизонты эклогитоподобных кристаллосланцев и гра-

натовых амфиболитов во многих интервалах разреза катархейской толщи.

Допускаемое слабое уменьшение основности, меланократовости, а также $T_{\text{ликв}}$ и барофильности видов пород по мегаритмам в стратифицированном разрезе эклогитовой подобо́лки от подошвы к ее кровле, в целом, при меньших значениях $T_{\text{ликв}}$ и P по сравнению с аналогичными параметрами перидотитовой подобо́лки, тождественно вертикальной анизотропии минерально-химического состава и физико-химических параметров становления последней. Это прямо указывает на сходство их происхождения в результате глубинной магматогенной дифференциации из расплава.

По нашему мнению, ксенолиты эклогитового ряда действительно относятся к единой серии фаций [12], но только не гипотетического расслоенного интрузива, а расслоенно-стратиформной эклогитовой подобо́лки. Факты наличия первичной стратификации пород, массивных и полосчатых, «гнейсовидных», текстур, высоких параметров T ($\geq 1000^\circ\text{C}$) и P ($\geq 10-15 \cdot 10^8$ Па) при формировании минеральных парагенезисов являются отражением процесса магматогенной дифференциации и особого механизма кристаллизации расплава эклогитовой подобо́лки тождественных тем же процессам в расслоенных толщах расплавов как подстилающей перидотитовой, так и перекрывающей ее гранулитовой подобо́лки.

Гранулитовая подобо́лочка мощностью 20—25 км также шире всего обнажена на древних щитах и меньшие срединных массивах. Ее «стратиформом» может служить изученный нами катархейский разрез восточной половины Анабарского щита. Системными признаками толщи гранулитовых (гиперстен-кристаллосланцево-гранито-гнейсовых) пород являются: непрерывный разрез, состоящего из единого генетического ряда фациальных серий пород, временная последовательность которых в разрезе обуславливалась порядком кристаллизации из расплава под давлением ведущих ликвидусных минералов (гиперстен, плагноклаз и др.); геометрически правильная пластовая и линзовидная форма тел; сложная структура и разнопорядкова-

ритмичная текстура разреза; «гомодромное» строение ритмов со сменой тугоплавких пород в нижней половине легкоплавкими породами в верхней половине ритмов; валовое уменьшение основности, меланократовости, $T_{\text{ликв}}$, барофильности пород от ритма к ритму снизу вверх по разрезу подобо́лки и многие другие.

В роли природной модели дифференциации, вещественной анизотропии, строения и механизма становления гранулитовой подобо́лки выступают расслоенные интрузивы с механизмом ритмичнонаправленного затвердевания синергетической, по [10, 1], природы. Таким методом было установлено [3—7], что древнейшие гранулитовые породы не принадлежат ни к первично вулканогенно-осадочным породам, подвергшимся переработке в условиях высоких ступеней регионально-го метаморфизма, ни к метаморфотасоматическим, гранитизированным образованиям «лунной» протокры основного состава, ни к плутогенным интрузивным породам, а относятся к производным дифференциации мощной подобо́лки расплава. Они представляют собой ассоциацию первичных магматогенных, более или менее высокотемпературно-ликвидусных ($T_{\text{ликв}} \approx 1000-500^\circ\text{C}$) и высокобарофильных ($P \approx 10-5 \cdot 10^8$ Па) продуктов ритмичнонаправленного (снизу, вверх) затвердевания подобо́лки, занимающей определенный интервал глубинности в разрезе расплавленной внешней (на катархейское время) протокры оболочки планеты.

Прямым результатом подобной первичной природы и механизма становления гранулитовой (и эклогитовой) подобо́лки явилось возникновение ритмичнонаправленного разреза кристаллической толщи древних щитов, характеризующейся общим уменьшением основности и иных признаков пород снизу вверх по разрезу на фоне полифациально-зонального строения с наличием гомодромных мегаритмов и увеличением роли низкотемпературно-ликвидусных пород от нижних к верхним мегаритмам.

Серогнейсовая подобо́лочка (или слой?) отвечает следующему по уменьшающейся глубинности уровню протокры; ее самостоятельность и масштаб-

ность нуждаются в подтверждении в процессе дальнейшего изучения образований так называемой амфиболитовой фации глубинности. Типоморфный минеральный парагенезис слагающих серогнейсовую подобо́лку горизонтов пород: амфибол (чаще обыкновенная роговая обманка) $\pm$ плагноклаз $\pm$ биотит $\pm$ кварц $\pm$ ортоклаз и др.) соответствует роговообманко-кристаллосланцево-плагногнейсо-гнейсогранитному составу. Она, по-видимому, представляет собой самый верхний из гомодромных мегаритмов «серых гнейсов» (например, вскрытый Кольской сверхглубокой скважиной в интервале глубин 6,5—12 км), встречающихся неоднократно и в нижних подобо́лках, но в меньших объемах [6]. По валовому химическому составу пород гомодромнонаправленной подобо́лки может быть условно названа прототоналитовой.

Протогранитная подобо́лочка (или слой?) включает достаточно крупные линзо-плитообразные залежи биотитовых гнейсогранитов, гнейсосиенитов, гнейсо-лейкогранитов; ее самостоятельность и положение на настоящий момент проблематичны. Возможно, она занимает верхнюю половину предыдущей подобо́лки и обе они объединяются в единую серогнейсовопротогранитную, или амфиболито-гнейсогранитную подобо́лку. Возникновение древнейших автохтонных изофациальных гнейсогранитоидов обуславливает появление калиевого уклона пород на фоне составов, преобладающих ранее в катархее кристаллических образований натриевой и калиево-натриевой специализации, включая различные гнейсогранитоиды, изофациальные [7] ритмосерии эклогитовой и гранулитовой подобо́лок (гнейсо-энтербиты, чарнокиты, сиеночарнокиты и пр.).

Зеленосланцевая подобо́лочка (или, возможно, две смежные в объеме двух ритмосерий, или мегаритмов) представляют собой продукт самого верхнего уровня протокры оболочки мощностью до 6—10 км. Нижняя, в общем, отвечает по парагенезису пород так называемой эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, верхняя — фации «зеленых сланцев». Типоморфные минеральные парагенезисы слагающих их пород со-

ответственно следующие: актинолит $\pm$ эпидот (цоизит) $\pm$ биотит $\pm$ алмадин $\pm$ мусковит $\pm$ плагиоклаз $\pm$ кварц $\pm$ $\pm$ ортоклаз $\pm$ микроклин и биотит $\pm$ мусковит $\pm$ серицит $\pm$ плагиоклаз (до альбита) $\pm$ хлорит $\pm$ микроклин $\pm$ кальцит. Переслаивание более или менее меланократовых и лейкократовых горизонтов образует слоистую структуру разреза. Слои собраны в пачки, пачки — в ритмы различных порядков. От нижних к верхним ритмам уменьшается степень меланократовости пород, их основность и тугоплавкость, создается гомодромная анизотропия ритмосерии по вертикали. Отмечается идиоморфизм зерен эпидота, слюд и прочих минералов, их свежий облик, отсутствие следов «прогрессивной стадии регионального метаморфизма», исключительно регрессивный порядок выделения минералов, т. е. признаки, говорящие о первичном характере минералов и минеральных ассоциаций. Толща подболочки содержит линзовидные залежи изофациальных двуслюдяных ($\pm$ гранат) или мусковитовых гнейсогранитов. Обе фациальные серии сложены наиболее низкотемпературно-ликвидусными (300—500 °C) и низкобарофильными (от 3—4 $\cdot 10^8$ Па до десятых долей 10^8 Па) ритмично-стратиформными дифференциатами протокры, завершающими позднепланетарную стадию развития Земли.

Коматиитовый (протоофиолитовый) слой — древнейший слой земной коры мощностью 7—15 км. Его появление почти синхронно формированию первых региональных расколов — трещин контракционной природы в еще окончательно не остывшем кристаллическом панцире протокры в период перехода от позднепланетарной (нуклеарной, далее нуклеарно-щитовой этапы) к собственно геологической стадии развития Земли (щитово-зеленокаменнопоясовый этап).

Данный слой, производный «зеленокаменных поясов», имеет своеобразный генезис. Такие важные структурно-вещественные признаки стратотипа (свита Комати пояса Барбертон в Южной Африке — тектонотипа зеленокаменных поясов) как элементы внутренней стратиформности, наличие не менее двух-трех гомодромных ритмов (ультраосновные $\rightarrow$ основные породы),

общее раскисление пород снизу вверх (серия Онвервахт) свидетельствуют, что породы в основании разреза зеленокаменного пояса сформировались из единой залежи высокотемпературного (≥ 1300 °C) и высокомагнезиального мафит-ультрамафитового расплава, заполнявшего пространство проторифовых (?) структур вдоль самых ранних разломов в раме протокры. Этому способствовали условия особого режима теплообмена толщи специфического по составу расплава с первой водной конденсационно-протоокеанической средой, что привело к появлению структур «спинифекс» в расслоенных горизонтах коматиитов.

Офиолитовый («гипербазитовый», «перидотитовый») слой мощностью 6—12 км — генотип геосинклинально-складчатых поясов эвгеосинклинального (уральского) типа линейного внутреннего строения. Офиолитовая ассоциация ультраосновных-основных пород, слагающая слой, трактуется как: 1) пластины-отторженцы верхней мантии; 2) фрагменты древней океанической коры; 3) продукты самой ранней интрузивно-магматической стадии развития эвгеосинклиналей («альдии развития эвгеосинклиналей» Г. Хесса и др.). Ни одна из существующих гипотез происхождения офиолитовой ассоциации не соответствует набору системных признаков данных образований. В нижней и средней частях слоя имеют место стратифицированно-расслоенная структура и ритмичная текстура разреза [8] с гомодромной анизотропией минерально-химического состава в объеме одного-трех ритмов при смене тугоплавких пород легкоплавкими, менее основными и низкоплотными (перидотиты $\rightarrow$ габбро вплоть до плагиогранитов); отсутствуют следы термального воздействия конкретных тел (горизонтов) на раму «вмещающих» пород; так называемые, «метаморфические перидотиты» основаны принадлежат к самому раннему члену вышележащей расслоенной серии и т. д.

Представляется, что офиолитовый слой внедрялся в виде протяженной мощной цельной пластины, залегающей наподобие коматиитовой, скорее всего, выполнявшей трещины отслоения в линейном желобообразном про-

гибе (рифт или грабен). Нижняя часть залежи кристаллизовалась на месте и также по механизму ритмично-направленного затвердевания снизу вверх. После появления системы контракционных трещин в приповерхностной части слоя и образования по этой причине серии пластинчатых вертикальных тел («свита параллельных даек» долеритов) возникали базальтовые вулканы на дне желоба (подушечные лавы, переслаивающиеся с пелагическими осадками) и в конце тектоно-магматического цикла кристаллизовалась магма остаточных очагов в виде интрузивов дунит-гарцбургитовой и других геоформаций.

Базальтовый слой — интрузивно-вулканический продукт развития древних плит двумерно-слоистого строения. Например, платобазальтовый слой чехла северо-запада Сибирской платформы в виде Путранской трапповой провинции возник в результате функционирования пологих линейно-трещинных и центральных щитовых вулканов и стратовулканов с радиусом действия отдельных из них в сотни километров. Существо механизма формирования толщи платобазальтов (Кузнецов, 1964, 1967) заключается в излиянии триасовых лав на пенеплен Сибирской плиты в объеме от одного (на юге Тунгусской амфиклизы) до четырех-пяти (на севере ее) последовательных антидромных ритмов базальтов общей мощностью до 2—3 км.

Динамика ритмичности и направленности траппового процесса определяется глубинной магматической дифференциацией — расслоением толеитовой магмы по вертикали в уплощенном очаге больших линейных размеров с сопряженным падением основности толеитового расплава и увеличением количества летучих компонентов (и P_0) в магме по уровням снизу вверх, т. е. от подошвы к кровле гигантской остаточной астенотинзы магмы толщиной не меньше 3 км. Гомодромная анизотропия материнского «астеносферного» жидкого базальтового слоя служила причиной противоположного — антидромного — порядка формирования фаций трапповой формации со следующим набором их в объеме полного ритма (цикла): извержения газонасыщенных взрывных туфов — излияния энер-

гоактивных «мокрых» лав кварц-толеитового состава — излияния менее энергоактивных «сухих» лав толеитового и оливин-толеитового составов — внедрение интрузивов (слабо дифференцированные основные, затем дифференцированные и моноритмично-расслоенные тела основного-ультраосновного состава типа норильских и талнахских массивов).

Щелочный слой состоит из парагенеза тел ультращелочных и щелочных геоформаций различной кислотности. Это продукт рифтовых поясов и их гомологов (авлакогены, палеорифты), он включает вулканические ассоциации и лополитоподобные полифациальные интрузивы ритмично-расслоенного строения («многофазные интрузии центрального типа»). Масштабы развития, соотношение с другими слоями, его происхождение пока не ясны.

Андезитовый (диоритовый) слой — генотип тектонических тел островодужного типа в области перехода от океанических плит к орогенным материковым поясам, производный залежи магмы кремнесреднего состава в (палео) зонах Вадати-Заварицкого-Беньофа. Последние трассируются в современных островных дугах вулканами «андезитовой линии», а в их палеоаналогах — поясами «порфиритовой» формации и парагенетически связанными с ними гранитоидами «пестрых батолитов» гомодромного строения и, может быть, телами так называемых мигматит-плагиогранитной и мигматит-гранитной формаций инверсионного этапа развития геосинклиналей, принадлежащих к «метаморфогенным гранитоидам» основания диоритового слоя.

Гранитный слой — продукт развития самых сложных по составу и структуре тектонических тел — фанерозойских орогенных подвижных поясов и областей активизации объемно-каркасного строения [2]. Валовый состав региональных «гранитных слоев», изучавшихся нами на примере гранитоидных формаций Памиро-Тяньшаньской орогенной области и Хингано-Буреинской области активизации, варьирует от умеренно-кислого тоналит-плагиогранитного («линейные» орогены) через нормально-кислый гранодиорит-гранитный («мозаичные» орогены) до

ультракислого гранит-лейкогранитного (области активизации) в зависимости от структурно-вещественной сложности (степени «зрелости») той или иной подвижной области.

Специфика механизма формирования гранитного слоя отображается в особенностях формы и границ тел (связные и нередкие многоэтажные плутоны, или батолиты, плитообразной морфологии при частом отсутствии перемычек осадочных пород между ними) и в особенностях внутренней структуры (полифациальные интрузивы, нередко ошибочно трактуемые как «многофазные»). Она также подчеркивается анизотропией вещественного выполнения тел от ранних к поздним фациям гранитоидов (гомодромные) с наблюдающейся ритмичностью различных порядков в «слоеном» разрезе «полиформационных» батолитов и их серий (от скрытой ритмичной расслоенности [9] и простых ритмов до сложных гомодромных мегаритмов [1]). Специфика механизма становления гранитного слоя четко проявляется в наличии рудной стадийно-ритмичной температурной зональности в эндо- и экзоконтактных областях батолитов, в колоссальной длительности кристаллизации (десятки миллионов лет), и, наконец, в расположении представителей самых кислых, лейкократовых и молодых «фаз» того или иного гранитоидного «цикла» на более высоких гипсометрических уровнях по сравнению с предыдущими менее кислыми по составу «фазами» и т. д.

Отсюда следует вывод о том, что гранитоидные расплавы внедрялись в раму подвижных областей не в виде большого числа отдельных порций расплава и, следовательно, разобщенных интрузивных тел и многих фаз, а в виде более объемных и связных, чем принято считать, плутонических масс, плитообразных залежей в области крупнейших структурных несогласий, формируя региональные гранитные слои. Однако во временном отношении отмеченные слои появлялись значительно реже, чем гипотетические самостоятельные интрузивные гранитоидные «фазы и комплексы», а именно одноактно в интервале того или иного тектоно-магматического цикла («эпохи

складчатости») в развитии какой-либо подвижной области.

Механизм дифференциации и становления подобных гранитных слоев — направленное (для простых) либо ритмично-направленное (для сложных построению тел) затвердевание *in situ* исходного внедренного более или менее кислого расплава с перемещением его фронта кристаллизации вкосте простирания максимально развитых ограничений батолитообразных залежей, имеющих иногда серию куполов и выступов в кровле (А. А. Кузнецов 1989).

Глобальный (в пределах континентальных мегаблоков) гранитный слой как парагенез региональных гранитных слоев подвижных областей, представляет собой наиболее верхний, кислый и молодой из новообразованных кристаллических слоев литосферы.

Химический состав охарактеризованных выше подболочек и слоев литосферы показан в таблице (приведенные составы, не являясь в большинстве случаев средневзвешенными, дают лишь приблизительное представление о реальных составах слоев и подболочек), а элементы механизма их становления — на рисунке (на примере верхней части расслоенно-стратиформной толщи тырканской серии Алдано-Станового щита р. Малый Тыркан — по данным 85 силикатных анализов измерения плотности 150 образцов «гранулитов», коллекция автора 1986 г.). Результирующая увеличение кислотности имеет линейный характер в интервале от 64 до 67,5 % кремнезема, калиевоности — от 2,2 до 2,5 % оксида калия.

Заключение. В глобальной петрологии и планетологии 10—15 лет назад появилось мнение, в значительной мере основывающееся на аналогии с Луной, о возможности существования Земли в катархее расплавленной при поверхностной (мантийной) или внешней оболочки в виде сплошного «магматического океана». Как ни парадоксально, истоки этих взглядов восходят не к мнению о «горячем», «огненном жидком», происхождении Земли, а, напротив, к концепциям холодной аккреции планет и их последующего частичного или полного разогрева до расплавления поверхностного или мантийного слоев (и даже всей Земли, по мнению некоторых геофизиков). Иными словами, данный подход трактует «лунный и земной магматические океаны» как позднее по отношению к моменту образования планет, т. е. вторичное, явление. В этом варианте считается, что протоковровая оболочка выплавляется из мантии.

Химический состав кристаллических слоев и подболочек литосферы (%)

Слой и подболочка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Σ	n
1	68,5	0,4	15,0	0,7	2,8	—	1,4	2,7	3,3	3,8	—	0,8	99,4	1310
2	58,4	1,1	16,4	3,2	4,1	0,1	2,7	6,0	3,9	2,2	0,3	1,2	99,6	153
3	55,8	0,5	20,6	2,7	2,65	0,1	0,8	2,9	7,4	5,9	—	—	99,35	1043
4	49,25	1,5	15,6	3,65	9,55	0,2	6,3	10,9	2,2	0,7	0,1	—	99,95	176
5	46,6	0,3	12,9	—	8,0*	0,1	19,9	10,2	0,4	0,1	—	—	98,5	17
6а	40,1	0,3	5,15	—	10,05*	0,2	28,7	5,6	0,3	0,1	—	—	99,5	111
6б	48,7	0,9	8,3	2,8	7,8	0,2	17,4	8,0	1,5	0,2	—	—	95,8	102
7**	63,1	0,5	13,1	3,1	2,9	0,1	4,8	5,9	2,8	1,3	0,1	2,2	99,9	55
8	70,8	0,3	14,5	1,1	2,1	0,1	0,8	1,7	3,4	4,3	0,1	—	99,2	—
9	67,3	0,4	16,8	0,75	3,3	—	1,7	2,35	4,7	2,6	0,1	—	100,0	—
10	60,7	0,7	14,9	2,9	4,6	0,1	3,6	5,7	3,5	1,9	0,1	1,0	99,7	214
11	47,4	1,7	15,7	3,3	10,0	0,2	7,3	10,0	2,5	0,4	0,2	0,65	99,35	171
12	46,1	0,75	9,7	3,75	8,2	0,2	18,0	9,7	1,1	0,4	0,1	1,4	99,4	17

Примечание. Слой земной коры: 1 — гранитный (на примере гранитоидных формаций Памира, Р. Б. Баратов, В. С. Лутков, 1986); 2 — андезитовый (А. Р. Мак-Берни, 1972); 3 — щелочный (на примере 135 массивов нефелиновых сиенитов на территории СССР, Л. С. Бородин, 1974); 4 — базальтовый (на примере трапповой формации Сибирской платформы, по В. А. Кутолину); 5 — офиолитовый (на примере комплекса Семайл, Оман, Н. Л. Добрецов, 1981); 6 — коматитовый; 6а — перидотитовые коматиты (Б. Г. Лутц, 1985), 6б — нижняя толща серии Онвервайт зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Америка, В. А. Рудник, Э. В. Соботович, 1984). Подболо-

лочки протококоры: 7 — зеленосланцевая (на примере Северо-Становой зоны «автодиафторитов», по автору); 8 — протогранитная (на примере докембрийских гранитоидов Украинского щита, Н. П. Семенов, 1987); 9 — серогнейсовая (по керну Кольской сверхглубокой скважины, Л. Н. Овчинников, А. А. Кременецкий, В. С. Попов, 1986); 10 — гранулитовая (на примере Анабарского щита [5]); 11 — эклотитовая (Н. Г. Удовкина, 1985). Верхняя протомантия: 12 — перидотитовая подболочка (на примере даек «металлаурафитов и мафитов» катархейского возраста Алдано-Станового и Анабарского щитов, В. М. Кастрыкина и Л. П. Карсаков, 1977, и по автору).

* В пересчете железа на FeO.

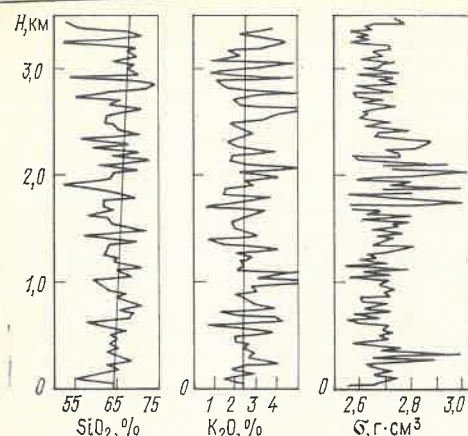
** Зеленосланцевая подболочка, менее кремнекислая по составу, чем две подстилающие (8 и 9), так как она играла роль своеобразной корки закаливания флюидизированного «ахондритового» расплава верхнего уровня протоковровой оболочки на контакте ее с окружающей оболочкой протоятмосферы.

ного слоев (и даже всей Земли, по мнению некоторых геофизиков). Иными словами, данный подход трактует «лунный и земной магматические океаны» как позднее по отношению к моменту образования планет, т. е. вторичное, явление. В этом варианте считается, что протоковровая оболочка выплавляется из мантии.

Механизмы дифференциации упомянутого магматического океана заимствуются исследователями из набора традиционных механизмов дифференциации расплавов расслоенных интрузивных массивов (гравитационная, кристаллизационная, ликвационная и т. п.). Однако эти механизмы не обуславливаются особенностями и анизотропией вещественного выполнения, структуры и текстуры разреза как кристаллических подболочек и слоев литосферы, так и расслоенных интрузивов. Существо вопроса, как выясняется, состоит здесь в том, что становление и анизотропия авто- и аллохтонных подболочек и слоев литосферы,

включая астенотинзы в роли материнских очагов для фанерозойских слоев земной коры, с одной стороны, и расслоенных интрузивов как их модельных аналогов, с другой стороны, подчиняются одним и тем же физико-химическим законам. Это законы неравновесной термодинамики самоорганизующихся открытых природных магматогенных (подболочки протомантии и протококоры, кристаллизующиеся из расплава при высоких температурах и под большим давлением) и магматических (слои земной коры) систем в виде конкретного механизма ритмично-направленного (или направленного, последовательного) затвердевания (или магматической дифференциации для астеносферных очагов) синергетической (автопериодической) природы.

Таким образом, в истории становления кристаллической литосферы имеют место два эволюционных гомодромных ряда, сменяющих друг друга во времени и наращивающих ее разрез. Первый — ряд автохтонных подболочек



Квазипериодический характер изменения содержания кремнезема, оксида калия и плотности (ρ)

верхней протомантии и протокры: ультраосновная перидотитовая — основная эклогитовая — средняя гранулитовая — среднекислая «серогнейсовая» (?) — умереннокислая протогранитная. Второй — ряд аллохтонных (перемещенные излившиеся и внедренные) слоев земной коры: основной-ультраосновной (?) коматитовый — ультраосновной-основной офиолитовый — основной базальтовый — средний щелочный (?) и диоритовый — кислый гранитный. Последовательность автохтонных подоболочек литосферы определяется исключительно направленной, центробежной, глубинной магматогенной дифференциацией планетного вещества; для аллохтонных слоев земной коры она дополнительно обуславливается эволюционным рядом тектонических подразделений в ее пределах.

Анализ ведущих структурно-вещественных признаков кристаллических подразделений литосферы свидетельствует в пользу признания факта существования в катархее сплошного нуклеарного «магматогенного океана» внешней оболочки Земли, исходя из магматогенного происхождения подоболочек верхней протомантии и протокры и магматического генезиса слоев земной коры. Таким образом, устанавливается единая природа (расплавленная магматогенно-магматическая) и близкие механизмы становления (ритмично-направленное затвердевание или направленная дифференциация)

автохтонных подоболочек протомантии и протокры и аллохтонных слоев земной коры. Это однозначно указывает на флюидно-расплавную природу литосферы Земли — магматогенную природу протолитосферы (протомантии и протокры) и магматическую природу новообразованной части литосферы, т. е. земной коры. Расплавленная протолитосферная оболочка находилась под давлением (не менее $0,1-0,2 \cdot 10^8$ Па) плотной раскаленной нейтральной или слабо восстановительной флюидно-газовой оболочки протомантии и медленно кристаллизовалась по мере охлаждения в особых условиях большого интервала температур и давления по вертикали.

Вопрос о первичности или вторичности «магматогенного океана» этой внешней оболочки планеты может быть решен только на следующей ступени познания, при расшифровке генезиса самой Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изох Э. П. Общие закономерности эволюции гранитоидного магматизма // Магматические и метаморфические формации истории Земли. — Новосибирск, 1988. С. 43—47.
2. Кузнецов А. А. Методология классификации системных геологических тел // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 3. С. 3—11.
3. Кузнецов А. А. О геологической природе раннедокембрийских образований (на примере Анабарского щита) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1179—1183.
4. Кузнецов А. А. О происхождении гранитового слоя протокры Земли (на примере Анабарского щита) // Сов. геология. 1988. № 1. С. 103—114.
5. Кузнецов А. А. Химический состав и условия кристаллизации катархейского первичного расплава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 2. С. 451—456.
6. Кузнецов А. А. К проблеме происхождения «серых гнейсов» (на примере Анабарского щита) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 3. С. 688—693.
7. Кузнецов А. А. Природа региональной гранитизации и раннедокембрийских кристаллических образований // Сов. геология. 1988. № 6. С. 71—80.
8. Паланджян С. А. О происхождении перидотитового слоя литосферы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 4. С. 983—986.
9. Хасанов Р. Х. Вертикальная петрохимическая зональность Сохчарского плута (Центральный Памир) // Докл. АН Таджикистана. 1987. Т. 29. № 11. С. 686—689.
10. Челищев Н. Ф. Синергетическая модель расслоенных интрузивных комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 3—9.
11. Шарков Е. В. Петрология магматических процессов. — М.: Недра, 1983.
12. Шарков Е. В., Пухтель И. С. Петрология

УДК 552.48(470.21)

Позднеархейский зеленокаменный пояс Качковка — Снежница (Кольский полуостров)

М. Е. ФЕДОРОВА, Н. С. НИКИТИНА (ПГО «Аэрогеология»)

В последнее время внимание геологов, занимающихся изучением ранних этапов развития Земли, привлекают позднеархейские зеленокаменные пояса, в которых концентрируются различные полезные ископаемые, в том числе золото [6, 11; С. Д. Шер, 1972, 1974; Р. В. Хатчинсон и др., 1971]. Ряд публикаций [2, 3, 5, 7] посвящен особенностям геологического строения, эволюции вещественного состава и металлогении главнейших зеленокаменных поясов мира.

В пределах восточной части Балтийского щита также выделены позднеархейские зеленокаменные пояса. В Карелии они невелики по размерам, «плавают» в гранитном «море», характеризуются сложным строением, выполнены породами пестрого состава, разрезы которых, как правило, не сопоставимы [5, 7].

На Кольском полуострове эти пояса значительно крупнее, чем в Карелии, и обладают рядом общих черт, к числу которых прежде всего следует отнести состав слагающих их толщ. Они выполнены в основном апобазальтовыми и апоандезит-базальтовыми амфиболитами. В центральной и восточной частях полуострова установлены три такие структуры — Колмозеро — Воронья [1], Пурначская и Качковка-Снежинская [13; Е. Е. Федоров, 1974]. Ранее две последние включались в объем раннепротерозойских вулканогенно-осадочных поясов несмотря на то, что принципиально отличались от них. Так, амфиболиты с горизонтами кварцитов, слагающие эти пояса, залегают стратиграфически ниже нижнепротерозойских метавулканитов. Кроме того,

эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о. Елового (Кольский п-ов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 32—45.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

© М. Е. Федорова, Н. С. Никитина, 1990

позднеархейские и раннепротерозойские структуры резко отличаются по внутреннему строению. Западная часть Имандра-Варзугской зоны, сложенная вулканитами основного состава с горизонтами аркозовых кварцитопесчаников, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации, представляет собой пологую моноклинал, падающую на юг [4], восточная часть (Пурначский позднеархейский зеленокаменный пояс), отделенная от западной глубинным разломом и выполненная амфиболитами с горизонтами кварцитов (эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма), — крутую моноклинал, падающую на север вдоль южной зоны сочленения с раннеархейскими комплексами пород, осложненную складками более высоких порядков [13]. Важным отличием является также разная металлогенная специализация этих разновозрастных структур: золотая — позднеархейских и медно-никелевая — раннепротерозойских.

Радиологическое датирование подтверждает выделение позднеархейских зеленокаменных поясов. На Кольском полуострове возраст плагиогнейса из Пурначского пояса 2780 млн лет [13], порфиробластических «гранитоидов», гранитизирующих плагиогнейсы Качковка-Снежинской структуры, — 2730 ± 70 млн лет [12].

В связи с недостаточной изученностью позднеархейских зеленокаменных поясов в пределах докембрийских щитов весьма актуальными представляются детальное исследование и описание их хорошо обнаженных разрезов. Именно такой разрез находится на восточном побережье Кольского полу-

острова в пределах Качковка-Снежинского зеленокаменного пояса. Первые вулканогенно-осадочные породы в качестве единого комплекса протерозойского возраста были выделены здесь А. А. Полкановым (1936) под названием комплекса Поной — Качковка — Снежница. Позднее его различные фрагменты рассматривались как самостоятельные структуры: Усть-Понейская — синклиналь (А. В. Сеницын, 1967), Снежинская — фрагмент антиклинали, опрокинутой на запад-северо-запад [10].

Многолетние (1978—1986) детальные геологические исследования, проведенные в регионе, показали, что позднеархейские образования прослеживаются в виде узкой (5—15 км) полосы на расстоянии около 100 км от устья р. Качковка на севере до устья р. Снежница на юге. Центральная часть структуры в значительной степени переработана весьма своеобразными так называемыми порфиробластическими верхнеархейскими «гранитоидами». С запада Качковка-Снежинский пояс отделяется системой протяженных дугообразных разломов (Восточно-Кольская тектоническая зона) от раннеархейских интенсивно гранитизированных образований. Основание разреза вулканогенно-осадочных толщ, слагающих пояс, не известно, так как контакт с раннеархейскими толщами повсюду тектонический. Нижняя часть разреза представлена довольно однообразными, апобазальтовыми, апоандезит-базальтовыми амфиболитами с повсеместно развитыми миндалекаменными текстурами. Этот комплекс пород относится к пурначской серии и хорошо сопоставляется с аналогичными амфиболитами восточной части Имандра-Варзугской структуры (Пурначский зеленокаменный пояс). Выше согласно залегает толща переслаивающихся апоандезит-базальтовых амфиболитов и аподацитовых плагиогнейсов. Она сильно изменчива как по простиранию, так и вкрест простирания, что затрудняет сопоставление разрезов и расшифровку структуры пояса в целом. Верхняя толща относится к малокейвской серии и сопоставляется с низами ее разреза в пределах Пурначского пояса.

В пределах Качковка-Снежинского зеленокаменного пояса, особенно в его

центральной части, широко распространены метасоматические порфиробластические «гранитоиды». Они связаны с вмещающими их плагиогнейсами весьма постепенными переходами и формируют конформные тела и массивы сложной конфигурации, затрудняющие расшифровку внутренней структуры пояса. Своеобразие «гранитоидов» заключается в том, что при микроскопическом изучении в них не обнаруживаются магматические структуры. Основная (гнейсовая) масса породы — микро- и мелкозернистая, состоит из кварца и полевых шпатов с незначительной примесью биотита. В нее погружены крупные (до 2—3 мм) хорошо образованные кристаллы плагиоклазов, калишпата и кварца, содержащие реликты основной массы. Характер взаимоотношения порфиробластических «гранитоидов» с плагиогнейсами малокейвской серии, особенности микроструктур и химизма свидетельствуют о том, что они образовались в результате гранитизации плагиогнейсов, приведшей к плавлению вещества, возникновению магматических расплавов.

Внутренняя структура пояса представляет собой сложное сочетание крутых моноклиналей с крупными синклинальными и антиклинальными складками, осложненными приразломными складками и многочисленными нарушениями разного ранга и возраста. В прибрежной части пояса широко развиты системы молодых чешуйчатых надвигов, образовавшихся в протерозойскую и фанерозойскую эпохи активизации. По плоскостям надвигов наблюдаются зеркала скольжения, слюдиты, хлоритовые примазки; нередко они служат экраном для кварцевых жил. Особенности внутренней структуры с другими зеленокаменными поясами Кольского полуострова, а также радиологического возраста порфиробластических «гранитоидов».

Амфиболиты пурначской серии Качковка-Снежинского зеленокаменного пояса характеризуются нормальными значениями щелочности, несколько повышенными содержаниями калия, натрия, по характеру разложения, степени метаморфизма слагающих толщ и металлогении он сопоставляется с поясом Колар субпронии Карнатака (Индия). По данным р. Нарайансвами (1964), эта структура имеет меридиональное простирание, сложена в основ-

стикам амфиболиты занимают промежуточное положение между базальтами и андезитами. На различных диаграммах точки их составов попадают в поля андезитов и базальтов (для реконструкции первичного состава использованы пересчеты и диаграммы, предложенные А. А. Маракушевым и В. И. Фельдманом [9]). Учитывая, что в амфиболитах широко распространены миндалекаменные текстуры, а при микроскопическом изучении часто устанавливаются реликтовые микрофитовые структуры, можно полагать, что они образовались по эффузивам андезит-базальтового состава.

Амфиболиты малокейвской серии Качковка-Снежинского пояса по химическому составу близки амфиболитам пурначской серии, отличаясь от них несколько более высокой кремнекислотностью. Для плагиогнейсов серии характерны значительные колебания содержания основных породообразующих окислов, что объясняется, с одной стороны, различием их первичного состава, а с другой, — разной степенью гранитизации. В негранитизированных плагиогнейсах иногда отмечаются реликтовые вулканогенные структуры (гломеропорфировая, фельзитовая, микролитовая), что свидетельствует об образовании какой-то их части по эффузивам среднего и кислого состава. На диаграммах точки составов плагиогнейсов ложатся в поля риолитов-дацитов.

Позднеархейский возраст зеленокаменного пояса Качковка — Снежница определяется на основании его положения, резко секущего относительно раннеархейского фундамента, аналогии состава слагающих его пород и особенностей внутренней структуры с другими зеленокаменными поясами Кольского полуострова, а также радиологического возраста порфиробластических «гранитоидов».

Как показало сравнение Качковка-Снежинского пояса с зеленокаменными поясами мира, по характеру разложения, степени метаморфизма слагающих толщ и металлогении он сопоставляется с поясом Колар субпронии Карнатака (Индия). По данным р. Нарайансвами (1964), эта структура имеет меридиональное простирание, сложена в основ-

ном амфиболитами с подчиненными прослоями коматитов, железистых кварцитов и гнейсами серии Чемпион.

Амфиболитовая толща представляет собой чередование массивных и сланцеватых амфиболитов с потоками лав, обогащенных миндалинами, часто брекчированными. Основная масса амфиболитов по составу является апобазальтовой, но в последнее время среди них обнаружены и апокоматитовые толщи на флангах прорваны двумя массивами гранитов. Внутреннее строение пояса Колар можно представить в виде сильно сжатой синклинали, крылья которой осложнены складчатостью более высоких порядков и сериями тектонических нарушений, субпараллельных, крутых, в целом согласных с простиранием структуры.

В пределах зеленокаменного пояса Колар известно одноименное крупное месторождение золота. Золотое оруденение концентрируется в кварцевых и кварц-сульфидных жилах, секущих амфиболиты (залесь Чемпион), прослеживающихся на значительную глубину (более 3 км), причем содержание золота с глубиной не уменьшается [11; С. Д. Шер, 1972].

На основании изложенного можно заключить, что позднеархейский зеленокаменный пояс Качковка — Снежница является типичным представителем именно такого типа структур.

Ниже дано описание детального разреза амфиболитов этого пояса, который прослеживается к северу и югу от устья р. Снежница (рис. 1). Здесь в прекрасно отпрепарированных морем сплошных коренных обнажениях наблюдается мощная толща однообразных амфиболитов, биотит-амфиболовых плагиосланцев с подчиненными прослоями плагиогнейсов, слагающая моноклиналь, падающую на северо-восток под углами 35—65° и изредка осложненную мелкими приразломными складками.

Контакт верхнеархейских амфиболитов с лейкократовыми гнейсовидными плагиогнейсами раннеархейского возраста согласный, прямолинейный, проходит по субширотному тектоническому нарушению, в зоне которого граниты катаклазированы, ожелезнены, а

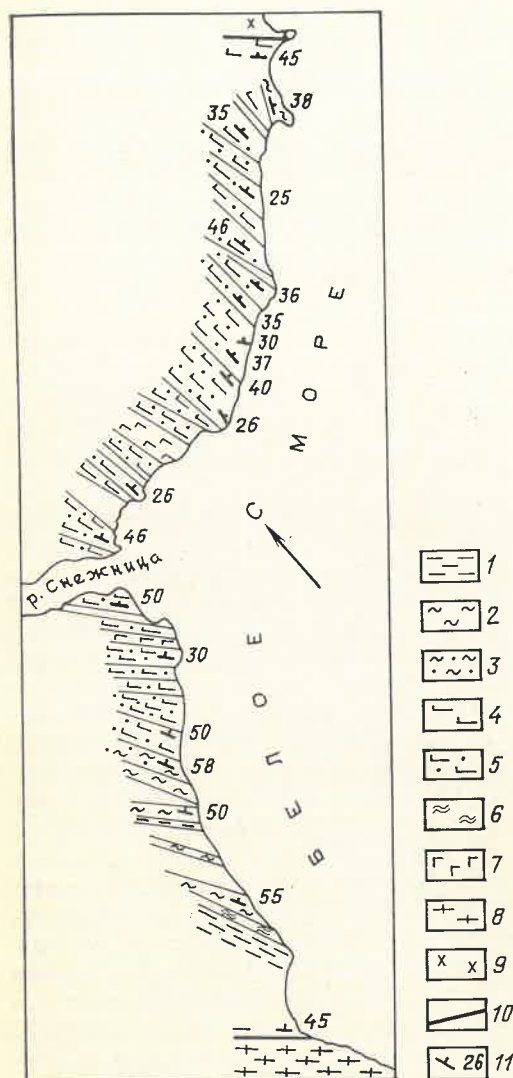


Рис. 1. Детальный разрез толщи амфиболитов на побережье Белого моря:

1 — плагиогнейсы биотитовые; плагиосланцы биотит-роговообманковые; 2 — массивные, 3 — миндалекаменные; амфиболиты: 4 — массивные, 5 — миндалекаменные; 6 — сланцы серицит-хлоритовые; 7 — габбро-диабазы амфиболитизированные; граниты: 8 — гнейсоидные биотитовые, 9 — массивные лейкократовые; 10 — тектонические нарушения; 11 — элементы залегания

амфиболиты интенсивно рассланцованы. Ширина зоны измененных пород 4 м.

Нижняя часть разреза (мощность 380 м) сложена меланократовыми роговообманковыми, биотит-роговообманковыми плагиосланцами с маломощными (первые метры) прослоями плагиогнейсов, верхняя (880 м) — амфиболитами с подчиненными прослоями роговообманковых и биотит-роговооб-

манковых плагиосланцев и согласными силлами амфиболитизированных габбро-диабазов.

Весь комплекс пород характеризуется тонко-, мелкозернистым сложением, незначительными колебаниями содержания порообразующих минералов и наличием переменного количества миндалин, заполненных преимущественно кварцем, плагиоклазом и эпидотом. На первый взгляд миндалины в породах располагаются хаотично. Однако закономерность в их распределении тем не менее была выявлена и положена в основу расчленения разреза амфиболитов.

По характеру распределения миндалин в амфиболитах можно реконструировать, по крайней мере *, 23 эффузивных потока. Подошва потока сложена тонкозернистыми, плотными массивными амфиболитами, лишенными миндалин. Первые единичные миндалины появляются на расстоянии 1—7 м от подошвы. Амфиболиты средней части потока содержат переменное количество миндалин, причем, как правило, ими обогащены участки сильно уплощенной линзовидной формы мощностью 5—50 см, протяженностью 0,5—2,5 м. Линзообразные участки, сложенные миндалекаменными амфиболитами, кулисообразно сменяют друг друга по простиранию и падению. В пределах этих участков миндалины составляют 20—30, иногда 40 % породы. Размер, форма и минеральное содержание их также сильно варьируют. Если миндалин много, то преобладают мелкие округлые или линзообразные формы, хотя встречаются и единичные крупные (1,5—2 см). Изредка присутствуют серповидные миндалины, выпуклой стороной обращенные по направлению слоя, и «газовые струны» перпендикулярные напластованию.

Прикровлевая часть довольно равномерно насыщена миндалинами, составляющими от 20—30 до 50 % породы. Миндалины крупные (от 2—3 до 15 см в d), часто имеют зональное строение. Периферическая часть сложена квар-

* В верхней части разреза, где существуют незначительные перерывы в обнажениях, можно, скрыты подошва или кровля какого-нибудь потока.

плагиоклазовым или плагиоклазовым агрегатом, центральная — эпидотом. Последний — наиболее типичный минерал заполнения миндалин в прикровлевой части. Прикровлевые миндалекаменные амфиболиты очень резко (граница прямолинейная, реже неровная) сменяются плотными тонкозернистыми массивными амфиболитами подошвы следующего потока. Мощность потоков варьируется от 11 до 86 м, что весьма характерно для потоков вулканитов позднеархейских зеленокаменных поясов [2, 3, 5].

Ниже приведен разрез потока 12 мощностью 36 м (снизу вверх).

1. Амфиболиты тонкозернистые, биотитизированные, темно-серые, почти черные с зеленоватым оттенком, незначительно рассланцованные. 1 м
2. Амфиболиты тонко-, мелкозернистые, почти черные с зеленоватым оттенком, с единичными крупными (1—2 см в диаметре) овальными или круглыми миндалинами, заполненными полупрозрачным кварцем. 2,6 м
3. Амфиболиты кварцсодержащие, макроскопически аналогичные нижележащим слоям 2, незначительно рассланцованные, по плоскостям сланцеватости развивается мелкочешуйчатый биотит; ширина зон рассланцованных амфиболитов около 1 м. 12,8 м
4. Микроамфиболиты биотитовые с реликтовой микрофитовой структурой, темно-серые с зеленоватым оттенком, с единичными округлыми миндалинами (1—2,5 см). Миндалины зональные: периферия сложена кварц-плагиоклазовым агрегатом, центр — эпидотом. Такие амфиболиты прослеживаются на расстоянии 3—4 м, затем в них постепенно увеличивается количество миндалин, последние становятся мельче, из них исчезает эпидот. Распределение миндалин полосовидное, линзовидное. На отдельных участках миндалины составляют до 30 % породы. 18 м
5. Микроамфиболиты миндалекаменные, с единичными крупными (до 3,5 см) и многочисленными (10—15 %) мелкими миндалинами, заполненными преимущественно эпидотом. 1 м
6. Плагиосланцы меланократовые, биотит-роговообманковые тонкозернистые, с мелкими зональными миндалинами, составляющими 20—30 % породы. 1 м

Миндалекаменные плагиосланцы слоя 6 резко по прямолинейной согласной границе сменяются тонкозернистыми массивными темно-зелеными почти черными амфиболитами подошвы потока 13. Переходы между разновидно-

стями пород в пределах потока постепенные, границы между потоками всегда резкие, четкие.

Силлы апогаббро-диабазовых амфиболитов приурочены к средней и верхней частям разреза. Они залегают согласно с вмещающими миндалекаменными амфиболитами. Контакты их прямолинейные, резкие. Силлы сложены однообразными массивными мелкозернистыми порфиробластическими амфиболитами в эндоконтактной зоне (шириной около 3 м), постепенно переходящими в тонкозернистые разновидности. Мощность силлов от 7 до 33 м.

Характер распределения миндалин в потоках свидетельствует о том, что залегание толщи амфиболитов нормальное.

Наиболее распространенными разновидностями разреза верхнеархейских метавулканитов устья р. Снежница являются миндалекаменные амфиболиты и амфиболовые плагиосланцы, связанные между собой постепенными переходами и трудно различимые макроскопически. Это тонкозернистые темно-зеленые, почти черные, нередко рассланцованные породы. На фоне основной массы рельефно выделяются миндалины различной (округлой, овальной, линзовидной, серповидной) формы и размеров. Иногда при обилии мелких округлых миндалин порода приобретает «гороховидную» текстуру. Миндалины чаще всего заполнены полупрозрачным кварцем, кварц-плагиоклазовым агрегатом, эпидотом, реже карбонатом. Амфиболиты и амфиболовые плагиосланцы без миндалин в целом более тонкозернистые и меланократовые, чем миндалекаменные разновидности. Амфибол-биотитовые плагиосланцы, нередко кварцсодержащие, приурочены к низам разреза. Это тонкозернистые темно-серые, неясно полосчатые породы. Среди них по более светлой окраске выделяются маломощные (0,4—0,5 м) прослои амфибол-биотитовых меланократовых плагиогнейсов.

В пределах тектонических зон (ширина их не превышает первых метров) породы интенсивно рассланцованы, биотитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и окварцованы. Нередко в них наблюдаются маломощные (1—5 см) карбонатные прожилки.

Миндалины расплюснуты, превращены в сильно уплощенные линзы, прожилки.

Как показало петрографическое изучение амфиболитов, плагиосланцев и плагиогнейсов, несмотря на то, что их первичные вулканогенные структуры в результате коренной перестройки превращены в гранолепидо- и нематобластовые, реликты их изредка можно наблюдать, причем наиболее часто в лейкократовых миндалекаменных разновидностях. Преобладающий размер зерен минералов более 0,1 мм. Плагиоклазы представлены водянопрозрачными, реже незначительно измененными зернами. Иногда отмечаются мелкие (0,1—0,3 мм) просто сдвойникованные удлиненно призматические кристаллы (микроофитовая структура), многочисленные мелкие лейсты (микролитовая структура), а также единичные более крупные (0,4—0,6 мм) таблитчатые незональные кристаллы, обуславливающие микропорфировую структуру. Удлиненные кристаллы плагиоклаза ориентированы обычно согласно сланцеватости, редко вкрест. Довольно часто плагиоклаз гранулирован и первоначальный габитус его кристаллов устанавливается только в проходящем свете. По составу плагиоклаз отвечает альбит-олигоклазу (№ 8—22).

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, окрашенной в зеленый цвет разной интенсивности, иногда с голубоватым оттенком. Она образует мелкие игольчатые, призматические кристаллы, расположенные ориентированно. Плеохроизм четкий в зеленых, зеленовато-желтых тонах, $c:Ng=25^\circ$; $Ng-Np=0,028$. Довольно часто встречается зеленовато-бурый биотит в виде мелких (около 0,1 мм в d) изометричных пластинок с неровными краями, равномерно распределенными в породе. Он находится в парагенезисе с роговой обманкой. В плагиогнейсах и лейкократовых плагиосланцах биотит является доминирующим минералом.

Подводя итог петрографическому описанию метавулканитов, можно сделать следующие выводы.

1. Состав и текстурно-структурные особенности амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиосланцев выдержанные.

2. Миндалекаменные разности вследствие большего содержания летучих раскристаллизованы лучше, чем разности без миндалины.

3. Прикровлевые миндалекаменные разности более лейкократовые, чем такие же разности в центре потока.

Амфиболитизированные габбродиабазы, слагающие силлы, по составу и структуре отличаются от вмещающих апоэффузивных амфиболитов. Они состоят из слабо окрашенной в зеленый цвет роговой обманки, гранулированного, нередко замещенного вторичными минералами, плагиоклаза и зеленовато-бурого биотита. Структура породы гранобластовая, микропорфиробластовая, обусловленная наличием мелких (приблизительно 0,1—0,2 мм в d) порфиробластов амфибола. Реликтовых интрузивных структур в породах не наблюдается.

Метавулканиты Снежинского разреза — свежие негранитизированные породы, поэтому можно довольно легко восстановить их первичный состав. Нижняя, меньшая, часть его соответствует андезитодацитам, дацитам, верхняя, большая, — андезитам и андезибазальтам, т. е. для всего разреза в целом характерен антидромный стиль развития.

Для того, чтобы проследить изменение содержания основных породообразующих окислов как по разрезу в целом, так и в пределах потоков нами опробованы приподошвенные, средние и кровлевые части потоков, а также силлы амфиболитизированных габбродиабазов (всего отобрано и проанализировано 39 проб). Наличие в метавулканитах переменного количества миндалины, заполненных кварцем, эпидотом и плагиоклазом, обуславливает резкие колебания содержания окислов и затрудняет выяснение закономерностей изменения составов по разрезу и в пределах потоков (рис. 2).

Содержание SiO_2 , Na_2O и MgO в пределах потоков сильно варьирует, причем даже на участках, расположенных друг от друга на расстоянии 0,5 м по простиранию (поток 12). Однако все-таки можно проследить, что в ряде потоков (2, 3, 6, 9, 14, 18) количество SiO_2 возрастает от подошвы к кровле, как и Na_2O (потоки 9, 14, 16), а MgO уменьшается. Отношения K_2O/Na_2O и

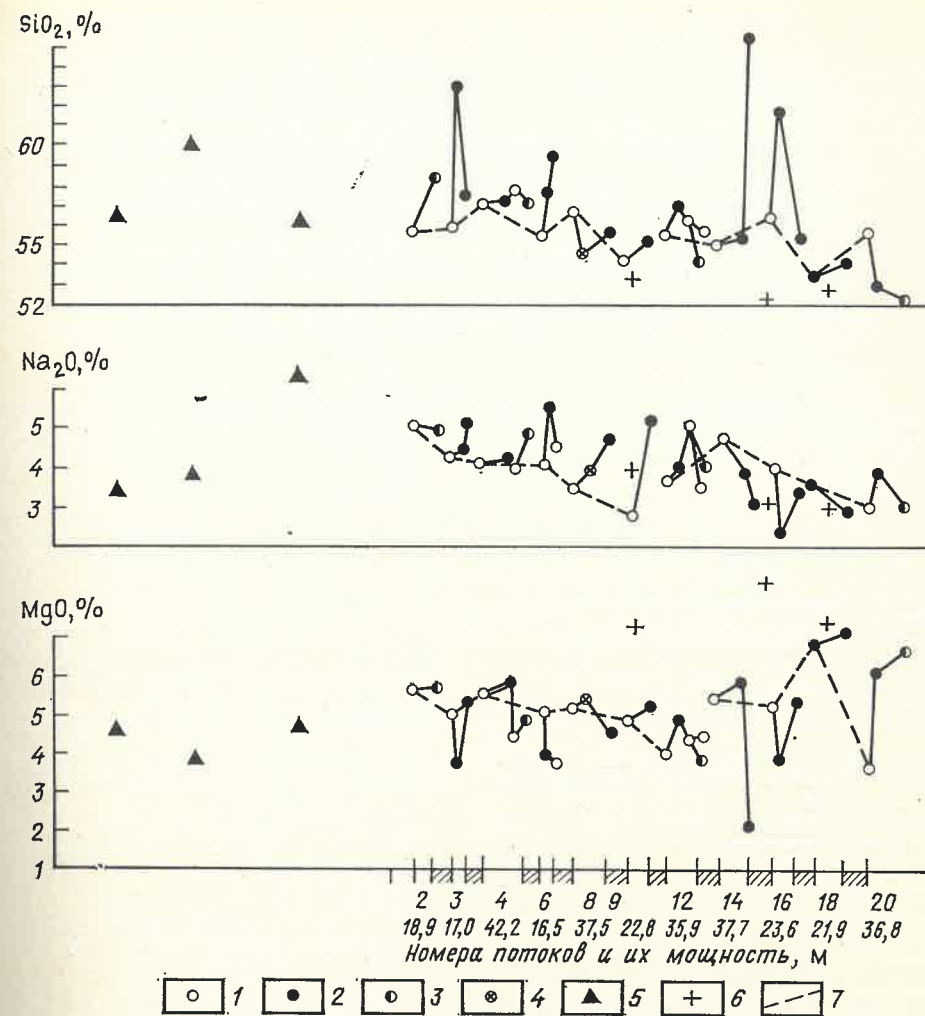


Рис. 2. Изменение содержаний SiO_2 , Na_2O , MgO в амфиболитах устья р. Снежница:

амфиболиты: 1 — массивные, 2—4 — миндалекаменные (миндалины заполнены кварцем (2), эпидотом

(3), кварц-плагиоклазовым агрегатом (4)); 5 — биотит-роговообманковые плагиосланцы; 6 — габбродиабазы амфиболитизированные; 7 — линия, соединяющая составы приподошвенных частей потоков; заштрихованы неопробованные интервалы

MgO/FeO изменяются в пределах потоков не закономерно. Иными словами, можно констатировать, что в ряде потоков отмечается дифференциация, и их приподошвенные части являются несколько более основными, чем кровлевые.

Для определения закономерностей изменения содержания окислов по разрезу исследованы только приподошвенные части потоков, так как в них практически нет миндалины и состав их более стабилен.

Несмотря на колебания содержаний SiO_2 , Na_2O и MgO в амфиболитах при-

подошвенных частей потоков (ломаная линия, см. рис. 2) можно видеть, что они уменьшаются снизу вверх по разрезу. При этом с известной долей условности, можно выделить два цикла (этапа): от потока 2 к 9 и от 12 к 20 (в последнем при общей тенденции к уменьшению наблюдаются более резкие колебания содержаний). Следовательно, для амфиболитов устья р. Снежница установлен антидромный стиль изменения составов.

Составы амфиболитизированных габбродиабазов отличаются от такового вмещающих амфиболитов большей ос-

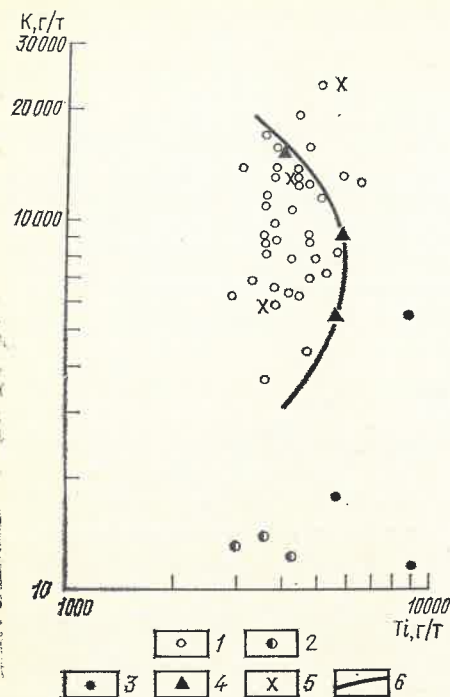


Рис. 3. Диаграмма титан—калий для амфиболитов и биотит-амфиболовых плагиосланцев устья р. Снежница:

1 — амфиболиты и биотит-амфиболовые плагиосланцы; средние составы верхнеархейских и современных вулканитов, по К. Конди [5]; 2 — коматитовых базальтов, 3 — толеитов, 4 — андезитов, 5 — современных андезитов; 6 — тренд верхнеархейских андезитов

новностью и стабильностью, что типично для вулcano-плутонических ассоциаций.

Сравнение составов амфиболитов устья р. Снежница и метавулканитов архейских зеленокаменных поясов мира [2, 3, 5, 6, 8] показывает, что они по содержанию CaO , Na_2O и других оксидов занимают промежуточное положение между толеитами и андезитами. Снежнинские амфиболиты характеризуются также более низкой концентрацией щелочей при аналогичной кремнекислотности. От толеитов срединно-океанических хребтов они отличаются более высокими содержаниями FeO , MgO , CaO , более высокой магнетиальностью и низкой глиноземистостью [5].

На диаграмме $\text{K}—\text{Ti}$ точки составов снежнинских амфиболитов сосредоточиваются вокруг тренда верхнеархейских андезитов [3, 5] (рис. 3). Для них типична пониженная титанистость,

приближающаяся к таковой современных андезитов.

Таким образом, верхнеархейские амфиболиты устья р. Снежница по характеру залегания, строению потоков и химизму сопоставляются с метаандезитами и метабазами других зеленокаменных поясов этого же возраста, слагающими средние и верхние части разрез.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вревский А. Б. Коматиты раннедокембрийского пояса Полмос—Порос (Кольский п-ов) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 5. С. 1216—1219.
2. Геология и петрология архейского граница зеленокаменного комплекса Центральной Карелии/Под ред. К. О. Кратца.—Л.: Наука, 1978.
3. Зеленокаменные пояса древних щитов/Отв. ред. И. В. Лучицкий.—М.: Наука, 1982.
4. Имандра-Варзугская зона карелид/Отв. ред. Г. И. Горбунов.—Л.: Наука, 1982.
5. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.—М.: Мир, 1983.
6. Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира.—М.: Недра, 1984.
7. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита.—Л.: Наука, 1974.
8. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.—М.: Недра, 1980.
9. Маракушев А. А., Фельдман В. И. Реконструкция первичной природы метаморфических пород по петрохимическим данным. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 6. С. 59—81.
10. Мирская Д. Д. Метабазиты и метавулканиты восточного побережья Кольского полуострова/Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 33—44.
11. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота.—М.: Недра, 1988.
12. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохимические реперы докембрия Кольского полуострова.—Л.: Наука, 1978.
13. Федоров Е. Е., Федорова М. Е., Цюнь О. В. Проблемы стратиграфии, тектоники и металлогении восточной части Имандра-Варзугской зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 56—65.
14. Vishakhathan S. R. Komatiite occurrences in the Kolar greenstone belts of Karnataka state, India, their metallogenic significance // Geol. Surv. India, Misc. Publ. 1979. N 34. Pt. 2. P. 95—101.

Принята 30 января 1989 г.

УДК 552.53

© Коллектив авторов, 1990

Формирование мульд погружения в соленосных толщах Старобинского месторождения

Д. П. ПЕТУХОВ (ПО «Белорускалий»), И. А. ОДЕССКИЙ, К. Л. КОКОРЕВА (Ленинградский горный институт), А. Ф. ДАНИЛЕВИЧ, В. А. ШАПЛЫКА (ПО «Белорускалий»)

Проблема формирования мульд погружения в соленосных толщах Старобинского месторождения чрезвычайно важна, так как с этими структурами чаще всего связаны газодинамические процессы, создающие опасность выбросов при производстве подземных работ. Однако до сих пор она не имеет принципиального решения и прежде всего потому, что каждый раз при исследовании затрагивались лишь отдельные стороны проблемы, связанные с теми или иными техническими возможностями обнаружения и борьбы с газодинамическими процессами в пределах мульд погружения. Между тем необходимо комплексное ее рассмотрение, при этом важнейшим звеном является геологическая обстановка, приводящая к образованию этих мульд. Геологический анализ ситуации должен решить два основных вопроса: 1) выявить возможную природу возникновения мульд погружения с целью предсказания их местоположения; 2) представить модель механизма формирования мульд с тем, чтобы установить степень их выбросоопасности.

Предварительный прогноз участков развития указанных мульд в большой степени связан с выявлением их природы, что позволяет заранее оконтуривать зоны повышенной концентрации мульд погружения вообще и оценивать степень их выбросоопасности, в частности. Выяснение механизма формирования мульд должно обеспечить возможность оперативного прогноза выбросоопасных участков наряду с другими применяющимися и разрабатываемыми техническими средствами прогноза, такими как сейсмодослеживания, газоотбор, термические измерения при истечении газа и т. п.

Старобинское месторождение калийных солей расположено в западной краевой части Припятского прогиба. В его геологическом строении принимают участие кристаллические породы

докембрийского фундамента и осадочный чехол, представленный верхнепротерозойскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Продуктивная толща приурочена к отложениям фаменского яруса верхнего девона, которые в свою очередь подразделяются на три части: 1) межсолевую, сложенную доломитизированными известняками с прослоями алевролитов, песчаников, карбонатных глин и мергелей (42—134 м); 2) верхнюю соленосную, представленную многократным чередованием хорошо выдержанных пластов каменной соли (от первых метров до 47 м) с пластами глинисто-карбонатных и галопелитовых пород (2—50 м); надсолевую глинисто-мергельную.

Соленасыщенность продуктивной толщи составляет 42—53 % и возрастает с запада на восток. Калийные горизонты в разрезе имеют подчиненное значение и обычно приурочены к мощным пластам каменной соли. В пределах месторождения установлены четыре калийных горизонта (сверху вниз): первый, второй, третий и четвертый.

Четвертый горизонт изучен недостаточно, вскрыт только на глубине 600—800 м; мощность его колеблется от 4,6 до 38,6 м. В нем выделены два продуктивных пласта: верхний (0,73—0,78 м) с содержанием KCl 32—39 %, н. о. 4,7—5,4 % и нижний (2,36—2,9 м) с содержанием KCl 17—20 %, н. о. 4,2—8,7 %. Третий горизонт имеет наибольшую мощность и площадь распространения. Глубина залегания его кровли колеблется от 350 до 1243 м, минимальная (350—600 м) наблюдается в краевых частях месторождения. Мощность горизонта от 5—14 до 25—28 м, чаще всего 17—23 м, максимальные ее значения отмечены в центральной, наиболее погруженной части месторождения. Промышленное значение имеет только нижняя сильвинитовая пачка мощностью 3—4,5 м, с со-

4735
4672
4715
4758
4792
4794
4756
4529
4822
4546

держанием KCl 21—28 %, н. о. 4—7 %. В пределах нижнего пласта отмечаются зоны осложнения, так называемые мульд погружения, некоторые из них при их пересечении в процессе ведения горно-подготовительных и очистных работ выбросоопасны. По состоянию на 01.01.87 г. в целом по месторождению выявлены 139 мульд погружения. Второй горизонт распространен не на всей площади месторождения, его кровля залегает на глубине от 368 до 817 м, мощность 1—4,38 м. Содержание KCl в продуктивном пласте 24—32 %, н. о. 3—8 %. Первый горизонт имеет небольшую площадь распространения. Глубина залегания его кровли колеблется от 352 до 616 м; мощность 2,11—7,3 м; среднее содержание KCl 19 %, н. о. 20—21 %.

Анализ особенностей геологического строения месторождения и морфологии мульд погружения привел А. Е. Ходькова [3] к представлениям о том, что полости в соляных породах, заполненные сжатым газом, возникли в результате выщелачивания солей циркулирующими в них слабонасыщенными остаточными растворами. Не обсуждая причин локальной циркуляции растворов, он в то же время предлагал искать причины происходящих процессов в нижележащих толщах.

Развивая изложенную выше концепцию, необходимо прежде всего ответить на следующие основные вопросы: что является источником активных растворов, с которыми связывается выщелачивание горных пород и возникновение в них полостей; какова природа газа, создающего выбросоопасную ситуацию; каковы условия, благоприятствующие возникновению высоких давлений газа; чем вызвана локализация газодинамических зон; каковы причины формирования мульд погружения; с какими геологическими процессами следует связывать механизм формирования газодинамических зон. Только после этого можно рассчитывать на построение реальной модели всего явления в целом.

Итак, источником слабонасыщенных растворов являются галопелиты, составляющие значительную часть разреза продуктивной толщи. Седиментационные воды, заполнявшие поровое пространство в хемогенно-терригенных

породах, имеют соленость, соответствующую солености бассейна аккумуляции, и в дальнейшем в процессе уплотнения осадка активно выжимаются из него, особенно на первом диагенетическом этапе литогенеза, когда происходит свободное уплотнение осадочного материала на глубинах 200—300 м с потерей подвижной воды [2]. При этом объем отжимаемой воды составляет примерно 60—80 % от первоначального объема, который занимали галопелиты. Вполне естественно, что с потерей седиментационной воды сокращается и мощность пород, которые в настоящее время фиксируются лишь в виде маломощных, но достаточно выдержанных по простиранию глинистых прослоев.

Природа газа, заполняющего выбросоопасные полости, становится ясной, если учесть, что кристаллы многих солей, особенно сильвина и карналлита, отличаются высоким содержанием микровключений газа, находящегося в породе под большим давлением (до 6 МПа). Как показали исследования Л. Г. Травниковой [2], основная доля газа выбросоопасных зон, судя по химическому составу приходится на так называемый аутигенный газ, который обнаруживается в виде микровключений в породе.

Создание избыточного давления в местах концентрации газа связано, с одной стороны, с высоким давлением газа в микровключениях, а с другой — с площадью газосбора, на целый порядок превышающей площадь ядра мульды погружения. Исходя из представлений о том, что литификация осадочной толщи прошла не только диагенетическую перекристаллизационную стадию, но и катагенетическую, когда широкое развитие приобретали процессы замещения легкорастворимых солей труднорастворимыми, была прослежена изменчивость содержания таких порообразующих элементов, как кремний, алюминий, магний, кальций и железо. В качестве объекта опробования был выбран слой сильвинита, участвующего в образовании мульд погружения. Образцы породы отбирались в направлении от ядра мульды к ее крыльям через каждые 2 м. Для получения значимых результатов использовано суммарное отношение крем-

1. Изменение соотношений элементов по радиусу мульды погружения

№ п/п	Si/Al	%	Si/Mg	%	Si/Ca	%	Si/Fe	%	Среднее, %
1	10	85	2,3	46	7,3	100	15,0	100	83
2	12	100	4,9	98	7,3	100	5,0	33	83
3	10	85	5,0	100	3,0	41	5,0	33	65
4	10	85	5,0	100	2,0	28	3,3	22	59
5	10	85	3,3	66	1,7	23	1,7	11	46
6	10	85	5,0	100	2,0	28	2,0	13	56
7	10	85	3,3	66	2,0	28	3,3	22	51
8	10	85	3,3	66	2,0	28	2,0	13	48
9	7,5	62	3,0	60	3,0	41	2,1	14	44
10	7	58	3,5	70	1,4	19	2,3	15	41
11	10	85	3,3	66	2,0	28	2,0	13	47
12	5	42	3,3	66	2,0	28	2,0	13	37
13	3	25	0,3	6	—	—	0,6	4	12

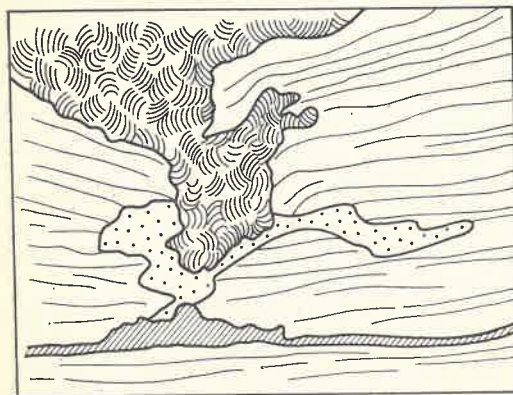
ния к каждому из перечисленных выше элементов (табл. 1).

Соотношения содержаний соответствующих элементов в породе получены с помощью полуколичественного спектрального анализа. Те же соотношения переведены в условные проценты, рассчитанные от максимальных значений соответствующих отношений, каждое из которых принято за 100 %. Это равносильно приведению всех используемых значений к общему знаменателю с целью дальнейшего их суммирования и получения среднего значения их суммы. Из таблицы следует, что при удалении от ядра мульды глубина развития процессов замещения постепенно падает, но тем не менее ими охвачены породы, расположенные далеко за ее пределами (диаметр мульды 5—6 м). Таким образом, площадь, охваченная выщелачиванием, в несколько раз больше площади ядра мульды, что обеспечивает приток к нему значительного количества газа.

Локализация газовой шапки в ядре мульды оказывается возможной благодаря экранирующим свойствам горных пород, входящих в состав перекрывающей части разреза. Низкая проницаемость хемогенных и глинистых пород хорошо известна, в частности, в нефтяной геологии, где с ними связывают литологические ловушки жидких и газообразных углеводородов. В то же время эти породы становятся проницаемыми для флюидов в случае их повышенной кавернозности и трещиноватости на определенных этапах преобразования соленосных толщ.

Вблизи и внутри мульд погружения обнаружены трещины двух типов: макро- и мезотрещины. Макротрещины обычно широко развиты и легко прослеживаются по выработкам не только вблизи мульд, но и далеко за их пределами. Они имеют тектоническую природу, ширина их достигает нескольких сантиметров, они заполнены красным сильвином и карналлитом, иногда по ним наблюдаются смещения. Благодаря повсеместному развитию этих трещин создается впечатление, что они не имеют прямого отношения к образованию мульд погружения. Более того, их роль в создании локальных концентраций газа вообще сомнительна, так как они способны в большей степени его рассеивать, чем собирать. Мезотрещины, отчетливо выраженные в ядрах мульд погружения, несомненно являются результатом проседания пород, спровоцированного процессами выщелачивания. Они также заполнены красным сильвином и карналлитом и имеют по отношению к мульде радиально-концентрическую ориентировку. С ними связан будинаж, которому подвержены галопелиты. Данные трещины пассивны и не могли играть какой-либо роли в качестве путей циркуляции растворов при катагенезе.

Существует, однако, еще третий тип — микротрещины. Они имеют нитевидный или волосной характер и могут быть обнаружены только при тщательном изучении прозрачных и полупрозрачных пород в пределах мульд погружения. Эти трещины многочисленны, пронизывают породы густой



1 — соленосная толща; 2 — диапир в галопелитах; 3 — мульда погружения; 4 — зона диагенетически измененных пород

Соотношение мульды погружения и диапира, вскрытых при проходке горно-подготовительной выработки:

1 — соленосная толща; 2 — диапир в галопелитах; 3 — мульда погружения; 4 — зона диагенетически измененных пород

сетью и их роль в процессах выщелачивания не подлежит сомнению. Природа возникновения этих трещин, как нам представляется, связана с локальными тектоническими напряжениями, возникающими в горных породах.

Долгое время причины возникновения мульды погружения были неясны, так как в процессе горнопроходческих работ вскрывались лишь отдельные их части. Это не давало возможности выполнить полную реконструкцию строения мульды. В 1985 г. одним из авторов при проходке горно-подготовительной выработки была произведена фотодокументация мульды (рисунок), которая позволила обнаружить особенности строения ее «корней». В основании мульды оказался небольшой диапир, выполненный пластичными породами. Многочисленные наблюдения также фиксировали аналогичные местные раздувы мощности отдельных горизонтов, вызванные пластичным течением горных масс. Установленная непосредственная связь диапира с мульдой погружения позволяет воссоздать общую картину формирования таких мульд и связанную с ними выбросоопасность.

Итак, природу и механизм формирования мульды погружения в соленосных толщах Старобинского месторождения можно представить следующим образом. Во время соленакопления на дне древнего солеродного бассейна суще-

ствовали различные седиментационные условия, что определило достаточно мозаичное распределение осадочного материала. На фоне ареала преобладающей хемогенной седиментации появлялись зоны относительного гидродинамического затишья, приуроченные к понижениям рельефа дна (локальным депрессиям), где происходило накопление наряду с солями и глинистого материала. По мере последующего захоронения в осадках под вышележащими образованиями начинали развиваться процессы литогенеза, выражавшиеся в последовательном уплотнении горных пород, их перекристаллизации и изменении химического состава. Уплотнение осадков, сопровождавшееся потерей седиментационной воды, началось еще на стадии сингенеза, но наибольшего развития их обезвоживания достигло на стадии диагенеза, что соответствовало глубинному положению этих осадков (десятки метров). Одновременно с обезвоживанием началась перекристаллизация солей, а при достижении породами глубины залегания 200—300 м диагенез сменился катагенезом, что выразилось, в частности, в активном развитии процессов выщелачивания и минерального замещения.

Вследствие неоднородности строения геологического разреза по площади процессы литогенеза в соленосной толще развивались неодинаково. Различия в плотностных характеристиках пород привело к неравномерному распределению по площади геостатического давления, что вызывало перемещение пластичных масс горных пород и диапиризм. Можно предположить, что в тех местах, где в разрезе преобладали галопелиты, в силу их высокой водонасыщенности геостатическое давление при прочих равных условиях было минимальным. Поэтому именно к этим участкам было направлено течение пластичных масс. Такому течению способствовали и изначальные наклоны рельефа палеодна к центру локальных депрессий.

Развитие диапиризма должно было привести к возникновению тектонических напряжений отрыва в вышележащих породах, которые реализовались в появлении густой сети микротрещин типа кливажа, создавая, таким образом, возможность для циркуляции по-

2. Некоторые химические показатели галопелитов, %

Показатели	а	б	Ядро мульды		д	е
			в	г		
Н. о. в HCl	52,73	52,15	51,00	50,00	50,59	52,55
Н. о. в H ₂ O	46,08	56,00	56,00	58,36	49,52	47,40
CaCl ₂	1,07	1,10	1,00	0,60	0,68	1,28
CaSO ₄	8,80	6,75	5,44	5,23	7,20	7,61

Примечание. а, б, в, ... — точки опробования при пересечении одной из мульд.

земных вод. Источником таких вод могли быть галопелиты, из которых эти воды постепенно выжимались вследствие возрастающего геостатического давления. Благодаря слабой насыщенности солями эти воды обладали высокой агрессивностью по отношению к легкорастворимым породам, вызывая их растворение и высвобождение заключенного в них газа. При этом происходило не только растворение горных пород и вызванное этим их проседание, т. е. образование мульды погружения, но и формирование химического состава как самих горных пород, так и газов, заполняющих открытые полости.

Покидая галопелиты, седиментационные воды выносили из них не только легкорастворимые, но и труднорастворимые соединения, т. е. кремнистые. Попадая в вышележащие трещиноватые породы, эти воды продолжали растворять галоиды, сульфаты и карбонаты, одновременно замещая их принесенным кремнеземом. В табл. 2 отражено распределение (по данным химического анализа) легкорастворимых солей в галопелитах, слагающих ядро мульды. Из таблицы следует, что в центральной части мульды, где наиболее активно проявляли свою деятельность подземные воды, содержание в породах растворимых солей существенно падает. При этом процесс их выноса, а следовательно, и замещение труднорастворимыми соединениями зашел настолько далеко, что частично вынесенными оказались даже карбонатные соли; это четко проявлено в соотношении нерастворимого остатка, полученного при обработке проб соляной кислотой и водой.

Седиментационные воды, покидая га-

лопелиты, уносили с собой не только перечисленные выше химические соединения, но и газы, возникавшие в результате разложения рассеянной в галопелитах органики, — прежде всего азот и углеводороды. Газообразные продукты разложения органического материала могли поступать и из самих солей, в которых нередко обнаруживаются остатки обугленной древесины.

Пространство, в котором происходила циркуляция растворов, ограничено областью распространения микротрещиноватости горных пород, вызванной диапиризмом. Радиус такой области зависел от размеров диапира и стадии его развития. При этом степень раскрытости трещин была неодинакова: по мере удаления от ядра диапира они должны были раскрываться больше, при приближении к границе области развития трещиноватости вообще исчезали. Таким образом, наиболее оптимальная обстановка для циркуляции растворов могла создаваться в верхней части этой области, соответствующей апикальной части мульды погружения. Именно здесь наиболее активно развивались процессы химического замещения, и в силу своей летучести мог концентрироваться газ в виде газовой шапки. Отмеченная закономерность подтверждается практикой вскрытия мульды погружения двухъярусными лавами. Каждый раз выбросоопасные зоны оказываются приуроченными к верхним лавам, т. е. к сводовым частям мульды.

Исходя из разработанной выше концепции формирования мульды погружения, можно высказать предположение относительно времени формирования этих мульд и их выбросоопасности. По-видимому, их формирование началось

в эпоху завершения аккумуляции соленосной толщи, когда реально могла проявляться дифференциация по площади геостатического давления, а завершился этот процесс, когда выбросоопасные горизонты оказались на глубине порядка 200—300 м и свободная вода в основном ушла из галопелитов в результате их уплотнения. Возможность удержания в пределах мульд газовых скоплений в одних случаях обеспечивалась благодаря непроницаемости экранирующих пород, в других — могла отсутствовать (вследствие диссипации газа или его улетучивания через тектонические трещины).

Принимая изложенный выше механизм формирования мульд погружения, получаем возможность наряду с существующими методами их обнаружения и оценки выбросоопасности применить метод вещественного анализа, основанный на весьма дешевой и экспрессной полуколичественной спектроскопии.

Подводя итог, подчеркнем некоторые наиболее благоприятные факторы, спо-

собствующие возникновению в породах Старобинского месторождения газодинамических явлений: 1) наличие в разрезе галопелитов и газосодержащих солей (сильвина и карналлита) значительной мощности; 2) достаточно крупные размеры зон выщелачивания, определяющие в свою очередь размеры мульд погружения; 3) интенсивность протекания процессов катагенеза; 4) близость газодинамической зоны к апикальной части мульды; 5) отсутствие или редкая сеть разгрузочных тектонических макротрещин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ломтадзе В. Д. Изменение влажности глины при уплотнении большими нагрузками // Ученые зап. ЛГИ. 1953. Т. 29. Вып. 2. С. 103—123.
2. Травникова Л. Г. Происхождение газов в соленосных отложениях нефтегазоносных бассейнов по изотопно-геохимическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Л., 1987.
3. Ходьков А. Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32. С. 314—338.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 550.42 : 552.321.1 (571.66)

© Коллектив авторов, 1990

Гранитообразование в зоне перехода континент — океан (на примере Ахотенского массива на Камчатке)

В. И. ВИНОГРАДОВ, И. И. ВИШНЕВСКАЯ, В. С. ГРИГОРЬЕВ,
Б. Г. ПОКРОВСКИЙ (ГИН АН СССР)

Проблема образования гранитоидов сегодня вряд ли может иметь универсальное решение. Вероятно, существуют разные природные механизмы гранитообразования, и их реализация зависит от конкретных обстановок. В настоящее время проблема заключается в поисках объектов, для которых частное решение казалось бы очевидным. Только накопив материал по таким модельным объектам, можно подойти к обоснованным обобщениям и проверке гипотез.

Существующие гипотезы гранитообразования [7] условно можно разделить на три группы: 1) модели магма-

тической дифференциации вещества, включая частичное плавление; 2) модели контаминации, к крайней ветви которых относится анатексис; 3) модели метасоматического преобразования пород.

Приведем конкретный пример образования гранитоидного вещества в зоне активного вулканизма Камчатки. Опираясь на изотопные данные, можно с большой определенностью говорить о генезисе этого объекта. Камчатский регион особенно благоприятен для решения проблемы формирования кремнекислых пород. Вдоль восточного побережья Камчатки с продолжением

на Курильские острова протягивается зона активного вулканизма. Основной фон вулканических извержений — базальтовый и андезито-базальтовый. Геолого-тектоническая позиция вулканической зоны делает маловероятным наличие здесь больших масс древнего сиалического вещества. Тем не менее, некоторые вулканы характеризуются периодами излияния кислых лав, образуют обширные поля пемз и игнибритов. В пределах вулканической зоны, особенно в южной ее части, формируются массивы гранитоидов. Камчатка не является в этом отношении исключением среди других островных дуг мира, и вопрос о причинах появления кремнекислых расплавов в областях андезито-базальтового вулканизма имеет общее значение.

Геолого-петрографическая характеристика массива. Ахотенский интрузивный массив располагается в 80—90 км к югу от г. Петропавловска-Камчатского. Его выход имеет форму овала размером (8—9) × (12—15) км и занимает площадь около 150 км². На востоке он ограничен береговой линией, а на западе — вулканической постройкой вулкана Мутновского. Интрузив прорывает вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения миоцена.

Геолого-петрографическая характеристика гранитоидов Южной Камчатки и, в частности, Ахотенского массива, дана в серии публикаций [4, 12 и др.]. Исследователи отмечают ряд особенностей строения интрузива. Положение его четко контролируется разрывными нарушениями. Набор горных пород разнообразен — от габбро до гранитов, гранит-пегматитов и аплитов. Контактные взаимодействия с вмещающими породами проявлены в виде небольшой по мощности зоны ороговивания. Взаимодействие между интрузивными фазами обычно не выражено. Геолого-структурное положение гранитоидных тел свидетельствует о малой глубине их образования.

Результаты петрографического изучения пород, по которым были выполнены изотопные анализы, находятся в полном соответствии с результатами прежних исследований. Породы основного состава представлены различными габброидами и жильными габбро-диабаз-порфиридами в виде самостоя-

тельных тел и ксенолитов. В последних все габбро амфиболизированы. Отмечены единичные сохранившиеся ксено-кристаллы ромбического пироксена и реликты основного плагиоклаза в центральных зонах кристаллов.

Основной объем эродированной части массива сложен биотит-роговообманковыми гранодиоритами и крупнозернистыми кварцевыми диоритами. Большое количество ксенолитов свидетельствует о малой глубине эрозионного среза. Видимо, здесь представлена апикальная часть интрузивного тела. Не исключено, что далее в глубь массива гранодиориты могут смениться гранитами. Среди гранодиоритов встречаются участки кварц-полевошпатового состава. Образование выплавов этих кислых пород сопровождалось метасоматическими изменениями, которые привели к появлению порфиобластов кварца и лейстового альбита. С этим же процессом, по-видимому, связано образование в габброидах турмалина.

Изучение имеющегося материала показывает, что Ахотенский массив сложен петрографически свежими породами нормального магматического ряда, которые не обнаруживают признаков сколько-нибудь существенной вторичной проработки.

Экспериментальные методики. Используемые экспериментальные методы изотопных исследований были подробно описаны ранее [5]. Принципиальных изменений с тех пор не произошло. Применяемые сейчас трасеры имеют большую степень обогащения. Твердофазные измерения проводятся на масс-спектрометре МАТ-260 (ФРГ), изотопный анализ кислорода — на масс-спектрометре МИ-1201В, снабженной системой напуска СПВП (ПО «Электрон», г. Сумы). Изотопный состав водорода измеряется на модернизированном масс-спектрометре ГД-150 (ФРГ).

Изотопный состав неодама также измерялся на масс-спектрометре МАТ-260 и контролировался измерениями на приборе МА-261 в ИГГД АН СССР. Неодим выделялся по методике К. Аллегре (1976), которая в нашей стране впервые была воспроизведена в ИГЕМ АН СССР [9]. В качестве эталона использовался предложенный им раствор с принятым значением отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 512442 ± 8 при нормировании по

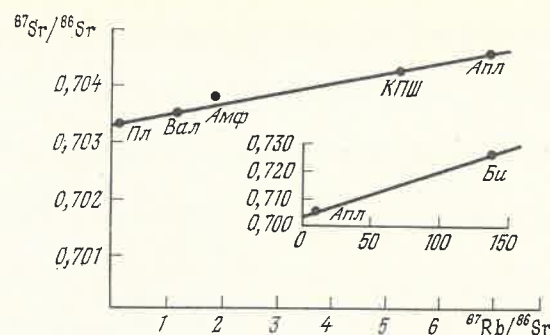


Рис. 1. Rb—Sr эволюционная диаграмма мономинеральных фракций и валовых проб:

Амф — амфибол, Апл — аплит, Би — биотит, Вал — валовая проба, Кв — кварц, КПШ — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз

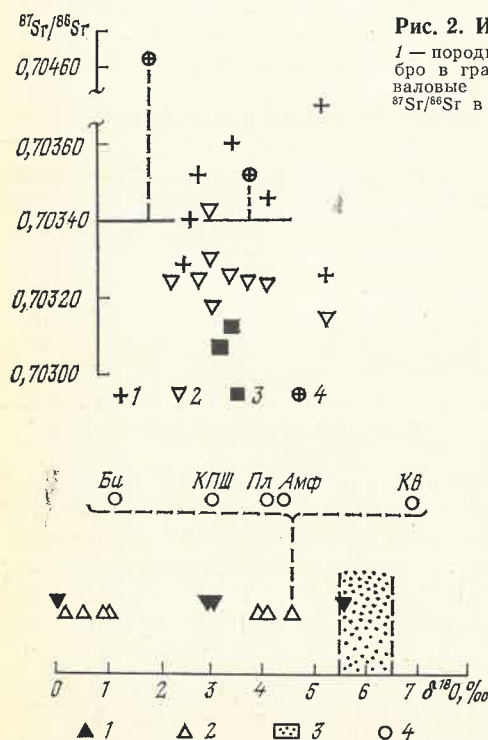


Рис. 2. Изотопные отношения стронция в породах массива:

1 — породы кислого состава; 2 — ксенолиты амфиболитизированных габбро в гранодиоритах; 3 — вмещающие базальты и габбронориты; 4 — валовые пробы; линия 0,70340 отвечает начальному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах кислого состава

Рис. 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в валовых пробах и мономинеральных фракциях обр. 2443:

1 — породы основного состава; 2 — породы кислого состава; 3 — поле, отвечающее мантийным значениям; 4 — минеральные фракции гранита

отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$. Полученное нами среднее значение этого отношения по измерениям в течение года составило $0,51243 \pm 2$ (2σ).

Результаты изотопных исследований. Получена рубидий-стронциевая изохрона по мономинеральным фракциям из гранодиорита (плагиоклазу, амфиболу, калиевому полевому шпату и биотиту) с возрастом $11,4 \pm 0,3$ млн лет, отвечающим границе среднего и верхнего миоцена, и начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $0,70340 \pm 7$ (табл. 1, рис. 1). На ту же изохрону ложится валовая

проба аплита, почти нацело состоящего из калиевого полевого шпата. Это означает, что временной разрыв между внедрением гранитового расплава и формированием аплита, если и был, то не превышал нескольких сотен тысяч лет.

Ранее [7] нами были изучены мономинеральные фракции, выделенные А. В. Колосковым из двух образцов гранодиорита, отобранных на юго-востоке массива на побережье бухты Ливенчичной (см. табл. 1). Фракции аплита, амфибола и плагиоклаза дают

1. Рубидий-стронциевые характеристики мономинеральных фракций и валовых проб

№ образца	Материал	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Rb	Sr		
2439	Валовая проба	74,3	173,9	1,236	0,70352
	Плагиоклаз	14,3	415,4	0,099	0,70334
	Амфибол	17,8	27,0	1,915	0,70376
	Калиевый полевой шпат	189,4	103,2	5,307	0,70429
2740	Биотит	398,1	8,1	141,930	0,70626
	Валовая проба	108,1	45,0	6,951	0,70462
	Плагиоклаз	5,9	599,2	0,28	0,70347
	Амфибол	3,5	30,4	0,33	0,70366
2209*	Биотит	323,3	11,8	79,17	0,72000
	Плагиоклаз	9,8	577,8	0,05	0,70351
	Амфибол	20,1	30,4	1,91	0,70427
	Биотит	287,6	16,3	50,93	0,71305

* Данные из работы [7].

2. Изотопный состав кислорода и стронция в породах и минералах

№ образца	Характеристика образца	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ $\pm 0,2$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 0,00005$
2426	Габбронорит	5,6	0,70307
2430	Габбродиабаз-порфирит	3,0	0,70323
2451	То же	3,0	0,70326
2429	„, ксенолит в гранодиорите	—	0,70344
2425	„, турмализированный	—	0,70330
2428	„	0,0	0,70325
2427	„	—	0,70317
2439	Биотит-роговообманковый гранодиорит с реликтами гиперстена	4,6	0,70352
	Биотит	1,1	0,72626
	Калиевый полевой шпат	3,0	0,70429
	Амфибол	4,4	0,70376
	Плагиоклаз	4,4	0,70334
	Кварц	6,9	—
2442	Биотит-роговообманковый гранодиорит с реликтами гиперстена	0,7	0,70340
2440	То же, с аплитовым материалом	3,9	0,70352
2438	„, с порфириобластами кварца	0,2	0,70346
2443	Лейкократовый биотит-роговообманковый гранодиорит	4,0	0,70360
2740	Аплит кварцево-калишпатового состава	1,0	0,70462
2443	Сиенито-диорит, включение в обр. 2438	0,8	0,70328
2431	Базальт вмещающей толщи	—	0,70312
2432	Амфиболитизированное габбро — дайка во вмещающей толще	—	0,70323
2435	То же	—	0,70324

изохронные зависимости с возрастом 14,7 и 12,9 млн лет и начальными изотопными отношениями стронция 0,70359 и 0,70393 соответственно, т. е. более высокими, чем изохронные значения возраста и начального отношения, полученные по образцу гранодиорита из центральной части массива. Не исклю-

чено, что эти различия отражают реальную длительность времени становления пород Ахотенского массива и непостоянство условий гранитизации. Этот вопрос нуждается в дальнейшем специальном изучении.

В табл. 2 и на рис. 2 приведены измеренные, т. е. без поправки на воз-

раст, изотопные отношения стронция в различных породах массива. Естественно, что для габброидов измеренные отношения практически равны начальным, а для кислых пород с более высоким отношением Rb/Sr они выше. Реальные значения точно известны для двух образцов (показано пунктиром на рис. 2). Можно предположить, что и остальные образцы кислых пород имеют такое же начальное отношение изотопов стронция.

Самое низкое изотопное отношение стронция (0,70302) отмечено в образце габбронорита* и почти такое же (0,70312) в обр. 2431 из вмещающих гранитоидный массив базальтов. Очевидно, что значение 0,7031 может быть принято как верхний предел исходного изотопного отношения стронция пород первой фазы. В ходе их последующих преобразований происходило увеличение содержания радиогенного стронция вплоть до значения изотопного отношения 0,70344, которое зафиксировано в одном из ксенолитов габбро (обр. 2429). Практически такое же начальное изотопное отношение стронция (0,70340) получено для образца биотит-роговообманкового гранодиорита (обр. 2439). Близость изотопных отношений стронция в породах основного и кислого состава свидетельствует о родственности вещества тех и других. На рис. 2 хорошо видна направленность изменений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от базальтов и габбро через амфибололизированное габбро к породам кислого состава.

Как мы уже обосновывали раньше [2, 3], изотопные отношения стронция в современных лавах Камчатки и Курильских островов, равные в среднем 0,7033, есть следствие процессов контаминации. Исходное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантийном веществе, породившем эти лавы, было равно или ниже 0,7030. Данные по Ахотенскому массиву дают наглядную картину подобной контаминации.

Начальное отношение изотопов стронция в гранодиорите равно или близко к среднему для габброидов и вообще попадает в так называемый

* Название породы условно — образец взят в центральной части крупного базальтового силла.

«мантийный» ряд. Для более древних гранитов такое совпадение часто используется как доказательство «мантийного» происхождения гранитов. Рассматриваемый здесь пример показывает неправомочность подобных заключений.

Изотопный состав неодима определен для трех образцов. Для гранодиорита (обр. 2443), аплита и габбронорита были получены значения ξNd соответственно +9,2, +9,8 и $+11,6 \pm 0,4$. Как и данные по изотопному составу стронция, эти значения вполне отвечают «мантийным». Однако на графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ точки не попадают в зону так называемого мантийного тренда, что говорит о некотором загрязнении мантийного вещества. Такому загрязнению обычно легче поддается стронций. Смещение его изотопного состава от некоторого исходного мантийного значения в породах Ахотенского массива обнаруживается достаточно четко. Однако в данном случае можно говорить также о значимом различии в изотопных отношениях неодима в габброноритах, с одной стороны, и в породах кислого состава, с другой. Таким образом, в кремнекислых породах изотопные отношения стронция и неодима смещены в сторону «континентальных» относительно таких же значений в габбронорите.

Результаты измерений изотопного состава кислорода (см. табл. 2, рис. 3) показывают, что во всех пробах он смещен в сторону легких значений $\delta^{18}\text{O}$ относительно нормального для магматических пород мантийного происхождения (показано точками на рис. 3). В наименьшей степени смещение проявлено в образце габбронорита. Эти данные свидетельствуют о высокотемпературном изотопном обмене кислорода пород с кислородом вод поверхностного происхождения — атмосферных или океанических.

На рис. 3 показано также распределение изотопов кислорода в мономинеральных фракциях гранодиорита. Обращает внимание неравновесное их распределение между полевыми шпатами и другими минералами гранодиорита. Фракционирование ^{18}O в системах кварц — плагиоклаз и кварц — калиевый полевой шпат существенно выше равновесного, а в системах амфибол —

плагиоклаз и амфибол — калиевый шпат наблюдается инверсия. Фракционирование ^{18}O в системах кварц — биотит и кварц — амфибол, по-видимому, не нарушено и близко к значениям, характерным для магматических гранитоидов, не затронутых гидротермальными процессами (Х. Тейлор, С. Шепард, 1986). Температура закрытия этих изотопных систем около 700 °C и, по-видимому, близка к температуре кристаллизации.

Изотопный состав водорода определен в двух минеральных парах биотит — амфибол, выделенных А. В. Колосковым из гранодиоритов Ахотенского массива. Значения δD в амфиболах (—65 и —68) и в биотитах (—84 и —85) попадают в интервал, характерный для подавляющего большинства магматических и метаморфических пород. Равновесная с ними при температурах 600—800 °C вода должна была бы иметь значение $\delta\text{D} - 50$ [13, 14]. В современных местных атмосферных водах и гидротермальных растворах $\delta\text{D} - 100$ [11]. Однако во время образования ахотенских гранитоидов на границе среднего и позднего миоцена климат Камчатки был значительно теплее и соответствовал, по-видимому, субтропическому [10]. Следовательно, изотопный состав атмосферных вод был иным, близким к современным атмосферным водам Корейского полуострова и юга Японии. Изотопный состав водорода в породах Ахотенского массива, таким образом, не противоречит предположению об атмосферном происхождении растворов, хотя и не исключает некоторой примеси вод иного генезиса (например, морских).

Фракционирование изотопов водорода в системе амфибол — биотит составляет в ахотенских гранодиоритах 18 ± 1 ‰, что существенно выше, чем в большинстве гранитоидов. Это может быть связано как с разным временем закрытия изотопных систем амфибол — вода и биотит — вода, так и с относительно низкими температурами кристаллизации ахотенских гранитов. Рассчитать эти температуры не представляется возможным, так как экспериментальные данные по этим системам противоречивы.

Обсуждение результатов. Полученные факты, казалось бы, противоречат

друг другу. С одной стороны, Ахотенский массив представляет собой магматическую интрузию. Слагающие ее породы петрографически свежие, без существенных признаков вторичных изменений. Об отсутствии вторичных изменений говорит и существование изохронной зависимости, которая определяется породами и минералами, имеющими разную степень устойчивости Rb — Sr системы. В пределах экспериментальных ошибок на одной изохроне оказываются и биотит, наименее устойчивый к нарушению Rb — Sr системы, и такие более устойчивые минералы, как калиевый полевой шпат и амфибол. Все это означает, что существенной переработки вещества интрузива после его магматического внедрения не происходило. С другой стороны, данные по изотопному составу кислорода свидетельствуют о крупномасштабном высокотемпературном взаимодействии вещества пород с водами поверхностного происхождения — атмосферными, морскими или их смесью.

Попытаемся согласовать между собой эти противоречивые факты. Прежде всего, по данным изотопного состава неодима и стронция часть вещества ахотенских пород имеет безусловно мантийное происхождение. Это не позволяет предположить сколь-нибудь существенного участия в образовании гранитоидов древнего сиалического материала. Присутствие этого материала в зоне активного вулканизма Камчатки весьма проблематично и по чисто геологическим соображениям. Предположение о регенерации уже существовавшего к моменту интрузии кислого магматического или вулканического материала или продуктов их размыва относительно молодого возраста не решает проблемы. Да и существование такого материала требует доказательств, которые на сегодня отсутствуют.

В последние 10—20 лет широко обсуждается вопрос о роли механизма субдукции в формировании пород континентального облика в пределах островных дуг. Действительно, вулканическая зона Камчатки и Курильских островов располагается вдоль Курило-Камчатского глубоководного желоба с отходящей от нее сейсмофокальной плоскостью. Плавление субдуцирован-

ных осадков в присутствии захваченной морской воды в принципе могло бы объяснить явление кислого магматизма. Однако невозможно в этом случае допустить гетерогенность изотопного состава кислорода, которая отчетливо проявлена в породах Ахотенского массива как в микро-, так и в макромасштабах. Очевидно, что в переработке пород здесь должны были участвовать мощные гидротермальные системы местной циркуляции.

Для данного случая гранитообразования наиболее вероятной представляется гипотеза метасоматического преобразования пород. Магматический (базальтовый) очаг обусловил существование конвекционной системы поверхностных вод. В ходе взаимодействия вода — порода происходила дифференциация вещества пород. Модели такой дифференциации хорошо видны на поверхности близ очагов разгрузки термальных вод и в относительно неглубоких срезках, где породы исходно основного состава преобразуются в конце концов во вторичные кварциты. Частичное плавление метасоматически измененных пород с участием тех же перегретых вод могло привести к формированию всего многообразия кислых пород. Только в рамках подобных механизмов могут быть объяснены наблюдаемые изотопные соотношения элементов в породах Ахотенского массива.

Заключение. Общая схема формирования Ахотенского гранитоидного массива представляется следующим образом. Начало этапа развития гранитоидного магматизма связывается с тепловым импульсом, который был вызван подачей глубинного (мантийного) силикатного расплава, скорее всего, базальтового состава. Причины, породившие этот «первичный» расплав, место и время его возникновения изучаются другими разделами геологической науки.

Вслед за образованием магматического купола или очага включается система глубинной конвекции подземных вод. Принцип их конвективного движения над магматическими камерами был понят в свое время А. М. Овчинниковым [8]. Впоследствии он был детально разработан американскими исследователями, подтвержден конкрет-

ными наблюдениями и является сейчас доказанным фактом.

Взаимодействие циркулирующих вод с породами или расплавом приводит к химической переработке силикатного вещества. Природные модели таких преобразований особенно наглядны в области современного или недавнего вулканизма. Крайним членом химической дифференциации вещества типа базальта или андезита под влиянием флюидной проработки оказываются скопления чистого кремнезема в виде опалитов или вторичных кварцитов. Эти модели иллюстрируют результаты относительно низкотемпературного взаимодействия вода — порода. Столь же дробная, почти поэлементная дифференциация силикатного вещества происходит и при высокотемпературном взаимодействии с водой, которую в этих случаях правильнее называть флюидом. Нагретый до температуры базальтового расплава флюид может вызвать вторичное плавление гидротермально измененных пород и стать причиной различных проявлений кислого магматизма — лав, игнимбритов, экзотрузий или интрузий.

Предлагаемая модель хорошо согласуется с общими соображениями по гранитообразованию. Применительно к кайнозойским гранитоидам Южной Камчатки и Ахотенскому массиву, в частности, близкая модель была предложена ранее [12]. Подобные взгляды развивал В. В. Аверьев, который писал, что «горячий водный флюид можно рассматривать как главный агент особой формы вулканизма, в рамках которой взрывные явления, экзотрузии магмы и гидротермальная деятельность предстают как ассоциация различных проявлений одного процесса» [1, с. 128]. В отличие от предложенных ранее моделей авторы стремятся обосновать поверхностное происхождение преобразующих и гранитизирующих флюидов, не прибегая к гипотезе об их ювенильном мантийном генезисе, как это принято делать в настоящее время. Общие последствия процессов взаимодействия в системе вода — порода при этом не меняются. И в том, и в другом случае камнем преткновения является источник калия. В гипотезе мантийного происхождения флюидов вопрос о его источнике, как и дру-

гих элементов, не рассматривается. В случае поверхностного происхождения флюидов необходимо искать решение этого вопроса.

Пути таких решений связаны с концентрацией некоторых элементов из их рассеянного состояния при взаимодействии вода — порода. В отношении калия это было убедительно продемонстрировано при изучении изменения состава гидротерм морского питания при их высокотемпературном взаимодействии с базальтами. Так, в соленых водах, вскрытых на глубине около 2 км в рифтовой зоне вулкана Килауэа (Т. Дональд, 1987) и в гидротермах океанического дна рифтовой долины хребта Хуан-де-Фука (К. Фон Дамм, 1987), содержание калия примерно в пять раз превышало его содержание в морской воде. Эти и многие другие факты со всей очевидностью свидетельствуют, что существует механизм концентрирования калия при взаимодействии высокотемпературного флюида с базальтами.

Предлагаемый механизм формирования кислых пород может привести к преобразованиям океанической коры в континентальную в структурах островных дуг на океанических островах, в зонах перехода континент — океан, т. е. в тех зонах, где он не затухивается процессами переработки уже существующих в регионе древних фрагментов сиалических пород континентальных блоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М., 1966. Т. 1. С. 118—128.
2. Виноградов В. И., Вакин Е. А. Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. С. 965—968.

3. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Покровский Б. Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора — мантия. М., 1986. С. 78—103.
4. Геология СССР. Т. XXXI. Ч. 1. — М.: Недра, 1964.
5. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала/Под ред. А. В. Пейве и В. И. Виноградова. — М.: Наука, 1983.
6. Жариков В. А. Проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1967. № 6. С. 3—14.
7. Изотопный состав стронция в некоторых проявлениях кислого магматизма на юге Камчатки/В. И. Виноградов, О. Н. Волюнец, В. С. Григорьев, А. В. Колосков // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 1. С. 196—197.
8. Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов // Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., 1961. С. 45—52 (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Вып. 19).
9. Прецизионный изотопный анализ неодима в горных породах/Д. З. Журавлев, И. В. Чернышев, А. Д. Агапова, Н. И. Сердюк // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 23—40.
10. Синельникова В. Н. Детализация стратиграфических схем неогена Дальнего Востока (на примере Западной Камчатки) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 74—81.
11. Таран Ю. А., Есиков А. Д., Чашко А. Л. Дейтерий и кислород-18 в водах Мутновского геотермального района // Геохимия. 1986. № 4. С. 458—468.
12. Шеймович В. С. Геологическое положение кайнозойских гранитоидов Камчатки и их генезис // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 445—448.
13. Experimental studies of hydrogen isotope exchange between amphiboles and water/С. М. Graham, R. S. Harmon, J. Borthwick, S. M. F. Shappard // 5-th Internat. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol. June 27 — July 2, 1981. Nikko Nat. park. Japan, 1981. P. 121—122.
14. Suzuki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. Vol. 40. N 10. P. 1229—1240.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

УДК 550.93 : 552.333 (571.54)

© С. В. Рассказов, А. С. Батырмурзаев,
Ш. А. Магомедов, 1990

Калий-аргоновое датирование базальтов Тункинской долины

С. В. РАССКАЗОВ (ИЗК СО АН СССР), А. С. БАТЫРМУРЗАЕВ,
Ш. А. МАГОМЕДОВ (Институт проблем геотермии Даг. фил. АН СССР)

Между крупными впадинами Байкальской рифтовой зоны — Южно-Байкальской и Хубсугульской — на 200 км протягивается субширотная система небольших суходольных котловин Тункинской рифтовой долины (рис. 1). Одновременно с прогибанием впадин и накоплением в них обломочного материала происходило воздымание и эрозионное расчленение обрамляющих поднятий и невысоких междувпадинных перемычек (отрогов). К перемычкам приурочены проявления кайнозойского вулканизма. Во впадинах базальтовые лавы перемежаются с разновозрастными осадочными отложениями, а на поднятиях перекрывают разновысотные геоморфологические уровни. Изучение базальтов в разрезах осадочно-вулканогенных толщ впадин затруднено без данных бурения глубоких скважин. Между тем базальты поднятий доступны для непосредственных наблюдений.

В настоящей статье их возраст исследуется калий-аргоновым методом с учетом палеогеоморфологической обстановки накопления вулканических толщ. Химические анализы пород выполнены в Институте земной коры СО АН СССР (аналитики Т. А. Лахно, Г. В. Бондарева, Н. Г. Таскина). Радиолого-геохронологическое изучение возраста базальтов проводилось в Институте проблем геотермии Дагестанского филиала АН СССР. Радиогенный ^{40}Ar измерен масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления. Содержание К определены методом фотометрии пламени.

Наиболее интересный участок для оценки начала неотектонических движений в Прибайкалье — антецедентный отрезок долины р. Иркут, прорезавшей северное обрамление Быстринской впадины. Это место известно в литературе как Зыркузунская петля. Непосредственно перед входом в Зыркузунское ущелье, на левом берегу

Иркута (абсолютная высота 670 м) развиты верхнеплиоценовые аллювиальные отложения. Ниже по реке обнажен фрагмент магмовыводящего канала, а далее на 6-8-метровой цокольной террасе Иркуты — останец нижне-среднемиоценовых озерно-болотных отложений видимой мощности не менее 60 м [5]. В Зыркузунской петле на выровненной «вершинной» поверхности с отметками 1170—1180 м фиксируется вулканический покров, петрографически идентичный базальтам обнаженным у входа в ущелье. Базальты высокого геоморфологического уровня представляют собой фрагмент палеогенового пенеплена. Они деформированы новейшими движениями и продолжают на более низких отметках рельефа — на перемычке между Быстринской и Торской впадинами и на северном склоне хр. Хамар-Дабан (см. рис. 1, профиль АБ). Согласно калий-аргоновым определениям (табл. 1), «вершинные» базальты Зыркузунской петли имеют возраст $23,7 \pm 0,9$ млн лет и относятся к концу олигоцена*.

Другие участки, где базальты перекрывают как самые древние, так и молодые формы рельефа, — Тункинская впадина и Еловский отрог. В 2100-метровой скважине, вскрывшей вулканогенно-осадочное наполнение в самой глубокой части впадины, базальты встречены по всей длине колонки и составили около $1/5$ части разреза. Вулканическая деятельность здесь была самой продолжительной в Байкальской рифтовой зоне, начавшись в конце мела — палеоцене и завершившись в четвертичное время [7].

Еловским отрогом Тункинская впадина отделяется от расположенной восточнее Торской котловины. Осадочно-вулканогенная толща наклонена от междувпадинной перемычки к центру

* Принята граница олигоцена—миоцена 23 млн лет [3].

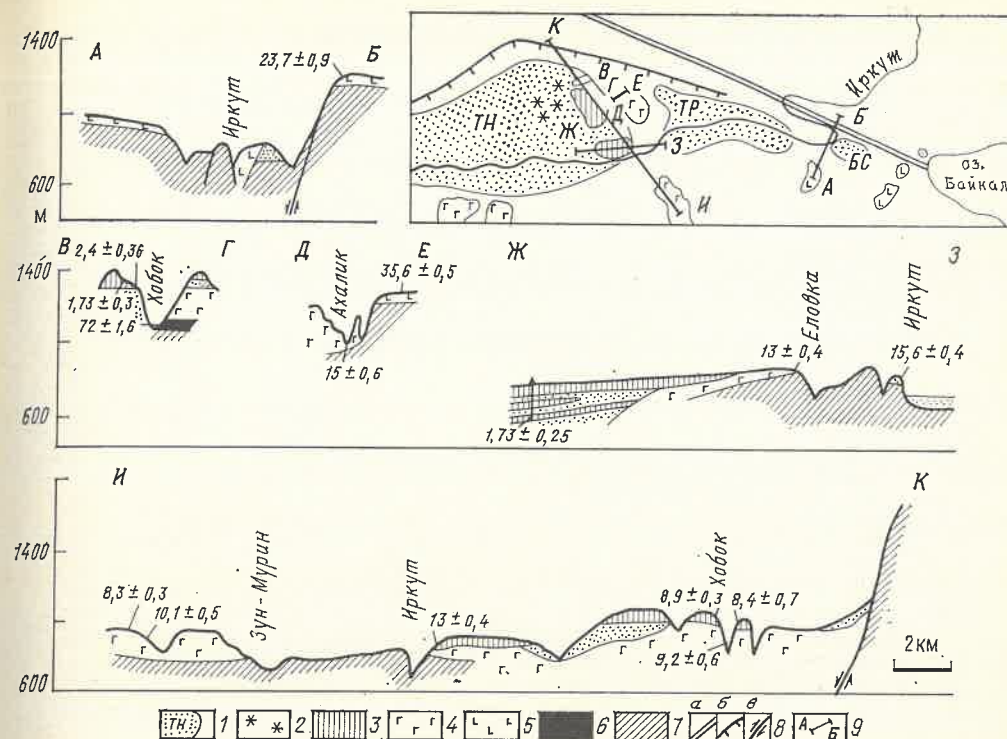


Рис. 1. Схема расположения датированных базальтов центральной и восточной частей Тункинской рифтовой долины:

1 — осадочные отложения (на профилях) и суходольные впадины (на плане); ТН — Тункинская, ТР — Торская, БС — Быстринская; 2 — шлаковые конусы;

базальты: 3 — плиоцен-четвертичные, 4 — средне-верхнемиоценовые, 5 — олигоценовые, 6 — верхнемеловые; 7 — породы докайнозойского фундамента; 8 — разломы: а — Главный Саянский, б — Тункинский, в — разломы на профилях; 9 — линии разрезов; цифры на разрезах — абсолютный возраст пород, млн лет

Тункинской котловины. При подъеме от впадины на отрог в естественных обнажениях встречаются все более древние осадочные и лавовые толщи, а на самых высоких отметках — выходы пород докайнозойского фундамента [7].

Самыми древними ($72 \pm 1,6$ млн лет) оказались базальты основания вулканической толщи долины р. Хобок (см. рис. 1, профиль ВГ). Они сопоставляются по возрасту с терригенно-эффузивной толщей, вскрытой прежде на Еловском отроге скважинами [7]. Толща была условно отнесена к палеоцену, поскольку по ней развито глубокое химическое выветривание. Полученная нами датировка соответствует концу мела.

В верховьях р. Ахалик на выровненном водоразделе отмечается вулканический покров, по геоморфологическому положению (как «вершинный») сопоставляющийся с вулканическим по-

кровом Зыркузунской петли. Возраст базальтов соответствует началу олигоцена — $35 \pm 0,5$ млн лет. Базальты «вершинного» уровня Еловского отрога расчленены древней речной долиной на глубину не менее чем 100 м. Затем долина оказалась заполненной лавами. Они залегают непосредственно на породах фундамента. Видимая мощность «долинных» базальтовых накоплений 70 м. Современная долина р. Ахалик вскрыла вулканическую толщу в месте приращения ее к крутому ($30-45^\circ$) борту древней долины. Возраст базальтов из основания «долинной» лавовой пачки $15 \pm 0,6$ млн лет. Близкая датировка ($15,6 \pm 0,4$ млн лет) получена для самого нижнего из четырех базальтовых слоев вулканического останца левого борта р. Иркут в 4 км ниже по течению от пос. Еловка (см. рис. 1, профиль ЖЗ). Здесь базальтовые потоки также лежат непосредственно на породах фундамента. Их ложе поднято на

1. Результаты калий-аргоновых определений возраста базальтов Тункинской рифтовой долины

№ п/п	Место взятия образца	K, %	^{40}Ar , $\text{мм}^3 \cdot 10^{-4}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} \cdot 10^{-4}$	Возраст, млн лет
1	Р. Хобок	0,813	23	43	$72 \pm 1,6$
2	Зыркузунская петля	1,295	12	14	$23,7 \pm 0,9$
3	Верховье р. Ахалик	1,12	15,6	21,3	$35,6 \pm 0,5$
4	Там же	1,17	8,9	9,0	$15,0 \pm 0,6$
5	Левый борт р. Иркут	1,19	7,2	9,2	$15,5 \pm 0,4$
6	Там же	1,19	6,0	7,7	$13,0 \pm 0,4$
7	Р. Зун-Мурин	1,38	5,4	6,0	$10,1 \pm 0,5$
8	Там же	1,27	4,0	4,8	$8,3 \pm 0,3$
9	Р. Хобок	1,40	5,0	5,4	$9,2 \pm 0,6$
10	Там же	1,35	4,7	5,3	$8,9 \pm 0,3$
11	" "	1,228	4,0	5,0	$8,4 \pm 0,7$
12	" "	1,477	1,1	1,1	$1,73 \pm 0,3$
13	Скважина в юго-восточной части впадины, глубина 154 м	0,83	0,6	1,1	$1,73 \pm 0,25$
14	Р. Хобок	1,65	1,6	1,5	$2,4 \pm 0,36$

Примечание. 1—5, 13 — субщелочные оливиновые базальты с нормативным гиперстеном, 6—10, 12, 14 — субщелочные оливиновые базальты с нормативным нефелином, 11 — наиболее железистая щелочно-ультраосновная порода. Содержания радиогенного аргона — среднее трех измерений, в обр. 1 — среднее пяти измерений; $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_{\text{Ar}} = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0,01167$ % K.

70 м выше современного тальвега Иркут. Базальты возраста 15—15,6 млн лет идентичны по составу породам нижней части разреза вулканической толщи долины р. Зун-Мурин и, по-видимому, составляют вместе с ними единую возрастную генерацию. Подошва зунмуринских базальтов поднята над современным урезом реки на 60—70 м. Глубина погребенной под базальтами долины Празунмуриин относительно «вершинной» поверхности около 400 м. На участке сближенных меандр Зун-Мурина и Маргасана, получившем название Козьей Шейки, ширина древней речной долины не превышала нескольких сотен метров.

На диаграмме щелочи — кремнезем (рис. 2) лавы возрастом 15 млн лет и древнее образуют компактное фигуративное поле и по номенклатуре [6] относятся к субщелочным оливиновым базальтам. В нормативном составе они содержат оливин и гиперстен. В более молодых, миоценовых лавах содержания щелочей возрастают. Фигуративные точки пород в общем находятся выше границы распространения пород щелочного ряда с фельдшпатоидами, но в область щелочных базальтоидов не попадают. В нормативном составе до 7,8 % нефелина.

Различаются лавовые пачки нефелин-нормативных субщелочных оливиновых базальтов с прослоями, содержащими глубинные включения, и пачки нефелин- и гиперстен-нормативных субщелочных оливиновых базальтов без таких включений. Вулканические пачки без включений распространены на 70—80-метровой цокольной террасе по обоим бортам долины Иркуты выше по течению от пос. Еловка и в центральной части Еловского отрога. Возраст базальтов левого борта Иркуты $13 \pm 0,4$ млн лет. Вулканическая пачка с глубинными включениями составляет верхнюю часть разреза лавовых наслоений в долине р. Зун-Мурин. Она отделена от нижней пачки гиперстен-нормативных пород линзами галечников. Другая пачка субщелочных оливиновых базальтов с включениями обнажена в левом борту долины р. Хобок. Возраст базальтов из нижней и верхней частей зунмуринской пачки с включениями $10,1 \pm 0,5$ и $8,3 \pm 0,3$ млн лет, а хобокской — $9,2 \pm 0,6$ и $8,9 \pm 0,3$ млн лет. Как видим, нефелин-нормативные базальты с включениями моложе нефелин- и гиперстен-нормативных миоценовых базальтов, не содержащих включения. В долинах рек Хобок и Зун-Мурин включения появи-

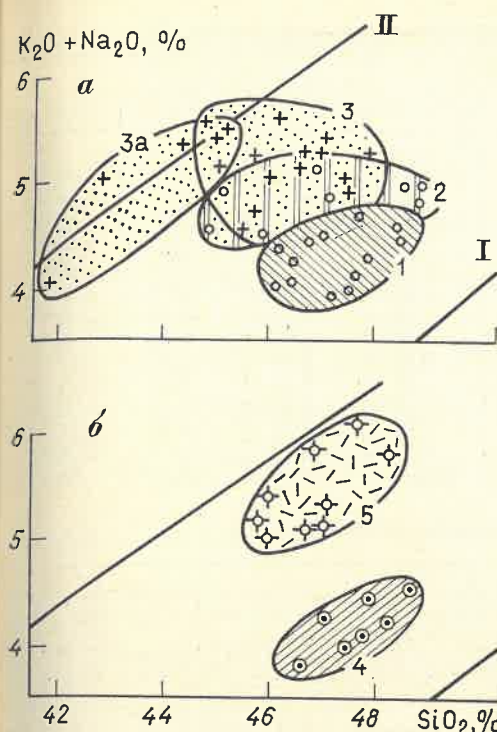


Рис. 2. Соотношение SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в базальтах Тункинской рифтовой долины:

A — верхнемеловые, олигоценовые и миоценовые базальты: 1 — субщелочные оливиновые базальты с нормативным гиперстеном (72—15 млн лет); 2 — субщелочные оливиновые базальты без нормативных нефелина или гиперстена (13 млн лет); 3 — субщелочные оливиновые нефелин-нормативные базальты с глубинными включениями, 3a — железистые щелочные лавы (10—8 млн лет); Б — плиоцен-четвертичные базальты: 4 — субщелочные оливиновые базальты с нормативным гиперстеном (1,73 млн лет и древнее); 5 — субщелочные оливиновые базальты с нормативным нефелином (2,4 млн лет и моложе); разделительные линии [6]: I — нормально щелочных и субщелочных пород, II — субщелочных базальтов и щелочных базальтоидов

лись в лавах в едином временном интервале.

В правом борту долины р. Хобок отмечаются прослои высокожелезистых лав (табл. 2, см. рис. 1, профиль ИК). Их фигуративные точки попадают в поле щелочных базальтоидов, а наиболее обогащенные железом разновидности — в поле ультраосновных щелочных пород (см. рис. 2). Содержание нормативного нефелина в них возрастает до 10,8 %. Возраст самых железистых щелочно-ультраосновных лав определен как $8,4 \pm 0,7$ млн лет. Таким образом, они вместе с нефелин-нормативными субщелочными оливиновыми базальтами, содержащими глубинные включения, завершают средне-верхнемиоценовую последовательность вулканических наслоений.

Плиоцен-четвертичные базальты отделены от миоценовых в осадочном наполнении Тункинской впадины 450-метровой толщей грубообломочных отложений анососской свиты, не содержащей базальтовых прослоев [7]. Толщина расположенных выше по разрезу плиоценовых осадков, переслаивающихся с базальтами, составляет около 300 м. Затем в обстановке вулканического затишья сформировалась 200-метровая грубообломочная толща, которую венчают шлаковые конусы и базальтовые лавы, покрывающие днище северо-восточной части впадины. На Еловском отроге плиоцен-четвертичные лавы образовали тонкий покров, нарастив вверх миоценовую вулканогенно-осадочную толщу.

В верховьях р. Хобок находится обнажение 200-метровой грубообломочной толщи, датированной Н. А. Логачевым еще в середине 50-х годов поздним плиоценом [7]. Определения возраста двух перекрывающих эти отложения потоков нефелин-нормативных субщелочных оливиновых базальтов дали значения $2,4 \pm 0,36$ и $1,73 \pm 0,3$ млн лет (см. рис. 1, профиль ВГ). Такой же возраст ($1,73 \pm 0,25$ млн лет) имеют гиперстен-нормативные базальты, отобранные с глубины 154 м из скважины, которая была пройдена в юго-восточной части впадины вблизи Еловского отрога (см. рис. 1, профиль ЖЗ). Гиперстен-нормативные лавы переслаиваются здесь с осадочными отложениями на глубинах 20—210 м. На глубинах менее 20 м щелочность вулканических пород возрастает, состав базальтов становится нефелин-нормативным. Таким образом, последовательное изменение состава лав от гиперстен-нормативного к нефелин-нормативному с относительным возрастанием щелочности было свойственно не только для средне-позднемиоценового этапа вулканизма, но и для плиоцен-четвертичного (см. рис. 2).

На северо-востоке впадины и в пространственно сопряженной с ней части Еловского отрога гиперстен-нормативные субщелочные оливиновые базальты в естественных обнажениях плиоцен-четвертичных толщ не встречаются. Если они присутствуют здесь в осадочном наполнении впадины, то, согласно полученным значениям возраста нефелин-

2. Химические составы датированных базальтов Тункинской рифтовой долины, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,10	48,10	47,78	46,91	46,18	48,88	45,73
TiO ₂	2,21	2,12	2,33	2,56	2,37	1,93	2,62
Al ₂ O ₃	15,15	15,40	14,80	14,75	14,55	14,30	14,65
Fe ₂ O ₃	2,98	2,13	4,57	3,73	6,88	3,30	3,00
FeO	8,60	8,45	6,33	7,73	5,10	7,94	8,65
MnO	0,15	0,14	0,12	0,12	0,13	0,14	0,15
MgO	7,52	7,93	7,27	7,46	9,01	8,15	8,92
CaO	8,52	7,93	7,60	8,54	9,39	8,74	9,42
Na ₂ O	3,43	3,40	3,27	3,00	2,58	3,36	3,03
K ₂ O	0,98	1,56	1,35	1,41	1,43	1,43	1,66
H ₂ O ⁻	0,52	0,32	0,61	0,52	0,46	0,13	0,24
H ₂ O ⁺	2,71	1,20	3,11	3,03	1,78	0,66	1,26
P ₂ O ₅	0,37	0,56	0,55	0,67	0,59	0,47	0,64
Сумма	100,24	100,24	99,69	100,43	100,45	99,43	99,97

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам образцов в табл. 1.

лин-нормативных пород, смена состава базальтов с относительным возрастанием щелочности могла произойти по крайней мере 2,4 млн лет назад, т. е. несколько раньше, чем в юго-восточной части впадины.

На основании анализа перекрытых датированными базальтами разновозрастных форм рельефа Тункинской рифтовой долины намечены следующие основные рубежи в истории его развития. В конце мела (72 млн лет назад) вулканизм сопутствовал эрозионному расчленению позднемезозойского пенеплена. В это время накопилась 60-метровая терригенно-эффузивная толща [7]. В олигоцене (36 и 24 млн лет назад) базальтовые лавы изливались на выровненную поверхность. Накануне вулканических извержений, 15—16 млн лет назад, на Еловском отроге и сопредельном с ним северном склоне Хамар-Дабана уже появились сравнительно узкие речные долины, по которым осуществлялся транзитный вынос обломочного материала. В сходных палеогеоморфологических условиях накапливалась вулканическая толща в южном борту Мондинской котловины — крайнем западном звене Тункинской системы впадин. Согласно калий-аргоновым определениям [1], возраст базальтов здесь $15,1 \pm 1,25$ — $16,5 \pm 0,8$ млн лет, что соответствует возрасту «долинных» среднемиоценовых базальтов Еловского отрога. Активизация глубинной эрозии непосред-

ственно перед средне-позднемиоценовым этапом вулканизма связана предвулканическим воздыманием территории. Такие же соотношения с вертикальными движениями земной коры отмечены на Витимском и Удоканском вулканических полях Забайкалья [8]. В начале средне-позднемиоценового вулканизма, по-видимому, не было значительных восходящих движений, которые могли бы привести к переуглублению существовавших речных долин. При накоплении лав достигалась планиция рельефа северного склона Хамар-Дабана, о чем свидетельствуют многочисленные меандры древней речной сети, впоследствии врезанные в средне-верхнемиоценовую вулканическую толщу. Общее воздымание территории, сопровождавшееся переуглублением речных долин в подбазальтовой ложке на 50—70 м, вновь началось после завершения плиоценовых вулканических излияний на Еловском отроге, т. е. не раньше, чем 1,7 млн лет назад.

Наиболее древние базальты Тункинской рифтовой долины сопоставляются по возрасту с базальтами Еравнинской впадины Забайкалья возраста 71—73 млн лет [2] и бассейна р. Унго возрастом 71 млн лет [4]. Базальты «вершинной» поверхности Еловского отрога одновозрастны базальтам Хилок-Селенгинского междуречья — 33—41 млн лет [2], а с Зыркузунской петлей — базальтам верхов свиты шанд-го (Монголия) — 24 млн лет [3]. Лавы

8	9	10	11	12	13	14
47,48	48,16	48,06	42,80	45,94	48,20	47,80
2,53	2,06	2,02	1,76	2,63	1,72	2,55
14,90	15,90	15,80	14,20	14,30	15,80	16,55
2,76	3,14	4,21	He обн.	4,41	1,82	2,90
8,77	8,49	7,82	21,45	7,80	10,50	8,80
0,14	0,15	0,15	0,19	0,14	0,15	0,14
8,68	7,54	7,23	6,61	10,00	8,27	6,42
8,83	8,70	8,62	7,23	8,71	7,82	7,65
3,34	3,46	3,39	3,44	3,66	3,36	4,17
1,53	1,69	1,63	1,48	1,78	1,00	1,98
0,160	0,17	0,16	0,64	0,07	0,04	0,04
0,81	0,54	0,83	He обн.	0,31	0,72	0,74
0,60	0,62	0,59	0,45	0,72	0,33	0,69
100,53	100,62	100,51	100,25	100,47	99,73	100,43

одновозрастные средне-верхнемиоценовые базальты Тункинской системы впадин, широко распространены в сопредельных районах Хамар-Дабана и Восточного Саяна. Так, Маргасанская сопка (Хамар-Дабан) сложена базальтами возрастом 10—13 млн лет [2]. Во временном диапазоне 7—14 млн лет укладывается возраст базальтов восточной части Удоканского вулканического поля [1] и Джилдиндинской впадины (Витимское плоскогорье) [8]. Плиоцен-четвертичный вулканизм проявился в бассейне р. Джиды (Западное Забайкалье), на хр. Удокан, на Витимском плоскогорье, в Туве [7] и Центральной Монголии [3].

Итак, калий-аргоновым датированием определено пять возрастных генераций базальтов в Тункинской рифтовой долине: позднемиоценовая (72 млн лет), две олигоценные (36 и 24 млн лет), средне-позднемиоценовая (16—8 млн лет) и плиоцен-четвертичная (2,4 млн лет и меньше). Для каждой генерации базальтов имеются возрастные аналоги на территории юга Сибири и Монголии.

Излияния лав первых трех генераций в общем предшествовали новейшим рифтогенным движениям земной коры. Состав лав был субщелочным оливин-базальтовым с нормативным гиперстеном. Продолжительные средне-позднемиоценовый и плиоцен-четвер-

тичный этапы вулканизма связаны с активным рифтогенезом. В течение этих этапов состав базальтов последовательно изменялся: сначала изливались субщелочные оливин-базальтовые лавы с нормативным гиперстеном, в конце — обогащенные щелочами, нефелин-нормативные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасарьян Г. П., Герасимовский В. И., Поляков А. И. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1981. № 3. С. 342—350.
2. Багдасарьян Г. П., Поляков А. И., Рошина И. А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. 1983. № 1. С. 102—108.
3. Девяткин Е. В. Кайнозой внутренней Азии. — М.: Наука, 1981.
4. Ендринский А. С. Хронологические реперы кайнозоя Забайкалья // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири (тезисы докладов). Иркутск, 1987. С. 10.
5. Кульчицкий А. А. О кайнозойских отложениях Быстринской впадины в Прибайкалье // Вопросы геологии и палеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1985. С. 85—89.
6. Магматические горные породы / Е. Д. Андреева, В. А. Баскина, О. А. Богатилов и др. — М.: Наука, 1985. Ч. 1.
7. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н. А. Логачев, И. В. Антощенко-Оленев, Д. Б. Базаров и др. — М.: Наука, 1974.
8. Рассказов С. В., Батырмурзаев А. С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 20—28.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

УДК 551.782 : 549(282.256.16)

© С. М. Казакова, 1990

Литолого-минеральный состав неогеновых отложений центральной части Ишим-Иртышского междуречья

С. М. КАЗАКОВА (ВНИИнефть)

Исследуемый район находится в центральной части Ишим-Иртышского междуречья между озерами Улькенкарой, Кишикарой, Эбейты и Кельтесор, расположенными на территории Омской области РСФСР и Казахстана (лист №42-XVIII Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000).

Неогеновые отложения, среди которых выделяются абросимовская (нижний миоцен), таволжанская (средний — верхний миоцен) и павлодарская (верхний миоцен — средний плиоцен) свиты, изучались во время геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 Омской экспедицией. Сейчас эти исследования становятся особенно актуальными, так как специалисты Западной Сибири по завершении среднемасштабного (1 : 200 000) должны начать крупномасштабное (1 : 50 000) геокартирование, в первую очередь в районах интенсивного хозяйственного освоения, к которым относится рассматриваемая территория.

Неогеновые отложения в центральной части Ишим-Иртышского междуречья вскрыты на глубинах от 1,5 м на юго-западе до 19 м на северо-востоке. В задачу автора входило изучение литолого-минерального состава пород в целях стратиграфического расчленения толщ, корреляции разрезов. Был описан керн пробуренных колонковых скважин, выполнены гранулометрические анализы, минералогические анализы тяжелых и легких фракций (таблица). Материалы по таволжанской и павлодарской свитам — главному объекту исследований — публикуются впервые.

Абросимовская свита ранее нами подробно описана под названием верхнезнаменской подсвиты олигоцена [1], абросимовской свиты олигоцена [2], позднее под названием абросимовской свиты нижнего миоцена [3]. Свита представлена чередованием различной мощности прослоев алевроитовых глин, алевроитов и песков серого и коричне-

вато-серого цвета. Местами наблюдаются прослои тонкодисперсных глин. В породах вблизи горного обрамления отмечаются грубые зерна песка. Породы слоистые, включают растительные остатки, обломки древесины, прослои бурых углей, гнездовидные скопления пирита.

В тяжелой фракции из аутигенных минералов встречаются сидерит, лимонит, пирит. Содержание сидерита колеблется от долей процента до 22, иногда до 80 %, лимонит и пирит наблюдаются в единичных зернах. Из обломочных преобладают минералы группы эпидот-цоизита (в среднем 55—65 %, иногда их содержание уменьшается до 38 % или повышается до 77,6 %). В резко подчиненном количестве присутствуют непрозрачные минералы — ильменит, лейкоксен (12—25 %, иногда до 38 %). Отмечаются циркон, анатаз (3—5, редко до 10 %), турмалин (до 3,5 %), обыкновенная роговая обманка, тремолит, глаукофан, слюда, гранат, рутил, ставролит, дистен, андалузит, шпинель (от единичных зерен до 2 %). В легкой фракции доминирует кварц (67—78 %), в подчиненном количестве фиксируются полевые шпаты (15—27 %), слюды (4—16 %), обломки пород (до 2 %). В незначительных количествах отмечаются глауконит (от единичных зерен до 1,7 %) и опал (доли процента).

Отложения свиты отсутствуют в котловинах озер Кишикарой, Улькенкарой, Эбейты. По берегам мелких рек, впадающих в эти озера, отложения свиты иногда выходят на поверхность. К северо-востоку наблюдается понижение уровня кровли свиты. Наибольшая глубина залегания кровли (45,9 м) установлена в северо-восточной части изучаемой территории (скв. 56, Гвоздевка). Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 30 м. Максимальная мощность свиты (30 м) отмечена на востоке района (скв. 2, Полтавка; скв. 27, Григорьевка).

Граница с нижележащей журавской свитой (верхний олигоцен) резкая, отбивается по цвету пород, составу, текстуре и подчеркивается прослоями рогового песка, иногда с гравием, мощностью 0,2—0,6 м (скв. 5, Красногорка; скв. 30).

Таволжанская свита распространена повсеместно за исключением котловин озер Кишикарой, Улькенкарой, Эбейты и иногда в долине руч. Ащикен. Она залегает на отложениях абросимовской свиты, перекрывается осадками павлодарской свиты, а на склонах озерных котловин непосредственно четвертичными породами. Свита представлена глинами зеленовато-серыми, серыми, желтовато-серыми, алевроитистыми, алевроитовыми и песчаными, неслоистыми, участками интенсивно ожелезненными, карбонатными конкрециями размером от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, которые иногда встречаются в большом количестве, образуя прослои. В разрезе отмечаются также прослои зеленовато-серых и серых в основном косо-слоистых алевроитов и песков.

В распределении пород по площади и по разрезу выявлена следующая закономерность: сверху вниз и с севера на юг фиксируется огрубение материала — алевроитистые глины в основном слагают верхнюю часть разреза, песчано-алевритовые глины, алевроиты и пески — нижнюю. В северной части района в строении разреза участвуют главным образом глины, а при продвижении на юг к горному обрамлению возрастает роль алевроитов и песков. Переход от глин к песчано-алевритовым породам чаще постепенный. С увеличением обломочного материала в толще начинает проявляться горизонтальная и волнистая слоистость, которая ясно выражена в низах разреза.

В минеральном составе тяжелых фракций из аутигенных минералов отмечаются лимонит (от долей процента до 2,8 %), очень редко в единичных зернах — сидерит. Из обломочных резко преобладают минералы группы эпидот-цоизита (58—73 %), в подчиненном количестве присутствуют ильменит-магнетит (12—21 %), лейкоксен (1—6 %), циркон (3—7 %), анатаз (3—6 %), слюды (от единичных зерен до 9 %), турмалин, рутил (до 3 %).

Тремолит, глаукофан, гранат, сфен, ставролит, дистен, андалузит, апатит, силлиманит, шпинель, обыкновенная роговая обманка встречаются почти постоянно в долях процента. В легких фракциях непостоянно отмечаются хлопьевидные глинисто-карбонатные агрегаты (1—60 %), которые, видимо, возникли в результате разрушения конкреций. Из обломочных минералов доминирует кварц (63—75 %), встречаются полевые шпаты (20—27 %), слюды (4—10 %), обломки пород. Обломочный материал угловатый, слабо сглаженный и реже полуокатанный.

В северо-восточном направлении происходит увеличение мощности свиты и погружение ее кровли. Наибольшая глубина залегания кровли наблюдается на востоке рассматриваемой территории (скв. 32—20 м; скв. 95—27,4 м). Наибольшая мощность свиты составляет 34 м (скв. 7, вблизи с. Полтавка). Нижняя граница хорошо отбивается — зеленовато-серые породы таволжанской свиты сменяются коричневатосерыми отложениями абросимовской.

Павлодарская свита, как и нижележащие толщи, распространена почти повсеместно, отсутствует лишь в котловинах крупных озер. Отложения свиты залегают на породах таволжанской свиты, с которыми они имеют постепенную границу, перекрываются четвертичными отложениями. Павлодарская свита сложена глинами серыми, темно-серыми до черных, желтовато-зеленовато-серыми, преимущественно тонкодисперсными, редко алевроитистыми, алевроитовыми и песчаными, неслоистыми, участками интенсивно ожелезненными, с железисто-марганцевыми бобовинами, с большим количеством рыхлых и твердых карбонатных конкреций размером от нескольких миллиметров до 20—25 см. В разрезе в резко подчиненном количестве отмечаются пески. Глины содержат 80—95 % и более глинистых частиц, 3—7 %, иногда до 20 % алевроитовых. Зерна песчаной размерности единичны и представлены, как правило, слюдами. Обломочный материал угловатый и слабо сглаженный.

В составе тяжелых фракций среди аутигенных минералов отмечаются лимонит и сидерит (до 1 %). Из обломочных резко преобладают минералы

Гранулометрический и минеральный состав пород, %

Система	Свита	Номера образцов	Глубина, м	Содержание фракций						Тяжелая фракция			Легкая фракция																	
										Аутигенные минералы			Аутигенные минералы										Аутигенные минералы			Аллотигенные минералы				
				>1 мм	1—0,50 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,10 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм	пирит-марказит	лимонит	сидерит	пирит-марказит	лепидоксен	эпидот-цоизит	обыкновенная роговая обманка	слюда	гранат	циркон	рутил	анатаз	турмалин	глаукоцит	опал	кальцит	кварц	полевые шпаты	слюда		
Четвертичная	Неогеновая	Павлодарская	Скв. 2, Полтавка																											
			1	0,9	1,06	2,33	9,42	10,37	43,84	26,98	—	1,9	—	30,5	5,4	37,0	14,0	0,2	0,9	5,7	0,8	2,7	1,1	—	—	—	76,4	21,6	0,6	
			2	2	13	—	0,06	0,07	6,26	96,64	+	+	—	11,5	5,0	32,1	4,5	0,2	0,5	14,9	1,2	4,5	3,2	—	—	40,0	87,1	12,1	0,8	
			3	5	0,13	0,80	0,13	0,17	4,78	94,78	—	0,3	—	12,5	5,0	48,0	4,7	1,3	0,5	11,5	2,7	5,3	8,0	—	—	32,0	88,0	11,2	0,8	
		Таволжанская	4	10	—	—	—	0,02	10,02	89,96	—	+	—	22,5	3,0	53,0	1,9	1,1	0,1	10,5	0,6	3,9	0,8	—	—	32,0	76,1	19,5	3,7	
			5	12,5	—	—	—	0,03	13,84	86,13	—	2,8	—	16,5	4,5	61,5	0,3	2,0	—	8,0	1,1	3,2	1,1	—	—	—	71,1	21,7	4,9	
			6	14,2	—	—	—	0,20	26,88	72,92	—	0,6	—	19,5	6,0	57,7	1,3	1,2	0,1	5,9	0,9	4,0	2,6	—	—	60,0	68,7	25,0	4,1	
			7	20,7	—	—	—	0,40	25,28	74,68	—	0,5	—	14,5	5,8	60,0	0,5	5,0	0,1	4,5	1,3	3,7	3,4	—	—	—	68,5	21,8	6,9	
		Абросимовская	8	31,7	—	0,01	0,02	0,03	18,81	81,13	—	2,3	—	12,5	5,8	57,8	0,9	8,5	0,1	5,4	1,9	4,8	1,6	—	—	—	63,6	24,2	10,4	
			9	32,2	—	—	0,05	0,36	39,86	59,73	—	+	22,5	28,5	3,5	55,9	0,2	1,3	0,6	5,1	0,8	2,1	0,3	0,9	—	—	71,3	17,0	8,9	
			10	41,2	—	—	0,17	0,05	42,70	57,08	—	+	10,0	38,5	3,9	38,0	0,8	0,7	0,6	10,8	1,1	3,5	1,3	0,3	—	—	77,4	15,3	3,9	
			11	58,8	—	—	—	0,04	9,25	90,74	—	—	1,2	23,5	4,4	54,8	0,8	1,5	0,3	5,5	0,8	3,9	3,5	0,7	—	—	78,3	15,0	6,0	
	Палеогеновая	Журавская	12	60,9	—	—	0,03	0,10	14,30	85,57	—	0,2	—	12,5	9,3	57,1	0,4	4,3	0,1	6,8	1,7	5,0	2,8	+	—	—	67,3	25,0	7,1	
			13	61,7	—	—	0,13	0,10	34,18	65,59	—	—	40,0	21,5	5,0	57,5	4,3	3,7	0,6	4,2	0,3	2,0	0,3	2,4	—	—	69,6	24,0	5,2	
			14	66,8	—	0,10	0,20	0,80	58,03	40,87	—	—	7,0	34,5	7,9	39,1	2,6	4,1	0,5	4,7	0,6	4,1	0,6	3,5	+	—	66,3	28,0	5,7	
			15	71,5	—	0,06	0,18	0,18	43,41	56,17	—	+	0,6	43,9	2,5	36,3	1,1	0,7	0,7	9,4	0,7	3,0	0,2	4,6	0,6	—	63,2	26,3	9,9	
			16	83	—	0,82	0,18	0,16	32,12	66,72	—	—	5,0	28,2	8,7	46,5	2,1	2,5	1,1	4,6	0,7	3,4	0,3	5,6	0,6	—	67,1	25,3	6,2	
			17	84,5	—	—	0,10	0,30	27,49	72,11	—	+	13,9	41,1	2,5	41,9	2,5	0,8	+	7,3	1,3	4,7	0,3	9,0	1,1	—	66,8	18,0	14,1	
		Новомихайловская	18	101	—	—	0,09	0,10	50,35	49,46	—	+	—	29,8	5,3	43,8	1,2	7,2	+	5,6	0,6	4,6	0,6	—	—	—	60,4	25,0	14,6	
			19	129,4	—	—	0,07	0,08	38,03	61,83	—	—	—	33,5	11,5	23,5	1,6	14,8	0,1	3,9	1,2	5,9	2,9	—	—	—	67,8	19,6	12,6	
			20	132	—	—	0,04	0,04	93,24	6,72	—	+	—	51,8	3,8	26,8	1,2	1,0	0,4	6,0	0,4	4,2	—	—	—	—	70,0	24,2	2,1	
			21	142,7	—	—	0,07	0,10	67,11	32,72	19,0	—	—	40,0	5,5	39,0	0,8	8,0	0,1	4,1	1,2	5,2	1,4	—	—	—	76,7	14,6	5,3	
		Атлымская	22	146,5	—	—	—	0,06	48,80	51,14	—	+	—	19,8	15,3	46,1	1,1	1,7	0,1	3,6	1,1	6,0	3,5	—	—	—	72,3	15,8	8,3	
			23	148,8	—	—	0,02	0,03	32,45	67,50	—	+	—	29,9	6,0	46,2	1,0	0,7	0,1	6,0	1,2	5,5	3,0	—	—	—	73,6	16,3	8,5	
			24	152,5	—	—	0,14	0,20	59,70	39,96	0,6	+	5,0	21,5	4,3	57,6	1,9	0,5	0,3	7,5	0,5	1,5	3,3	—	—	—	77,1	17,4	3,5	
			25	155,6	—	—	—	0,03	35,37	64,60	1,0	+	33,0	16,6	4,3	57,0	1,6	6,7	0,1	4,8	1,1	4,8	2,2	—	—	—	62,6	23,9	9,8	
		Тавдинская	26	159,3	—	—	—	0,07	49,93	49,99	2,0	+	20,0	29,5	2,5	59,5	0,6	1,0	0,1	2,5	0,2	1,9	0,6	—	—	—	61,9	24,5	12,3	
27	161,5		—	0,08	0,15	0,22	31,56	67,99	12,0	+	+	37,5	1,9	48,3	0,6	1,7	—	3,7	0,5	3,3	0,8	—	—	—	59,0	33,0	4,7			

Продолжение таблицы

Система	Свита	Номера образцов	Глубина, м	Содержание фракций						Тяжелые минералы																			
				>1 мм	1—0,50 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,10 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм	Аутигенные минералы			иленит	Легкая фракция															
										пирит-марказит	лимонит	сидерит		Аутигенные минералы										Аутигенные минералы			Аллотигенные минералы		
												лейкоксен	эпидот-диопсид	обыкновенная роговая обманка	слюда	гранат	циркон	рутил	анатаз	турмалин	глаукозит	опал	кальцит	кварц	полевые шпаты	слюда			
Неогеновая	Павлодарская	1	4	—	—	—	0,03	05,81	94,16	—	—	—	17,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		2	8	—	—	—	—	17,90	82,10	—	+	—	17,0	0,7	59,0	3,9	1,6	0,3	6,1	1,8	5,5	1,2	—	—	40,0	70,7	19,0	4,8	
	Таволжанская	16	11,5	—	—	—	—	27,19	72,81	—	+	+	20,0	2,3	64,4	0,4	0,2	0,2	4,7	1,7	3,6	3,2	—	—	16,1	68,4	30,0	1,6	
		3	19,2	—	—	1,04	0,07	35,73	63,16	—	—	—	18,0	0,6	58,2	0,3	0,3	—	6,5	2,1	2,7	0,9	—	—	—	70,1	26,0	3,1	
		4	29,4	2,05	—	0,02	0,09	42,46	57,43	—	+	—	15,0	2,8	59,5	0,7	0,5	0,1	4,2	2,7	6,6	3,1	—	—	—	72,4	22,6	4,0	
	Абросимовская	5	32,3	—	—	0,01	0,10	36,65	63,24	+	0,4	—	19,0	2,6	68,7	0,3	0,2	0,1	4,1	1,3	4,0	1,7	—	—	1,2	78,4	16,5	3,9	
		7	48	—	—	—	0,24	24,02	75,74	—	+	2,5	18,0	2,2	62,2	0,5	1,3	0,1	4,2	1,3	4,1	2,9	—	—	+	67,7	16,0	16,3	
	Палеогеновая	Журавлевская	6	55,4	1,14	0,12	0,33	0,43	39,52	58,46	—	0,3	0,3	12,0	1,1	64,6	0,4	0,5	+	6,5	1,1	4,3	2,6	1,5	—	—	71,4	20,0	7,7
			9	65	0,24	2,04	1,44	0,30	57,44	36,54	+	+	1,3	38,0	3,5	65,4	0,7	0,6	+	5,2	1,6	4,6	3,6	0,6	—	—	67,5	19,9	12,0
		Новомихайловская	10	67,5	—	—	0,02	0,02	60,98	38,98	—	+	—	49,0	2,2	46,0	1,5	0,8	0,1	3,8	0,7	3,3	1,1	2,7	—	—	68,2	27,5	9,7
12			102	—	—	0,02	—	24,46	75,52	—	—	85,0	28,0	2,5	35,0	0,5	0,2	0,1	3,4	0,6	5,2	0,5	1,0	0,8	—	65,2	19,5	14,5	
13			116,5	—	—	0,07	0,19	33,44	66,30	—	0,2	1,2	55,0	2,7	43,3	1,0	0,6	0,2	3,6	1,8	7,5	1,6	—	—	—	60,2	20,0	18,2	
14		130,5	—	0,08	0,02	0,15	59,35	40,45	—	—	—	35,0	2,8	9,6	0,8	1,1	0,1	7,3	3,3	13,3	5,2	—	—	—	75,4	13,0	11,0		
Атлымская		15	130,7	—	—	0,24	0,38	68,30	31,08	2,4	0,3	3,1	24,0	2,1	31,1	0,7	0,7	0,1	6,3	2,9	12,4	3,8	—	—	—	67,9	24,0	7,3	
		17	148,2	—	—	—	—	44,28	55,72	—	+	+	18,0	2,5	64,0	0,3	0,8	0,1	2,3	0,7	2,6	1,4	—	—	—	61,1	28,3	8,6	
Тавдинская	8	148,6	0,06	—	—	—	6,42	93,52	58,0	+	13,0	29,0	2,0	58,6	0,2	0,7	0,1	4,7	1,4	7,6	1,7	—	—	—	67,6	25,5	5,9		
	11	159,7	—	—	0,01	—	22,53	77,46	35,0	+	8,0	30,0	2,5	52,9	0,8	1,4	0,3	6,2	1,0	4,1	1,7	—	—	—	69,5	19,9	8,6		
Четвертичная	Скв. 5, Красногорка	1	3	2,05	6,86	14,53	15,30	41,20	20,06	00,0	6,0	—	32,0	5,0	42,1	9,0	0,7	0,5	7,0	0,4	1,5	0,9	+	+	10,0	75,5	17,8	2,4	
		2	4,5	1,52	3,70	9,60	12,89	48,38	23,91	—	5,0	—	28,0	7,0	45,7	15,5	0,5	0,7	3,3	0,2	1,4	0,2	+	—	17,0	79,7	15,5	2,0	
		3	4,9	Н. з.	Н. з.	0,02	0,15	56,40	43,43	—	0,3	—	12,0	6,0	73,6	0,9	0,6	0,1	3,8	1,2	3,5	1,4	—	—	—	75,7	20,0	3,3	
		4	20,6	—	—	0,02	0,05	30,54	69,39	—	0,9	—	17,0	0,0	69,2	0,7	1,0	0,1	2,7	0,3	2,1	2,1	—	+	+	73,8	20,0	4,3	
		5	21	—	—	0,07	0,45	60,22	39,26	—	0,3	—	14,0	4,0	65,9	5,6	0,8	0,1	3,6	0,7	4,2	0,9	—	—	—	64,3	26,0	7,1	
		6	29,5	—	0,22	1,10	2,06	43,12	53,50	—	0,6	—	20,0	5,0	60,4	3,2	0,8	0,3	3,8	0,5	1,8	2,2	—	—	—	68,0	20,0	10,2	
		7	41,5	12,36	10,54	26,58	11,88	23,32	15,32	—	0,6	20,1	24,0	7,0	77,6	2,8	0,6	0,3	4,6	0,6	3,1	1,5	1,7	0,3	—	64,5	29,0	4,2	
		8	42	—	—	0,85	0,28	50,90	47,97	+	0,5	0,4	33,0	0,0	51,3	1,9	0,3	0,1	3,0	1,0	3,0	0,1	4,0	+	—	65,4	19,2	12,2	
		9	70,5	—	—	0,18	0,55	54,91	44,36	—	0,6	0,8	40,0	5,0	38,5	0,8	0,8	0,2	3,0	0,6	3,4	0,8	3,3	0,7	—	65,6	26,0	5,6	
		10	70,9	—	0,23	0,35	0,38	76,22	22,82	—	0,3	0,3	36,0	2,0	41,8	3,3	1,6	0,3	3,3	1,0	3,3	0,8	2,9	0,9	—	66,3	20,0	8,2	

Литолого-минеральный состав неогеновых отложений

Продолжение таблицы

Продолжение таблицы

Система	Свита	Номер образца	Глубина, м	Содержание фракций						Тяжелая фракция													Легкая фракция					
				>1 мм	1—0,50 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,10 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм	Аутигенные минералы			Алло-тигенные минералы	Аутигенные минералы									Аутигенные минералы			Алло-тигенные минералы		
										пирит-марказит	лимонит	сидерит		лейкоксен	эпидот-цоизит	обыкновенная роговая обманка	слюда	гранат	циркон	рутил	анатаз	турмалин	глаукоцит	опал	кальцит	кварц	полевые шпаты	слюды
Палеогеновая	Новомихайловская	11	85	—	—	0,34	0,74	49,53	49,39	—	1,1	5,3	48,5	3,3	36,5	1,5	0,7	0,3	2,5	0,6	3,3	0,5	+	—	—	56,9	18,0	17,0
		12	94	—	—	0,06	0,13	44,42	55,39	—	0,4	13,3	51,8	5,2	31,0	1,6	1,6	0,4	2,7	0,4	2,2	0,6	+	—	—	54,6	24,9	18,7
		13	107	—	—	0,01	0,15	41,63	58,21	—	0,6	2,0	40,8	2,7	40,5	1,4	1,8	0,5	4,3	1,0	3,7	0,8	—	—	—	64,1	24,9	10,0
		16	115	—	—	0,01	0,02	53,32	45,65	—	+	+	22,8	8,2	47,0	0,4	4,0	0,2	3,6	1,7	8,9	2,3	—	—	—	68,8	17,6	12,8
		17	132	—	—	0,56	0,60	49,72	49,12	0,6	0,3	—	45,2	4,3	31,3	1,1	1,5	0,3	4,5	1,0	6,5	1,8	—	—	—	70,5	22,0	6,5
		18	142,2	—	—	—	1,01	10,20	89,79	—	+	+	44,7	7,8	21,1	0,8	5,2	0,4	3,3	1,6	7,4	4,8	—	—	—	73,9	12,0	12,9
		19	142,6	—	—	0,01	0,02	58,28	41,69	—	+	—	36,8	6,4	37,3	0,7	1,8	0,2	4,0	2,0	6,5	2,4	—	—	—	65,9	22,0	10,9
		20	150	—	—	0,18	0,65	53,81	45,36	—	+	—	16,8	5,9	61,0	0,4	2,5	0,8	3,0	0,7	3,5	3,0	—	—	—	62,0	31,0	6,6
		14	162,5	—	—	0,03	0,03	23,05	76,89	—	+	50,0	19,8	8,9	56,1	0,3	2,5	0,9	3,3	0,7	3,0	2,9	—	—	—	73,5	19,0	6,1
	Тавдинская	15	163,2	—	—	0,04	0,02	39,20	60,74	50,0	+	26,0	37,0	0,9	46,9	0,6	0,3	1,9	4,7	0,8	2,1	1,8	—	—	—	66,3	27,1	6,6

Примечание. Знак «плюс» — единичные зерна. Н. з. — несколько зерен. Тремолит, глаукофан, ставролит, дистен, андалузит, силлиманит, апатит, шпинель встречаются непостоянно от единичных зерен до 0,5 %, редко до 1 %.

группы эпидот-цоизита (48—64 %), присутствуют ильменит-магнетит (11—22 %), а также циркон (4—10, реже 14 %), анатаз (от долей процента до 5 %), обыкновенная роговая обманка, турмалин (от долей процента до 3, редко до 8 %), рутил (до 3 %). Тремолит, глаукофан, слюды, гранат, ставролит, дистен, андалузит, силлиманит, апатит, шпинель встречаются в долях процента. В легких фракциях отмечаются хлопьевидные глинисто-карбонатные агрегаты (до 50 %) и иногда чистые зерна кальцита. Из обломочных минералов резко преобладает кварц (68—88 %) над полевыми шпатами (11—19 %, редко до 30 %) и слюдами (до 5 %).

Глубина залегания кровли свиты 1,5—10 м и только на востоке изучаемого района она достигает 19 м (скв. 95, близ с. Полтавка). Мощность отклонений не превышает 14 м (скв. 80, Ново-Ильинка). В северо-восточном направлении наблюдается увеличение мощности свиты и погружение ее кровли.

Граница между таволжанской и лодарской свитами визуально отбивается с трудом. Для расчленения свит можно использовать данные гранулометрического состава: порода таволжанской свиты более песчаная, лодарской — более глинистая.

Граница неогена и подстилающих его пород четкая по цвету пород, литологическому составу, текстуре. Зелено-песчаные породы неогена сменяются коричневатосерыми породами олигоцена. В тяжелых фракциях обеих свит отмечается выделение минералов группы эпидот-цоизита. Однако в отложениях лодарской свиты по сравнению с таволжанской роль минералов группы эпидот-цоизита несколько снижается. В отложениях лодарской свиты по сравнению с таволжанской роль минералов группы эпидот-цоизита несколько снижается. В отложениях лодарской свиты по сравнению с таволжанской роль минералов группы эпидот-цоизита несколько снижается.

Граница неогена и перекрывающих его пород хорошо отбивается и по минеральному составу: в породах неогена по сравнению с олигоценом резко возрастает роль минералов группы эпидот-цоизита и снижается роль ильменита. В неогене исчезает апатит и глаукоцит, характерные для таволжанской свиты палеогена. Глаукоцит в незначительном количестве встречается в отложениях таволжанской свиты. Граница неогена и перекрывающих его пород резко отличается от глаукоцита

журавской свиты по морфологии и степени сохранности, что свидетельствует о переотложении.

Граница между журавской и новомихайловской свитами внутри палеогена устанавливается визуально, а также по минеральному составу. Граница между новомихайловской и атлымской свитами четко не отбивается, поэтому эти свиты рассматривались как единая нерасчлененная толща [4]. Однако выделенные нами литолого-минеральные комплексы позволили разделить ее на свиты, соответствующие атлымской и новомихайловской свитам Кулундинской и Барабинской степей [1, 2]. Граница между атлымской и тавдинской свитами визуально отбивается четко. Отложения данных свит различаются и по минеральному составу (см. таблицу).

Таким образом, на исследуемой территории неогеновые, перекрывающие их четвертичные и подстилающие палеогеновые отложения расчленяются по литолого-минеральному составу. Причем они подразделяются и в том случае, когда визуально провести гра-

ницу между свитами невозможно. Это еще раз свидетельствует о надежности литолого-минералогического метода, с помощью которого можно самостоятельно, без палеонтологического обоснования, расчленять «немые» толщи и коррелировать разрезы на больших расстояниях. Это имеет важное практическое, научное и методическое значение и может быть использовано при крупномасштабной съемке.

При проведении мелиоративных мероприятий и охране окружающей среды необходимо учитывать следующее.

Неогеновые отложения залегают на глубинах от 1,5 до 19 м от земной поверхности. Их кровля погружается в северо-восточном направлении. Поскольку в разрезе павлодарской свиты преобладают глины, содержащие в основном 80—95 % и более глинистых частиц, она является водоупором. При строительстве оросительных систем не исключено образование обводненных зон, что может вызвать подрезку оснований перекрывающих четвертичных отложений и привести к нарушению их устойчивости и оползанию, особенно вблизи рек и озер.

В песчаных и алевроитовых фракциях преобладают кварц (60—75 %) и полевые шпаты (20—30 %). Их соотношение меняется по разрезу и по площади, но незначительно. Обычно присутствуют цветные и бесцветные слюды (несколько процентов, иногда их содержание повышается).

К нестойким составляющим грунта в павлодарской и таволжанской свитах относятся карбонатные конкреции размером от миллиметров до десятков сантиметров, образующие иногда прослой мощностью 0,2—0,3, реже 0,5 м. В четвертичных отложениях нет крупных конкреций, кальцит в виде мельчайших «точечных» включений пронизывает всю породу. Содержание карбоната в четвертичных отложениях составляет 10—30 %. К нестойким примесям относится и переотложенный глауконит, но в неогеновых породах он встречается непостоянно, обычно в виде единичных зерен, и содержится в

количестве не более 1—2 %. Поскольку в песчано-алевритовых фракциях неогеновых отложений иногда встречаются аутигенные минералы — сидерит и пирит, то вполне можно допустить, что они присутствуют и в коллоидном комплексе.

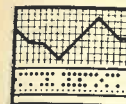
В связи с плохими фильтрационными свойствами и небольшой глубиной залегания глины павлодарской свиты могут быть использованы для надежного захоронения отходов производства, что имеет первостепенное значение для охраны окружающей среды. В разрезе таволжанской свиты преобладают алевроитистые и алевроитовые с прослоями алевроитов и песков в нижней. Для абросимовской свиты характерно чередование глинистых алевроитов и песков. Таким образом и в таволжанской, и в абросимовской свитах наряду с пластами, являющимися водоупорами, существуют пласты с хорошими фильтрационными свойствами, с которыми связаны пресные подземные воды. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при захоронении отходов в отложениях павлодарской свиты.

Следует учитывать возможность пиллярного подсоса грунтовых вод вверх от водоносных горизонтов павлодарской свиты. Последнее в условиях засушливого климата юга Западной Сибири может способствовать засолению почв на обширных площадях сельскохозяйственных угодий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казакова С. М. О палеогеновых отложениях юго-западной части Омского Притышья // Вестник МГУ. Сер. геол. 1968. № 1. С. 91—97.
2. Казакова С. М. Омско-Тарское Прииртышье в позднем эоцене и олигоцене: Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 1970.
3. Казакова С. М. Палеогеография раннего миоцена на юге Западной Сибири // Советская геология. 1982. № 10. С. 78—82.
4. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I, II. Тюмень, 1969, 1970.

Принята редколлегией 30 января 1981 г.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 551.241(470.5)

© Коллектив авторов, 1990

Глубинное строение Северного Урала по Краснотеннинскому профилю ГСЗ

В. С. ДРУЖИНИН, С. В. АВТОНЕЕВ, Л. Н. ШАРМАНОВА,
Л. В. ТУРЫГИН (ПГО «Уралгеология»)

Глубинные сейсмические исследования по Краснотеннинскому профилю протяженностью 700 км (рис. 1) выполнены по методике дифференциальных (точечных) зондирований в варианте многократных перекрытий с использованием телеуправляемой аппаратуры «Тайга-2» [4]. Регистрация упругих колебаний производилась одновременно не менее чем 50 установками, расположенными через 3—10 км. Расстояние между пунктами взрыва 12—36 км, максимальная длина годографа до 200 км, в системе МПВ — до 80 км.

Сейсмический разрез составлен на основе интерпретации волн в первых вступлениях как слаборефрагированных, отраженных, выделенных по совокупности сейсмических записей, так и преломленных волн от опорных границ раздела земной коры. Построены скоростной разрез земной коры по программе «INVERS» до глубин 40—45 км, разрез по отражающим границам и площадкам различной протяженности и углов наклона в интервале глубин 5—55 км, а также прослежено положение основной преломляющей границы в верхней части коры (поверхность древнего фундамента K_{01}).

При составлении сейсмического разреза учтены результаты дополнительной интерпретации материалов МОГТ относительно доюрской части разреза по профилям 9, 10 (ПГО «Ханты-Мансийскгеофизика»), разрезы МОГТ по западной части профиля (ПГО «Пермьнефтегеофизика»), материалы рудной сейсморазведки по Юртищенскому профилю, совпадающему с Краснотеннинским в центральной части пересечения (Баженовская геофизическая экспедиция ПГО «Уралгеология»), результаты обобщения данных КМПВ и сейсмологии по Ханты-Мансийскому району (Г. Б. Голионко,

1980; В. Ф. Чекалев, 1987), а также обобщенные данные ГСЗ по приуральской части Западно-Сибирской плиты (ЗСП) (В. С. Дружинин, 1986). При разработке геолого-геофизической модели глубинного строения использовались также результаты интерпретации геофизических материалов по приуральской части ЗСП (Е. М. Ананьева, С. В. Шебухова, 1986).

Геологические тела и их границы в глубинной части разреза выделялись на основе сейсмического разреза с привлечением расчетной плотностной и магнитной моделей (рис. 2). Естественно, при составлении разреза использовались результаты геологических исследований приповерхностной части, выполненных при бурении параметрических и глубоких поисковых

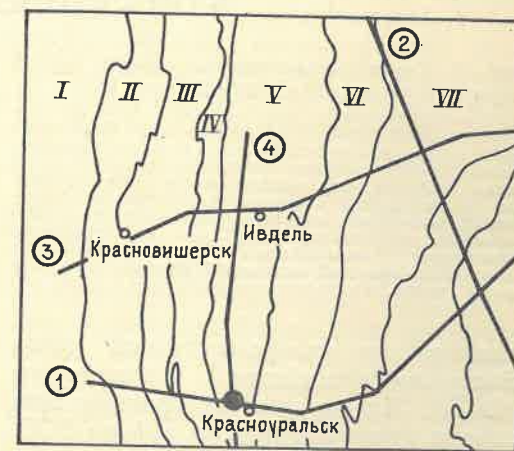


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ: структуры первого порядка по И. Д. Соболеву, С. В. Автонеу: I — Камский свод Восточно-Европейской платформы, II — Соликамская впадина Предуральского прогиба, III — Западно-Уральская зона линейной складчатости, IV — Центральноуральское поднятие, V — Тагильско-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб; основные профили ГСЗ (цифры в кружках): 1 — Красноуральский и Ханты-Мансийский, 2 — Северная Сосьва — Ялуторовск, 3 — Краснотеннинский, 4 — Орск — Вижай

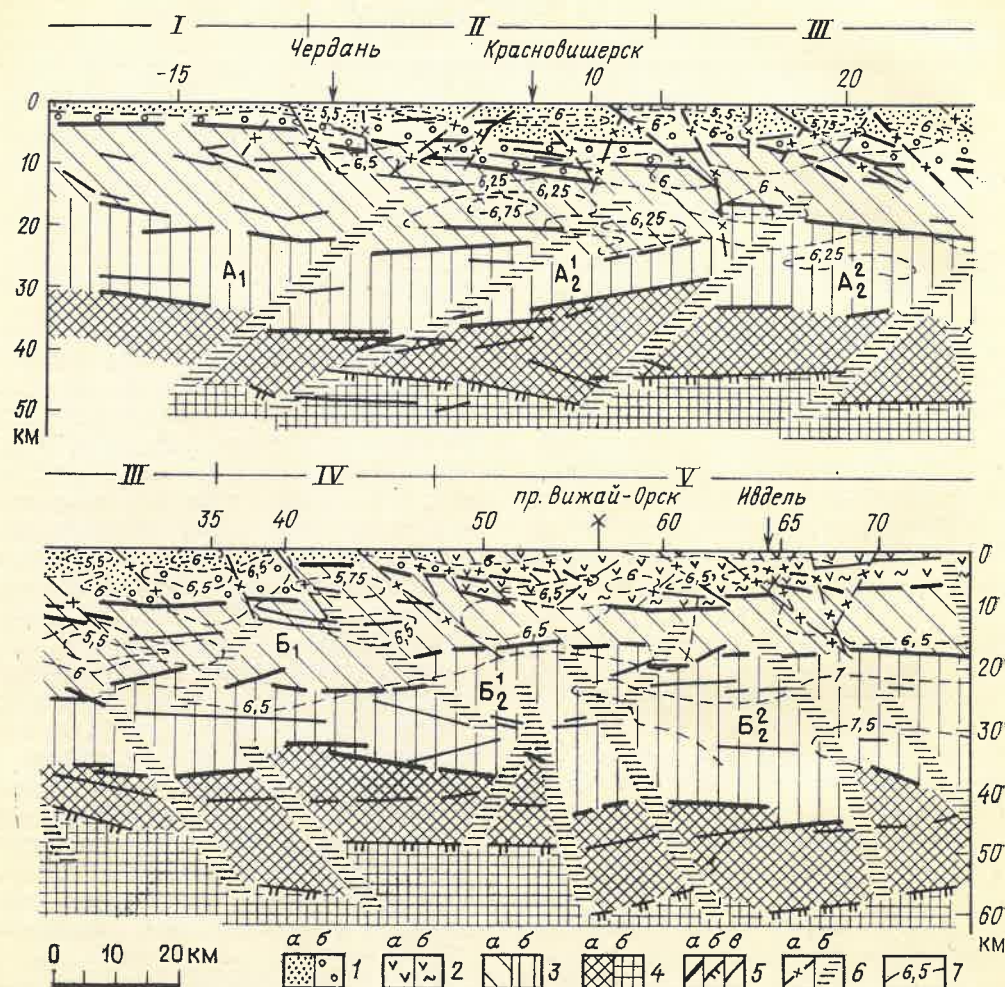


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры по Красноленинскому профилю ГСЗ:

сейсмогеоструктурные мегакомплексы верхней оболочки земной коры: 1 — терригенные и терригенно-карбонатные (нерасчлененные) отложения палеозойского и допалеозойского комплекса платформенного чехла ВЕП (а), карбонатные терригенные отложения и интрузивные образования рифейского авлакогенно-рифтогенного комплекса ВЕП (б); 2 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные образования палеозойского эвгеосинклинального комплекса Уральской складчатой системы (а), основания уралит (б); сейсмогеоструктурные этажи зем-

ной коры: 3 — глубокометаморфизованные (до гранулитовой фации) образования комплексов древнего дорифейского фундамента ВЕП (а) и комплекса катархей (б); 4 — сейсмогеоструктурные этажи переходной зоны (а) и верхней мантии (б); 5 — поверхности основных сейсмогеоструктурных этажей земной коры (а), верхней мантии (б) и промежуточные границы (б); 6 — тектонические нарушения: а — приповерхностные и коровые разломы, б — зоны предполагаемых глубинных разломов; 7 — скорости по результатам интерпретации первых вступлений Р-волн по программе «INVERS»; А₁—В₃ — мегаблоки и блоки, выделенные по структурно-тектоническим и физическим параметрам земной коры; I—V — см. рис. 1

скважин в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), Предуральском краевом прогибе и Красноленинском районе ЗСП, а также различная геологическая информация, включая средне- и мелко-масштабные геологические карты и разрезы [9]. С использованием детальных систем рудной сейсморазведки и МОГТ прослеживались разрывные нарушения в верхней части разреза.

Рассмотрим результаты по западной части Красноленинского профиля (300 км), которые дают первую конкретную информацию о глубинном строении области сочленения северо-восточной окраины ВЕП, меридиональных структур Урала и структур рифеид Тимана северо-северо-западного простирания. По характеру глубинной волновой картины здесь выделяются две крупные области — западная и собственно уральская, существенно

различающиеся строением земной коры и верхней мантии.

Западная область имеет типичное строение древней платформенной структуры: хорошо стратифицированные слоистые отложения чехла, представленные преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, залегающими на глубоко метаморфизованном высокоскоростном кристаллическом дорифейском фундаменте. Она включает восточную часть Камского свода ВЕП, Соликамскую впадину Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральскую зону линейной складчатости.

Верхняя часть разреза выделяемого мегаблока (см. рис. 2, А) имеет аномальное строение — сложную структуру кристаллической коры на всех прослеженных уровнях, что не типично для западного склона Урала [6]. Верхний чехольный платформенный мегакомплекс, сложенный осадочными терригенными и карбонатными отложениями широкого возрастного диапазона от рифея до поздней перми включительно, отличается значительными изменениями мощности — от 3,6 до 13 км. Мегакомплекс имеет достаточно сложное строение (не характерное для чехла древних платформ): отмечаются тектонические нарушения преобладающего западного падения, нередко осложненные разломами встречного падения. По характеру сейсмического поля и параметрам мегакомплекс разделяется на два самостоятельных комплекса, имеющих несогласное залегание с отчетливой, но достаточно сложной границей их раздела.

Верхний (палеозойский) осадочный существенно терригенный комплекс, достаточно надежно идентифицированный прямыми геологическими методами, характеризуется относительно пониженными параметрами (v 4,9—5,5 км/с, σ 2,6—2,65 г/см³). В его сейсмическом разрезе отмечается наличие отражающих границ с относительно крутыми углами падения, а также отдельных скоростных аномалий ($v \geq 6$ км/с), ориентированных несогласно относительно отражающих площадок, которые можно интерпретировать как тела магматических образований, расположенных в зоне глубинного разлома. В данных условиях они могут

быть представлены щелочными образованиями типа щелочных пикритов, нефелиновых сиенитов.

Вместе с тем, в палеозойском комплексе отмечаются протяженные конформные с общим напластованием тела, характеризующиеся высокой скоростью ($v \geq 6$ км/с). При анализе стратиграфического разреза с определенными мощностями палеозойских подразделений такие протяженные локальные скоростные аномалии на глубинах от 1,5—2 км от поверхности и глубже можно интерпретировать как ордовикско-раннесилурийские карбонатно-доломитовые пачки платформенного чехла, перспективные в отношении поисков углеводородов.

Сложнодислоцированный, разграниченный различными системами разрывов мощный (до 3,5—4 км) нижний (рифейский) комплекс чехла ВЕП, отличающийся повышенными значениями скоростных параметров существенно карбонатного характера разреза, идентифицируется нами с образованиями авлакогенно-рифтогенной системы, заложение которой началось в раннем рифее [1]. Поверхность древнего кристаллического фундамента К₀₁ в описываемом мегаблоке А значительно нарушена и неравномерно, ступенчато погружается от 3,6—4,3 км на Камском своде до 10—13 км во внутренней зоне Предуральского прогиба, где она образует асимметричный грабен с более крутым восточным бортом. В дислокационных структурах кристаллического фундамента отмечаются многочисленные разломы западного падения с достаточно пологими углами наклона (45—50°). Значительный подъем (амплитудой до 6 км) фундамента фиксируется в районе Полюдово-Колчимского поднятия (ПК 11—13). Физические параметры литологических комплексов, слагающих кристаллический фундамент, характеризуются в полосе Чердынской магнитной аномалии высокими значениями скорости распространения упругих волн — 6,75—7 км/с, расчетной плотностью 2,9 г/см³, намагниченностью 99—104 А/м. По совокупности физических параметров с учетом глубинной структуры в районе г. Красновишерска в составе древнего фундамента в интервале глубин от 12—14 до 20—

25 км фиксируется крупное тело, возможно, отвечающее по составу ультраосновным породам, расположенным в зоне сочленения северо-восточной окраины ВЕП со структурами Печорской плиты.

Мощность фундамента на Камском своде 13—18 км; она несколько увеличивается на восток и резко уменьшается под структурами Предуральского краевого прогиба — до 8 км.

Поверхность нижней части коры K_2 прослеживается в интервале глубин 18—25 км и значительно смещается в зонах по границам блоков. Переходный мегакомплекс между корой и верхней мантией заполняет асимметричную впадину с максимальным погружением до 37 км у восточного борта Камского свода и подъемом до 28—29 км на участке Полюдово-Колчимского поднятия. По характеру залегания поверхность $K-M$ противоположна поверхности древнего фундамента K_{01} .

Подощва земной коры прослеживается в основном на уровне 44—50 км со смещениями по границам блоков и зон амплитудой до 5 км. Залегание раздела M согласуется с поверхностью древнего кристаллического фундамента (см. рис. 2).

Центральная, собственно уральская область B в рассматриваемом сечении включает структуры Центрально-уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба (см. рис. 1, 2). Осевая структура в северных и приполярных районах Урала расширяется в западном направлении [5 и др.]. Для этого мегаблока характерны в целом увеличенная мощность земной коры (до 48—60 км) и значительная контрастность ее строения, увеличенная расслоенность верхней мантии [2] и сложное залегание основного раздела M . Западная граница мегаблока представлена серией глубинных разломов преимущественно восточного падения. На уровне подошвы земной коры граница перехода между западным и центральным мегаблоками прослеживается достаточно уверенно в виде резкой ступени поверхности M (ПК 34—37) амплитудой до 6—8 км. В этой переходной зоне наиболее резко проявлена контрастность глубинного строения земной коры — пониженные значения

скорости и плотности пород древнего кристаллического основания и повышенные (v 6—6,5 км/с, σ 2,78—3 г/см³) — верхнего эвгеосинклинального рифейско-палеозойского мегакомплекса.

Восточная граница Тагильского прогиба и всего центрального мегаблока проходит по двум коровым глубинным разломам восточного падения под углами 50—70°, которые в верхней части коры выражены совокупностью разрывных нарушений западного и восточного падения (см. рис. 2). К западной системе пограничных разломов приурочены отдельные тела габбро Серовско-Маукского ультрабазит-мафитового глубинного интрузивного комплекса. Восточнее указанной зоны разломов (восточнее г. Ивдель) развиты структуры и комплексы не эвгеосинклинального типа, и при тектоническом районировании следует включать эту часть традиционно выделяемого эвгеосинклинального блока [9] в структуры Восточно-Уральского блока древней допалеозойской стабилизации.

Все вещественные комплексы осевой зоны осадочного слоя находятся в сложной структурно-тектонической обстановке, интенсивно насыщены разрывными нарушениями разных типов и разных направлений падений, разнообразными габброидными интрузивными телами сложного строения. С учетом материалов более детальных исследований в Тагильско-Магнитогорском прогибе выделены более мелкие блоки, а также в составе эвгеосинклинального мегакомплекса выявлен обособленный допалеозойский (рифейский) метавулканогенный комплекс мощностью 4—6 км, отличающийся повышенными значениями параметров (v 6,5—6,75 км/с, σ 2,9—2,95 г/см³).

Поверхность древнего кристаллического фундамента отмечается в основном на сравнительно небольших глубинах в среднем 7—10 км, за исключением восточной части Центрально-уральского поднятия, где он поднимается до 2—4 км.

Строение кристаллической коры между границами K_{01} и $K-M$ неоднородно: мощность изменяется от 10 до 27 км, а плотность — от 2,8 до 2,95 г/см³. Как и на других сечениях Урала [3, 7, 8], эта часть коры разде-

ляется здесь на два сейсмоструктурных этажа (ССЭ) границей K_2 , ниже которой отчетливо повышаются параметры v (6,4—7,3 км/с) и σ (2,85—3 г/см³). Максимальные глубины залегания поверхности K_2 — 16—17 км — отмечаются в западной части Тагильско-Магнитогорского прогиба.

Интересная особенность строения земной коры установлена в разрезе Красноленинского профиля — ниже поверхности древнего фундамента во втором сейсмоструктурном этаже прослеживаются довольно значительные зоны пониженных скоростей. В районе сочленения двух мегаблоков (ПК 25—36), в интервале глубин 10—20 км скорость уменьшается на 0,6—0,8 км/с по сравнению с обычными значениями скорости в этом интервале глубин. Другое значительное понижение скорости прослежено в западной части Тагильско-Магнитогорского прогиба, включая Платиноносный пояс, в интервале глубин 8—16 км (см. рис. 2). Подобные понижения скорости были установлены на Красноуральском и Свердловском профилях ГСЗ [3, 7]. На Тараташском профиле ГСЗ крупное понижение скоростей выявлено в интервале глубин от 15—17 до 25—30 км [8], причем наблюдается расхождение значений скорости, вычисленных по меридиональному (профиль Нижняя Тура — Орск) и поперечному сечениям, достигающее на участке их пересечения 1 км/с. Подобные несоответствия отмечаются в местах пересечения с другими субширотными сечениями в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба. В верхнем мегакомплексе таких явных несоответствий не обнаружено. Необходимо отметить, что указанные понижения скорости в глубинных частях прогиба попадают в полосу гравитационного супермаксимума аномалии силы тяжести.

С учетом изложенного можно предположить наличие скоростной анизотропии пород, слагающих основание Тагильско-Магнитогорского прогиба. Характер распределения значений скорости по направлениям указывает на возможное присутствие среди древних образований субмеридионально ориентированных структур шовного типа. Иная картина отмечается для западной зоны понижений скорости, кото-

рая, совпадая со значительным гравитационным минимумом, может соответствовать комплексам с пониженными значениями параметров, т. е. иметь вещественную природу.

Связь верхних картируемых геологических структур с глубинными на большей части рассматриваемой территории отличается сложным характером. Наиболее ярко соответствие глубинных и поверхностных структур в эвгеосинклинальной зоне уралид, где, очевидно, имела место «сквозная» проработка тектоно-магматическими процессами уральского цикла верхней и средней части коры, по крайней мере до глубин 25—30 км, а также переходной зоны и верхней мантии.

Из проведенного анализа и глубинного тектонического районирования следует ряд выводов.

1. Наличие в западной части Урала на его границе с ВЕП самостоятельной авлакогенно-рифтогенной системы, сопоставимой с областью тиманских рифейд, относящейся к южному окончанию Печорской плиты. Отсюда вытекает перспективность поисков углеводородов в карбонатных линзах $O-S$ в районе Красноленинского профиля по аналогии с более северными частями Тимано-Печорской нефтеносной провинции.

2. По восточной границе ВЕП находится шовная структура северо-западной ориентировки, которой пространственно отвечает Чердынская региональная магнитная аномалия. В соответствии с этим предлагается принципиально новый подход к проблеме поисков алмазов на Западном склоне Урала, прежде всего, в районе профиля Чердынь — Красновишерск, попадающего на юго-юго-западный борт рифтогенной структуры, где могут быть проявления позднепалеозойской [10] магматической активизации (как в более северо-западных районах по простиранию указанной дислокации), а также в Колчимско-Полюдовском антиклинории.

С учетом сложной тектонической обстановки в рассматриваемом районе для получения более полных данных рекомендуется постановка здесь площадных региональных работ, включающих исследование поверхности Мохоровича.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы.— М.: Недра, 1978.
2. Глубинные сейсмические исследования верхов мантии Среднего Урала/В. С. Дружинин, В. В. Колмогорова, Л. В. Сивкова, Н. И. Халевин//Сейсмические исследования земной коры рудоперспективных структур Урала.— Свердловск, 1980. С. 18—28.
3. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ.— М.: Недра, 1976.
4. Дружинин В. С., Карманов А. Б. Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской плиты//Сов. геология. 1985. № 9. С. 39—48.
5. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Рыжий Б. П. Глубинная структура Урала и прилегающих к нему районов//Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования.— Ярославль, 1988. С. 47—48.
6. Дружинин В. С. Роль глубинных сейсмических зондирований для решения региональных вопросов нефтяной геологии//Геологическое развитие Урала. Достижения и проблемы. Недра, 1989. С. 43—54.
7. Новые данные о глубинном строении Урала (по результатам исследований на Красноуральском профиле ГСЗ)/В. С. Дружинин, Ю. С. Каретин, В. М. Рыбалка, Н. И. Халевин//Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 1. С. 173—176.
8. Новые данные о глубинном строении северной части Южного Урала в сечении Тараташского профиля ГСЗ/В. С. Дружинин, С. В. Автонеен, С. Н. Кашубин, В. М. Рыбалка//Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 121—126.
9. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000/И. Д. Соболев, С. В. Автонеен, Р. П. Белковская и др.— Свердловск: Уралгеология, 1986.
10. Чайкин В. Г., Тулузакова А. В., Аксенов Е. М. К вопросу о проявлении кимберлитового магматизма на севере Восточно-Европейской платформы//Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 944—946.

Принята редколлегией 26 июня 1989 г.

УДК 550.347.42(575.1)

© Коллектив авторов, 1990

Особенности строения поверхности Мохоровичича на территории Узбекистана

Т. Л. БАБАДЖАНОВ, В. А. РЗАЕВА, М. М. РЗАЕВ,
Э. Р. ШЕЙХ-ЗАДЕ (ИГО «Узбекгеофизика»)

Глубина залегания поверхности Мохоровичича (М) континентов и океанов — один из основных параметров, используемых при анализе глубинного строения литосферы. Методам построения и описанию рельефа подошвы земной коры посвящено большое число публикаций, в том числе по территории Средней Азии [1, 3, 4, 5, 6, 8, 9].

Наряду с определением местоположения и структурных особенностей границы М, с середины 70-х годов существенно возрос объем исследований ее природы, состава и физических свойств. Так, в работе [7] приведены ретроспективный анализ представлений о границе М, примеры ее отображения в полях различного класса волн (включая исследования динамических особенностей записи). По мнению авторов монографии [7], практически повсеместно подошва земной коры отвечает не граница первого рода, а переходная зона, степень гетерогенности и нарушенности которой возрастает в активных регионах. Ими предложены две модели границы М, характерные

для платформенных и горно-складчатых областей. В первой мощность переходной зоны не превышает 2 км, а от границы М регистрируются доминирующие закрытые отраженные, сильные докритические и преломленные волны. Под горно-складчатыми сооружениями (модель 2) мощность переходной зоны достигает 8 км, а волны от границы М слабые, малоинтенсивные.

А. В. Чекунов и В. Б. Соллогуб наметили пять типов контакта между корой и мантией [10]. Они выделили тип, присущий рифтам и эпигеосинклинальным орогенам, с развитием в низах земной коры или верхах мантии коро-мантийной смеси (скорость продольных волн v_p 7,4—7,6 км/с) и с резкой границей М, а также «диффузный» тип, состоящий из облака отдельных площадок, характерный для континентальных платформ.

Однако в перечисленных работах практически не учтены материалы последних 5—7 лет изучения литосферы различных районов мира с помощью

близвертикальных и докритических волн МОВ или глубинного ОГТ [2, 10, 11, 12], отличающихся наиболее высокой разрешающей способностью. Кратко суммируя результаты этих исследований, можно наметить три разновидности границы М: 1) тонкая (2—3 км) переходная зона, которой отвечают динамически выраженные оси синфазности; 2) толстая (до 5—9 км) переходная зона; 3) граница проводится по последнему отражающему горизонту или по условной линии, разделяющей сильно расслоенную, насыщенную дифракциями нижнюю часть земной коры от «прозрачной» верхней мантии.

Во всех трех случаях граница М представляет собой сложную, часто прерывистую с меняющимися свойствами зону.

Интересные результаты получены при интерпретации профилей ГСЗ-ОГТ на Украинском щите и в Припятской впадине, где в отличие от других регионов зарегистрирован разрез сильно расслоенной верхней мантии. На основе анализа этих материалов впервые высказано предположение об отождествлении переходной зоны М со слоем коро-мантийной смеси, а подошва земной коры проведена по нижней кромке переходной зоны [2].

Выполненные за последние годы крупномасштабные комплексные сейсмические исследования глубинного строения земной коры Узбекистана позволяют использовать территорию его в качестве сейсмического полигона для анализа отображения границы М на записях преломленных, обменных, до- и закрытых отраженных волн, а также для увязки данных различных модификаций между собой. Отметим, что новая информация получена преимущественно в ходе обработки и интерпретации докритических отраженных волн. Это позволяет сопоставить данные о свойствах границы М территории Узбекистана с результатами близких по детальности исследований МОВ или глубинного ОГТ в других регионах СССР и за рубежом.

Проанализируем особенности строения и глубины залегания подошвы земной коры, установленные нами в пределах Центральноараломорской впадины, Восточного Устюрта и Буха-

ро-Хивинской нефтегазоносной области (БХНГО).

В Центральноараломорской впадине граница М представлена переходной зоной мощностью 3—4 км, кровля и подошва которой залегают соответственно на глубинах 33—34 км и 36—37 км и построены по группам осей синфазности, прослеженных с разных пунктов взрыва профиля КМПВ—МГОВ Арал-1. Средние скорости $\bar{v}$ до верхней и нижней границ зоны равны 6—6,1 и 6,2 км/с. Выше переходной зоны пластовые скорости $v_{пл}$ достигают 7,2 км/с, а глубже — превышают 8,2 км/с. Непосредственно переходная зона представлена сравнительно разряженной по числу отражающих площадок областью с $v_{пл}$, варьирующими от 7,4 до 7,7 км/с. Западнее Арало-Кызылкумского вала (Устюртский блок) проследивание поверхности М существенно ухудшается, поскольку ведется по исходному материалу более низкого качества. Однако и в этом блоке установлена единая пачка отражений, отвечающая облаку площадок в интервале глубин 36—41 км, внутри которой трудно прокоррелировать группы осей, соответствующие кровле и подошве переходной зоны. Отраженные от границы М волны не были зарегистрированы на участке профиля между 95 и 110 км в Центральноараломорском блоке, что, вероятно, связано со своеобразной историей тектонического развития блока или с особыми петрофизическими параметрами среды.

Важно отметить близость амплитудной выразительности осей синфазности, соответствующих зоне М, к динамическим параметрам других внутрикоровых и верхнемантийных границ, занимающих значительную часть разреза литосферы Аральского моря, — от 26—28 км до 44—48 км. При такой высокой расслоенности среды в интервале разреза выше и глубже раздела кора — мантия лишь детальный скоростной анализ позволяет наметить местоположение зоны М.

Две регионально выдержанные группы колебаний, свойства которых (количество фаз, амплитудная выразительность и др.) существенно изменяются по латерали, прослежены на территории Восточного Устюрта. Сопоставление волнового поля докритиче-

ских отражений с годографами по профилю ГСЗ Копетдаг — Аральское море в совокупности с их кинематическими и динамическими характеристиками позволило проинтерпретировать эти группы как отраженные волны от кровли M_k и подошвы M_n переходной зоны M .

Глубины залегания границы, построенной по первой группе колебаний, варьируют от 33 до 38 км при преобладании значений 34—36 км. Глубина подошвы зоны M в пределах большинства положительных и отрицательных тектонических элементов Восточного Устюрта мало отклоняется от 42—43 км, погружаясь на 3—4 км под Актумсукской системой дислокаций, Самским и Косбулакским прогибами.

Мощность зоны M на значительной территории Барсакельмесского прогиба, Байчагыр-Яркимбайского выступа, Карабаурского вала, Шахпахтинской и Узункуинской ступеней 5,5—8 км с тенденцией к увеличению значений (внутри указанного интервала) в сторону областей максимального погружения поверхности фундамента и Куаныш-Коскалинского вала. «Раздув» зоны M до 8—10 км приурочен к структурам Самского, Косбулакского, Асакчауданского прогибов и отдельным блокам Центральноустюртской системы дислокаций. В центральной части Актумсукской системы дислокаций и на южном борту Косбулакского прогиба она возрастает до 10—11,5 км.

Наиболее интересные особенности строения переходной зоны M Восточного Устюрта следующие.

1. Погруженное залегание границы M_k под впадинами Северного Устюрта по сравнению с Южным, а также большая дифференцированность ее в пределах выступов поверхности фундамента.

2. Максимальные отклонения свойств, мощности и местоположения на разрезе зоны M от среднерегionalных значений наблюдаются в крупных тектонических блоках (областях), претерпевших в различные периоды развития крупномасштабные, длительные положительные или отрицательные подвижки, а также на контактах между такими блоками.

3. Внутри зоны M прослеживаются многочисленные отражающие площад-

ки, стабильность выделения которых ниже, чем M_k и M_n . В частности, для Актумсукской и Центральноустюртской систем дислокаций, Западно-Барсакельмесской мульды и Косбулакского прогиба характерна спорадическая (ослабленная, вплоть до полного отсутствия) расслоенность зоны M . На остальной части Восточного Устюрта наблюдается группирование площадок на 3—4 км глубже M_k , т. е. вблизи средней линии зоны.

Отраженные волны от зоны M на профилях МГОВ в БХНГО зарегистрированы на удалениях 20—90 км от пункта взрыва на временах 13,5—17,5 с в виде регулярных многофазных групп длительностью 0,5—1,5 с с видимой частотой 12—15 Гц. Сводный годограф групп имеет гиперболическую форму, а кажущиеся скорости v_k изменяются от 25 до 9 км/с. Отдельные оси синфазности группы, как правило, не протяженны и разбиты высокоамплитудными кратными и дифрагированными волнами.

Низам земной коры БХНГО в отличие от Восточного Устюрта и Аральского моря преимущественно отвечает «немая» или разреженная запись, что облегчает выделение зоны M (рис. 1). Для отражений от переходной зоны M в БХНГО характерна существенная изменчивость формы записи и интенсивности колебаний, не коррелируемая по площади с определенными тектоническими элементами — от мощного неразрешенного пакета отражений до нескольких отдельных волн или реже одного 2—3-фазного колебания. На этом фоне значительных латеральных вариаций волновой картины прослеживается закономерная приуроченность наиболее выразительных осей синфазности к верхней и нижней границам группы (см. рис. 1).

Наиболее уверенные отражения от поверхности M в БХНГО зарегистрированы на профилях, проходящих по простиранию Каракульского прогиба и Денгизкульского поднятия, где верхняя и нижняя границы (соответственно M_k и M_n) залегают на глубинах 39—41 км и 44—48 км (рис. 2). Близкие значения установлены на всей Чарджоуской ступени, лишь в пределах одноименного поднятия граница M_n расположена несколько выше — на

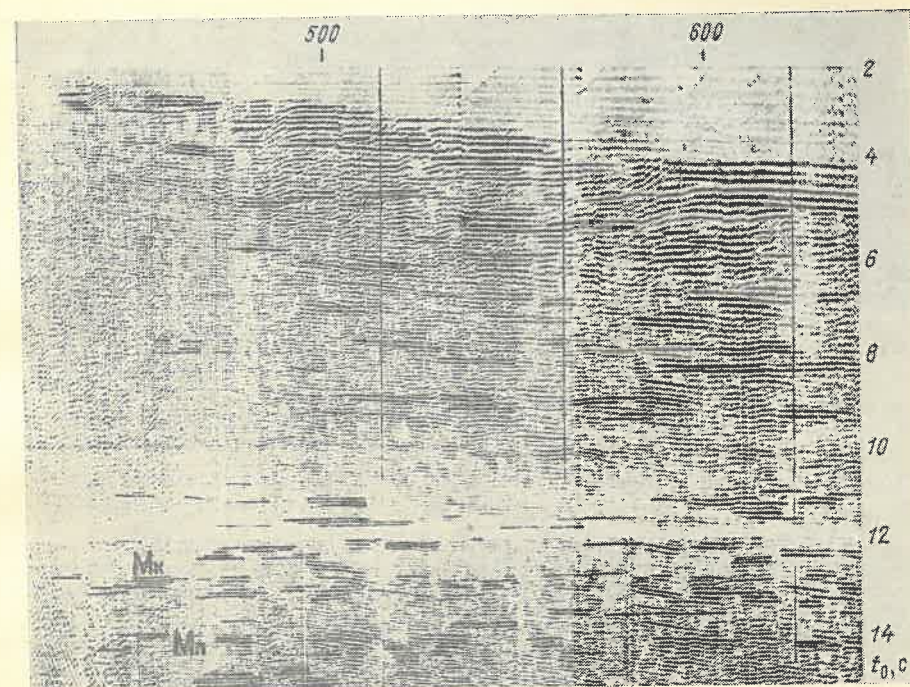


Рис. 1. Фрагмент временного разреза по профилю МГОВ, отработанному в БХНГО: M_k и M_n — кровля и подошва зоны M

43—44 км. На Бухарской ступени глубины залегания кровли и подошвы зоны M уменьшаются до 37—39 км и 43—46 км. Такое одновременное воздымание обеих границ, происходящее вдоль Учбаш-Каршинской флексуно-разрывной зоны с юга на север, не приводит к сколько-нибудь заметному изменению мощности зоны M , характеризующейся модальным значением 5—6 км (рис. 3). Однако, если на Бухарской ступени вариации мощности зоны M с точностью ± 1 км не выходят за рамки модального значения, то на Чарджоуской — диапазон изменения достигает 5 км: от 2—3 до 7—8 км, причем минимальные значения характерны для Чарджоуского и Испанлы-Чандырского поднятий, а максимальные — для Каракульского прогиба, области сочленения Чарджоуской ступени с Бешкентским прогибом и Денгизкульского поднятия. Среднепластовые скорости внутри зоны M на подавляющей части рассматриваемого региона близки (7,4—7,6 км/с) и понижаются до 7,2—7,4 км/с в районе Газлинского поднятия.

Из сопоставления схем рельефа кровли и подошвы, а также мощности

зоны M с толщиной осадочного чехла установлено следующее.

1. Утонению осадочного чехла на 0,2—2 км на Бухарской ступени соответствует идентичный по амплитуде подъем кровли и подошвы зоны M при сохранении ее мощности.

2. В пределах Бухарской ступени наблюдается индифферентное поведение подошвы осадочного чехла, границ и мощности переходной зоны M .

3. На Чарджоуской ступени прослеживается тенденция к прямому соответствию между толщиной осадочного чехла и глубиной залегания подошвы зоны M при весьма слабой расчлененности ее кровли.

Таким образом, из новых данных о структуре поверхности M , полученных в Узбекистане по материалам докритических отраженных волн, следует, что разделу между земной корой и верхней мантией отвечает переходная зона, мощностью 2—10 км, состоящая из субгоризонтальных площадок. Пластовые скорости выше и глубже зоны соответственно составляют 6,6—7,3 км/с и более 8 км/с, а внутри нее — 7,4—7,6 км/с. Средние скорости до кровли и подошвы зоны не являются

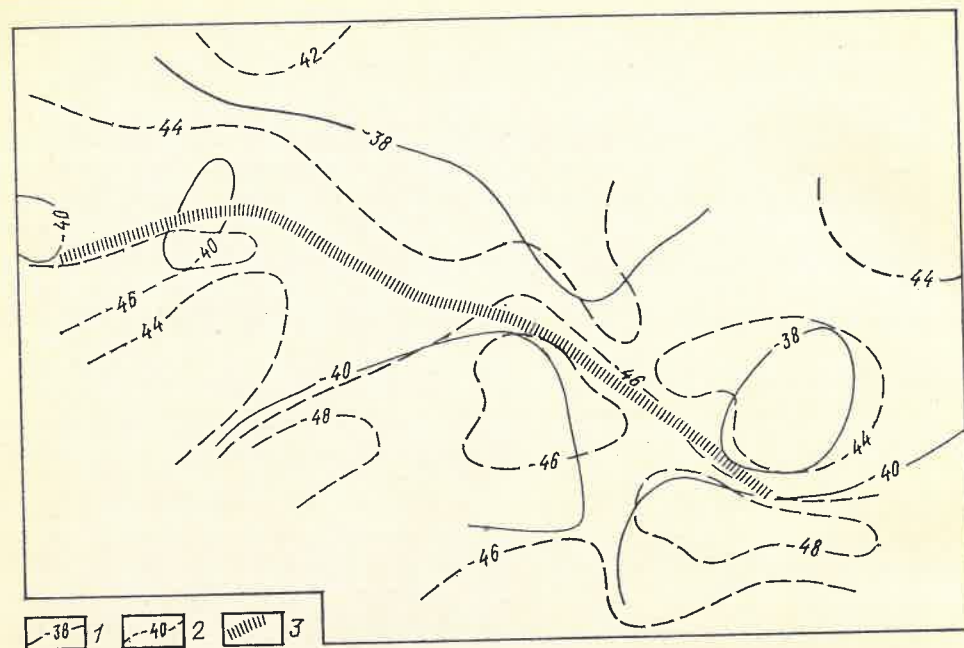


Рис. 2. Схема глубин залегания зоны М в БХНГО:
изогипсы, км: 1 — кровля, 2 — подошвы; 3 — Учбаб-Каршинская флексуно-разрывная зона

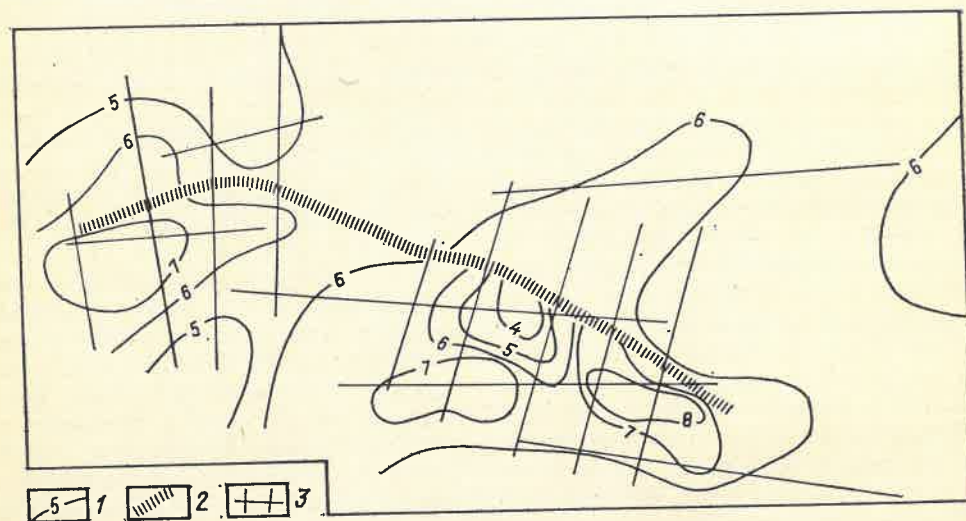


Рис. 3. Схема мощности переходной зоны М в БХНГО:
1 — изопакеты, км; 2 — Учбаб-Каршинская флексуно-разрывная зона; 3 — система профилей МГОВ

показательными, так как существенно зависят от мощности и скоростей осадочного чехла, промежуточного структурного этажа, комплексов земной коры и других факторов и весьма мало различаются по значениям до обеих границ (0,05—0,15 км/с). В волновом поле рассматриваемого класса волн зоне М соответствуют устойчивые, как правило динамически выраженные,

группы осей синфазности, амплитуда и протяженность которых закономерно повышаются с удалением от пункта взрыва, а временная мощность группы сокращается в этом же направлении.

Описанные характеристики отраженных волн хорошо согласуются с представлениями о разрешающей способности сейсмометрии, указывающими на значительное снижение детальности

информации (а следовательно, на повышение степени осредненности разреза) при увеличении углов падения (отражения) [5].

Лишь при сокращении мощности зоны М до 2—3 км, т. е. когда ее кровля и подошва находятся вблизи области максимальной разрешающей способности докритических отраженных волн по кинематическим особенностям записи, можно рассматривать поверхность М как границу первого рода.

В ряде районов (отдельные блоки Самского и Косбулакского прогибов, Актумская система дислокаций и др.) не удалось получить отражения от границы (зоны) М, что не связано с методикой и качеством полевых наблюдений и обработки. Вероятно, эти области, выделение и геолого-тектоническая привязка которых будут осуществляться по мере накопления новых данных, имеют специфическую литосферу с нарушенной сплошностью границы М («мантийные окна»).

Естественно, приведенный «образ» поверхности М по материалам докритических и близвертикальных отраженных волн передает лишь наиболее характерные признаки столь важнейшей границы литосферы. Очевидно, что четкое понятие «поверхность М» определится в результате дальнейших исследований ОГТ, МГОВ, ГСЗ с учетом достижений всех наук о Земле.

Однако накопленный материал свидетельствует о необходимости введения ряда терминологических и смысловых изменений: а) закрепить за разделом между земной корой и верхней мантией название «переходная зона М» или «зона М» вместо принятых «поверхность М, граница М»; б) отождествлять переходную зону М с толщиной коро-мантийной смеси, относимой различными исследователями либо к низам коры, либо к верхам мантии.

Наибольший интерес представляют схемы рельефа кровли и подошвы переходной зоны М, ее мощности, значений пластовых скоростей внутри зоны. Анализ этих параметров приблизит нас к пониманию геотектонической и петрофизической природы раздела между корой и мантией, поможет выявить связи особенностей строения зоны М с геолого-тектоническими признаками крупных регионов и отдель-

ных структур, мощностью осадочного чехла и другими характеристиками.

Совершенно естественно, что при замене бесконечно тонкой поверхности М переходной зоной с переменной по латерали мощностью возникает вопрос об использовании данных глубинного ОГТ и МГОВ при определении мощности земной коры и построении схем рельефа границы М в ее современном толковании. Эта проблема на современном этапе изученности земной коры и верхней мантии представляется наиболее существенной. Докритическими отраженными волнами изучены небольшие районы СССР (БССР, УССР, Средняя Азия и Казахстан), Европы (ФРГ, ГДР, Венгрии и др.), значительно лучше — территории США, Австралии и Великобритании. Однако таких данных явно недостаточно для построения кондиционных схем, освещающих поведение переходной зоны и глубины ее залегания по системе указанных параметров. Поэтому возникает необходимость комплексирования материалов ГСЗ — КМПВ, глубинного ОГТ, МГОВ. Некоторые исследователи (Н. И. Павленкова и др.) отвергают целесообразность комплексирования, считая, что построение поверхности М можно проводить только по материалам преломленных волн. А. В. Чекунов, В. Б. Соллогуб попытались разработать критерии проведения границы М по кровле или подошве переходной зоны в зависимости от принадлежности рассматриваемого района к одному из двух эволюционных рядов литосферы — деструктивному (внутриконтинентальные рифты) или конструктивному (эпигеосинклинальные орогены). Такая схема интерпретации сейсмических данных в тесной связи с геолого-историческими аспектами представляет большой интерес, однако в ряде случаев невозможно однозначно отнести конкретную структуру (например, Амударьинскую впадину) к конструктивному или деструктивному ряду.

В работах [1, 5] на основании анализа данных изучения глубинного строения отдельных районов Казахстана, Устюрта, Великобритании с помощью преломленных и отраженных волн под различными углами волн сделан вывод о близости местоположения поверхности М по материалам ГСЗ —

КМПВ к средней линии переходной зоны. По мнению авторов указанных публикаций, такое соотношение объясняется более низкой разрешающей способностью преломленных и закрытых отраженных волн, осредняющих переходную зону по ее скоростному и структурному облику. Сопоставление данных ГСЗ, МОВЗ и МГОВ о местоположении подошвы земной коры в БХНГО практически полностью подтвердило этот вывод.

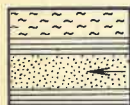
Следовательно, при совместном использовании материалов, полученных с помощью преломленных и отраженных под различными углами волн, может быть построена схема глубин залегания некоторой условной границы, совпадающей с отметками H_m на профилях ГСЗ — КМПВ и с положением средней линии внутри переходной зоны М при наблюдениях ОГТ или МГОВ. Глубины залегания условной границы — «поверхности М» должны служить основой для определения мощности земной коры, рельефа ее подошвы и кровли верхней мантии.

Таким образом, анализ результатов комплексных сейсмических исследований территории Узбекистана свидетельствует о существенной латеральной изменчивости структуры и свойств переходной зоны между земной корой и верхней мантией. Эти особенности, наряду с традиционными геофизическими данными о рельефе границы М, несомненно, должны рассматриваться как важнейший источник информации о глубинном строении и истории развития литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона // Сов. геология. 1984. № 10. С. 67—74.
2. Глубинные сейсмические зондирования на территории Белоруссии / Р. Г. Гаретский, А. М. Боборыкин, В. А. Богино и др. // Геофизический журнал. 1986. Т. 8. № 4. С. 3—9.
3. Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. — Ташкент: Фан, 1985.
4. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р., Блюменцайг И. В. Рельеф поверхности Мохоровичича Средней Азии и Казахстана по сейсмическим данным. — М.: ИФЗ АН СССР, 1983.
5. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Геономическая характеристика Западной Евразии. — М.: ИФЗ АН СССР, 1985.
6. Литосфера Памира и Тянь-Шаня / Н. А. Беляевский, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский и др. — Ташкент: Фан, 1982.
7. Резанов И. А., Файтельсон А. Ш., Краснопевцева Г. В. Природа границы Мохоровичича. — М.: Недра, 1984.
8. Связь металогеологии с глубинным строением земной коры центральной части Средней Азии / И. Х. Хамрабаев, Т. М. Воронич, О. П. Горьковой и др. — Ташкент: Фан, 1987.
9. Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. — М.: Недра, 1982.
10. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. Стратегия геофизических исследований литосферы на Украине // Геофизический журнал. 1985. Т. 7. № 6. С. 22—42.
11. Bartfeld R. K., Gowin I., Stiller M., et al. First results and preliminary interpretation of deep-reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South // J. Geophys. 1985. 57. N 3. P. 137—163.
12. Kerr R. A. Probing the deep continental crust // Science. 1984. 225. N 4661. P. 492—494.

Принята редколлегией 15 августа 1988 г.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.32

Формирование пресных подземных вод в орошаемых районах аридной зоны

Л. Е. ШЕЙНА (ТИНИМСХ)

Орошаемые земли расположены в основном в равнинно-пустынной зоне и представлены главным образом субаральными (Кашкадарья и Зарафшан) и приморскими (Амударья) дель-

тами. Такие территории Средней Азии наиболее перспективны для развития высокопродуктивного орошаемого земледелия. Это весьма слабо дренированные или практически бессточные в

естественных условиях зоны, что объясняется равнинным характером их рельефа, а также фациальной и геофильтрационной неоднородностью литологического строения. Здесь развиты грунтовые воды повышенной минерализации, а пресные — в виде узкой полосы вдоль русел рек.

Орошаемое земледелие на этих территориях требует подачи большого количества воды через системы каналов, потери из которых являются мощным источником пополнения запасов грунтовых вод, что вызывает быстрый подъем уровня грунтовых вод (УГВ) вплоть до образования заболачивания. В результате территория превращается в зону вертикального водообмена — инфильтрации и испарения. Заболачивание и засоление орошаемых земель предотвращаются искусственным дренированием. При слабой интенсивности работы дренажных систем территория характеризуется неглубоким залеганием УГВ и усиленным их расходом на испарение. Этим обусловлено региональное развитие здесь ирригационных грунтовых вод повышенной минерализации. Пресные грунтовые воды формируются лишь вдоль естественных (реки) и искусственных (каналы) водотоков. Для формирования зон опреснения в грунтовых водах вдоль каналов, кроме наличия коллектора и водотока, необходимо, чтобы уровень воды в водотоке занимал определяющее положение по отношению к УГВ на прилегающих территориях (С. Ш. Мирзаев, 1967). Отсутствием таких условий, в частности, было объяснено отсутствие зон опреснения в грунтовых водах старых переуглубленных каналов Хорезма, вдоль русла среднего течения р. Кашкадарья, в западной части Зарафшанской впадины и т. д.

При наличии указанных условий для формирования зон опреснения, имеющих практическое значение, необходимо время, продолжительность которого определяется скоростью движения (вытеснения соленых вод пресными) фильтрационного потока, зависящей от его гидравлического уклона. В зоне орошаемого земледелия эта скорость со временем убывает, особенно в течение 4—5 лет ирригационного освоения земель, что связано с интенсивным под-

емом УГВ под орошаемыми землями. Как показывают материалы наблюдений за процессом опреснения грунтовых вод вдоль крупных ирригационных каналов, для формирования опреснения в грунтовых водах, имеющих эксплуатационное значение, необходимо длительное время.

В зависимости от соотношений уреза воды в водотоке и УГВ на прилегающих к нему площадях С. Ш. Мирзаев (1967) выделил четыре типовые схемы формирования зон опреснения (рис. 1): 1) УГВ в прилегающей к водотоку зоне ниже дна водотока; 2) УГВ вблизи водотока выше паводкового уреза в нем (опреснение грунтовых вод не происходит); 3) УГВ находится на уровне дна водотока или выше него, но ниже паводкового уреза воды в нем; 4) УГВ в полосе вдоль водотока на одном берегу выше уреза воды в нем, а на другом — ниже.

По условиям залегания опресненных линз грунтовых вод в разрезе С. Ш. Мирзаев выделяет также следующие типовые схемы (см. рис. 1).

1. Опреснение распространено до водоупора (в разрезе) и равномерно в обе стороны от водотока (в плане), что характерно для условий неограниченного по латерали пласта.

2. Опреснение развито в плане симметрично и на небольшую ширину (200—500 м) в неограниченном пласте; в разрезе — зона опреснения распространена на соленых водах, что характерно для водотоков, сформировавшихся относительно недавно, или имеет место в тех случаях, когда опреснение связано с процессами берегового регулирования.

3. Опресненные воды развиты только в одну сторону от водотока и плавают на соленых грунтовых водах. Образование их связано с полуограниченными водоносными пластами или с асимметричным положением УГВ относительно уреза в водотоке.

4. Зоны опреснения ограничены слабопроницаемыми породами, содержащими воду повышенной минерализации. Они возникают в местах пересечения водотоками узких русловых образований древних речных протоков, когда урез воды в них выше УГВ.

Результаты поисково-разведочных работ последних 20 лет показали, что

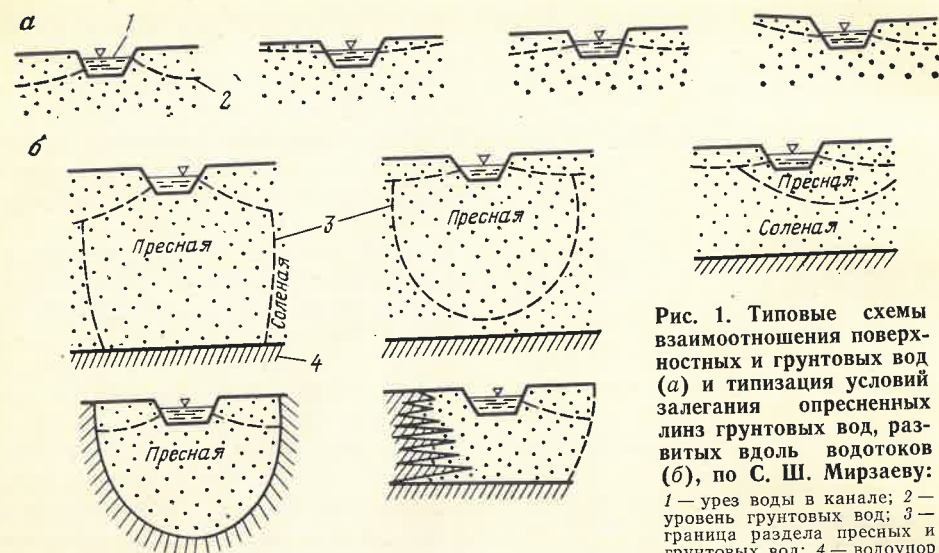


Рис. 1. Типовые схемы взаимоотношения поверхностных и грунтовых вод (а) и типизация условий залегания опресненных линз грунтовых вод, развитых вдоль водотоков (б), по С. Ш. Мирзаеву:

1 — урез воды в канале; 2 — уровень грунтовых вод; 3 — граница раздела пресных и грунтовых вод; 4 — водоупор

С. Ш. Мирзаевым, хотя и рассмотрены главные типы формирования и залегания опресненных грунтовых вод, развивающихся вдоль водотоков, но не учитываются особенности литологического строения трассы русла водотока.

В частности, скорость формирования зон опреснения во многом зависит от расхода фильтрационного потока и литологического строения водовмещающих пород. Расход фильтрационного потока определяется не только соотношением уреза воды в водотоке и УГВ на прилегающей площади, но и степенью вскрытия руслом водотока вмещающих пород.

По этому признаку могут быть выделены следующие три основные схемы (Л. Е. Шейна, 1977): 1) русло водотока полностью находится в основном водоносном горизонте (мощности покровных отложений незначительны); 2) водоносные отложения вскрыты только по дну водотока, мощность покровных отложений 1—3 м, реже более 3 м; 3) русло водотока полностью находится в покровных отложениях, что характерно для периферийных зон субэвральных и приморских дельт и для условий прохождения канала в насыпи и полувыемке.

По литологии коллектора опресненных грунтовых вод могут быть выделены (рис. 2):

в разрезе — однослойные, двухслойные, многослойные (с выдержанными

в разрезе и в плане слоями) и бессистемно переслаивающиеся водосодержащие породы;

в плане — ограниченно и неограниченно распространенные водосодержащие породы.

Однослойное строение неограниченных в плане водосодержащих пород характерно для современных аллювиальных отложений речных долин и дельт; двухслойное и многослойное, обычно неограниченное в плане — для территории развития аллювиальных отложений речных долин и дельт позднего, среднего и раннечетвертичного возрастов; бессистемно переслаивающаяся толща ограниченного и неограниченного в плане развития свойственна аллювиальным и пролювиальным равнинам. Водосодержащие породы ограничены распространены в русловых отложениях по протокам реки в пределах приморских и субэвральных дельт, а также в древних речных долинах.

Приведенная типизация геолого-гидрогеологических и гидрологических условий формирования зон опреснения в грунтовых водах позволяет прогнозировать возможность формирования перспективных месторождений пресных грунтовых вод вдоль новых каналов как возможный местный источник водоснабжения населения.

Была произведена типизация гидрогеологических условий по трассам Ульяновского магистрального канала

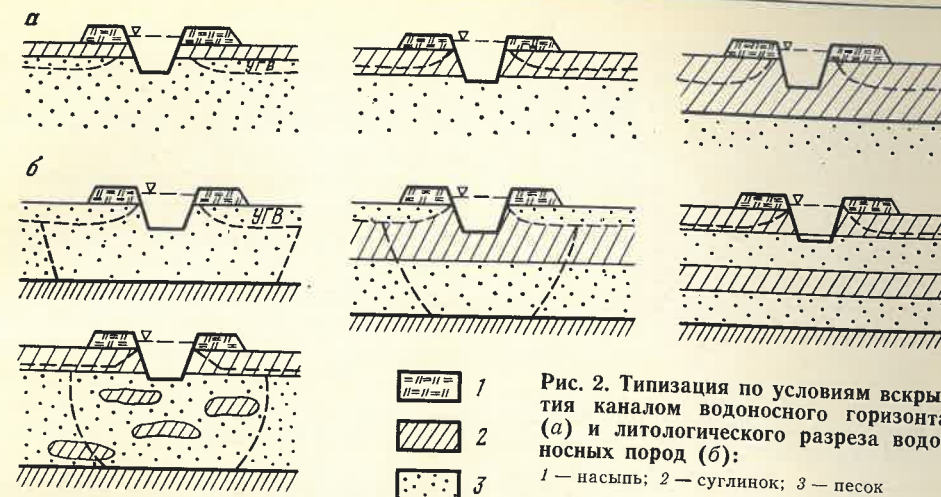


Рис. 2. Типизация по условиям вскрытия каналом водоносного горизонта (а) и литологического разреза водоносных пород (б):

1 — насыпь; 2 — суглинок; 3 — песок

(УМК) и Каршинского магистрального канала (КМК) для формирования зон опреснения в грунтовых водах вдоль их русел, на основании которой по первой трассе выделены три перспективных участка общей протяженностью около 32 км, а по второй — четыре протяженностью 9,1 км. Таким образом, длина перспективной части обеих трасс около 40 км, из них наиболее перспективны 22 км, где может быть организован водозабор для водоснабжения целинных хозяйств.

Для изучения процесса формирования зон опреснения в грунтовых водах на перспективных отрезках канала в 1973—1980 гг. проведены режимные наблюдения по специально оборудованным створам пьезометров: шесть из них (пять по КМК и один по УМК) построены Каршинской гидрорежимной партией ПО «Узбекгидрогеология» (К. М. Арипов, Ч. Д. Дияров, 1979), три (по УМК) — институтом «Средазгипроводхлопок». Все створы ориентировались перпендикулярно к руслу канала и включали почти сходную схему расположения пьезометров, их кустов и замерных рек. В каждом створе кроме водомерных рек устанавливалось по 8—10 (по 4—5 на каждом берегу) пьезометров, из которых 6 первых от русла канала были парными. Первые (непосредственно у берегов) парные пьезометры длиной 2 м имели фильтры длиной 2 м на глубинах 10—18 м. Второй и третий кусты размещались соответственно в 25 м и 100—200 м от берега, четвертый и пятый (при наличии) пьезометры — оди-

ночные скважины — располагались на расстоянии от 500 до 1000—3000 м от канала с фильтром на глубине до 18 м.

Анализ и обобщение результатов режимных наблюдений позволяют констатировать следующее. В полосе размещения пьезометров вдоль УМК шириной около 500 м режим грунтовых вод формируется под непосредственным влиянием работы канала. С момента пуска воды в канал УГВ в этой полосе поднялся с 10—12 м до своего критического положения (1,5—3 м от поверхности земли). Режим УГВ в пьезометрах, расположенных в непосредственной близости (100 м) от канала, повторяет все изменения горизонта воды в канале, эти изменения несколько сглаживаются с расстоянием и вследствие орошения.

Изменение уровня воды в глубоких пьезометрах синхронно с верхними, но в глубоких уровень воды отличается на 10—15 см, что связано с развитием местного напора в грунтовых водах из-за наличия в толще аллювиальных песков относительно слабопроницаемых слоев супесей и суглинков.

Пуск воды в канал сопровождался подъемом УГВ и опреснением грунтовых вод. Степень их опреснения зависит от особенностей литологического строения района, а интенсивность процесса убывает по мере уменьшения гидравлических уклонов фильтрационного потока от канала. За пять лет работы канала, хотя опресняющее его влияние во всех случаях распространялось в разрезе до водоупорных слоев, а в плане охватило полосу более

500 м, месторождений пресных грунтовых вод, которые могли бы быть рассмотрены как источник хозяйственно-питьевого водоснабжения, не сформировалось. За этот период появились лишь в зародыше линзы таких грунтовых вод под руслом канала шириной 20—100 м и мощностью до 5—6 м. При этом мощность опресненных грунтовых вод с минерализацией до 1,5 г/л достигла 10 м при ширине до 100 м и более. Аналогичные результаты получены по наблюдениям КМК.

Подытоживая рассмотрение результатов изучения процесса формирования опресненных грунтовых вод вдоль КМК и УМК, можно сделать следующие выводы.

1. Происходящий вдоль крупных ирригационных каналов процесс формирования опресненных грунтовых вод, представляющих интерес для водоснабжения населения, является длительным, требующим не менее 10—15 лет после пуска воды в канал.

2. Зоны опреснения в грунтовых водах формируются за счет замещения соленых вод пресными по принципу поршневого вытеснения одной жидкости другой с образованием в потоке переходной зоны смешанных вод.

3. Интенсивность этого процесса вытеснения в основном зависит от геофильтрационных параметров водовмещающей среды и от гидравлического уклона фильтрационного потока. В течение первых 3—5 лет эксплуатации она постоянно убывает и стабилизируется при минимальных значениях.

4. Процесс формирования зон опреснения вдоль ирригационных каналов может быть разделен на четыре этапа (рис. 3).

Этап свободной фильтрации охватывает начальный период эксплуатации, когда фильтрационные воды из канала в виде «дождевого» потока достигают глубоководящего бытового уровня соленых грунтовых вод. На поверхности последних начинаются накапливание, смешивание и растекание инфильтрующихся вод и образуется первая зона опреснения в грунтовых водах. В дальнейшем эта зона смешанных вод образует первую переходную зону от природных соленых грунтовых вод к пресным фильтрационным.

Этап образования фильтрационного бугра — зоны насыщения под руслом канала. Он формируется над указанной зоной смешанных вод, вдавливаясь в их поверхность и начинается процесс вытеснения смешанных вод фильтрационными. Качество воды в фильтрационном бугре зависит от состава пород зоны аэрации: в случае засоленности последних или наличия в их составе легкорастворимых солей вода имеет повышенную минерализацию, а затем постепенно опресняется до полного соответствия качеству фильтрующейся воды. Поэтому в полосе опреснения в грунтовых водах возможно формирование еще одной переходной зоны (по минерализации и химическому составу) от природных — соленых к фильтрационно-пресным водам.

Этап растекания фильтрационного бугра и развития подпора в грунтовых водах характеризуется окончательным рассолением грунтовых вод в полосе их опреснения вдоль каналов. Завершается вымыв (растворение и выщелачивание) водорастворимых солей из грунтов зоны аэрации, начинается вытеснение соленых и смешанных грунтовых вод пресными фильтрационными. Интенсивность процесса зависит от разницы между УГВ и урезом воды в канале. Эта разница практически во всех случаях — превышение уреза воды в канале над бытовым УГВ — обеспечивает постепенное вытеснение соленых вод до водоупора в разрезе. Интенсивность вытеснения соленых вод пресными в плане постепенно убывает во времени, поскольку растекание фильтрационного бугра вызывает подпор УГВ, и он постепенно приближается к поверхности земли, с чем связано уменьшение гидравлического уклона фильтрационного потока во времени и, следовательно, скорости вытеснения соленых вод в случае полного расходования фильтрационных потерь на испарение. В отдельных случаях для предупреждения распространения подпора в уровне грунтовых вод, а значит и ухудшения мелиоративного состояния земель, прилегающих к каналу, параллельно ему строят отсечную дренажную для перехвата фильтрационного потока. Тогда вытеснение соленых грунтовых вод фильтрационными

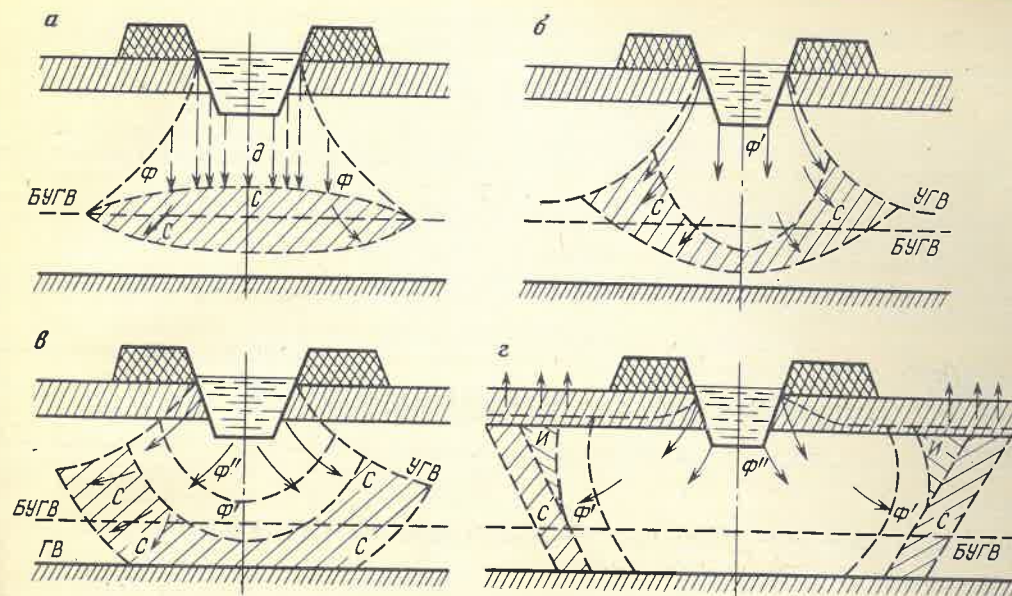


Рис. 3. Этапы развития зон опреснения вдоль каналов:

а — свободной фильтрации, б — образования фильтрационного бугра, в — растекания фильтрационного бугра и развития подпора, г — равновесного состояния; БУГВ — бывший уровень грунтовых вод; ГВ —

естественные грунтовые воды соленые; С — смешанные грунтовые воды соленоватые; И — испарительное засоление грунтовых вод; Ф — свободная фильтрация; Ф' — фильтрационные воды из канала; Ф'' — пресные воды фильтрационного бугра (повышенной минерализации); Ф''' — пресные фильтрационные

пресными водами из канала ограничивается распространением от него до дрена, так как дальше образуется обратный уклон в зеркале грунтовых вод, т. е. она дренирует их с прилегающих земельных массивов.

Этап равновесного состояния между фильтрационным потоком из канала и его расходом в основном на испарение и выклинивание обратно в русло канала и в дрена. Для данного этапа (при наличии благоприятных условий для формирования зон опреснения) характерно следующее:

опреснение в разрезе распространяется до водоупора;

ширина зоны опреснения в плане зависит от размера фильтрационных потерь и интенсивности расходования грунтовых вод на испарение, расстояния от канала до параллельной дрена; переход пресных фильтрационных грунтовых вод к естественным соленым происходит постепенно через зону смешанных вод;

граница раздела пресных фильтрационных грунтовых вод со смешанными обычно в разрезе не горизонтальная, а сужается вверх и вниз. Сужение границы в нижней части разреза

связано с формой гидродинамической сетки движения вытесняющего потока, а в верхней — с испарительным соле-накоплением в грунтовых водах.

В заключении отметим, что процесс формирования зоны опреснения в грунтовых водах вдоль каналов и ее ширина зависят от размеров полосы земель, отчуждаемых для организации эксплуатации канала (строительство дорог, линии связи и др.), т. е. расстояния от канала до массивов орошаемых земель. Это связано с тем, что орошаемые земли также являются источником развития подпора, направленного в разные стороны, в частности к каналу, в результате чего ширина зоны непосредственного опресняющего влияния ирригационного канала сужается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мирзаев С. Ш. О формировании, разведке и эксплуатации опресненных линз грунтовых вод, развитых вдоль водотоков // Узб. геол. журнал. 1967. № 1. С. 32—34.
2. Мирзаев С. Ш., Чертков Ю. Т. Опыт разведки пресных грунтовых вод для крупного водоснабжения равнинной части долины р. Амударья // Месторождение подземных вод. Опыт разведки, эксплуатации и охраны их запасов. Ташкент. 1967. С. 112—117.

3. Мирзаев С. Ш., Юсупов Г. У., Шеина Л. Е. Перспективы формирования опресненных грунтовых вод вдоль магистральных каналов Каршинской степи и возможность их использования для водоснабжения целинных совхозов // Тезисы 36 науч.-произв. конф. проф.-препод. состава. Ташкент. 1977. С. 118—119.
4. Ходжибаев Н. Н., Арипов К. М. К принципам размещения наблюдательной сети для изучения режима грунтовых вод Каршинской степи // Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. Таш-

кент. 1966. С. 106—111.

5. Ходжибаев Н. Н., Магзумов Д. И. К методике составления прогноза пресных линз, приморских линз. — Ташкент: Фан, 1965.
6. Шеина Л. Е. Научно-методические и технологические основы ускорения процесса формирования опресненных грунтовых вод вдоль ирригационных каналов (для организации сельхозводоснабжения на примере Каршинской степи): Дис. ... канд. техн. наук. — Ташкент, 1986.

Принята редколлегией 25 сентября 1989 г.



ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 553.042.003.1

© И. Я. Файнштейн, Л. М. Фрейнкман, 1990

Концепция цен потребления на разведанные запасы минерального сырья в недрах

И. Я. ФАЙНШТЕЙН, Л. М. ФРЕЙНКМАН (ВНИГНИ)

Рациональный хозяйственный механизм в минерально-сырьевом комплексе страны, охватывающем всю совокупность производственных процессов освоения минеральных богатств, должен обеспечивать одновременное и взаимосвязанное решение двух основных задач — способствовать наиболее эффективному извлечению полезных ископаемых из недр с последующим использованием в народном хозяйстве и стимулировать реализацию оптимальных с позиций государства решений по проведению геологоразведочных работ.

Обсуждаемые предложения по платежам в бюджет за использование природных ресурсов (в том числе и полезных ископаемых) направлены на решение только первой из указанных задач. Платежи, по-прежнему, будут взиматься с добывающих предприятий и никакого влияния на геологоразведочные работы оказывать не смогут. Однако недавно внедренный аппарат стабильных нормативов предельной стоимости (НПС) единицы конечного результата геологического задания, являющихся сугубо «внутригеологическими» стоимостными (затратными) лимитами, не имеет выхода в добывающую систему и, следовательно, не пригоден для решения первой задачи. Не устанавливая прямой зависимости

между экономическим положением геологоразведочного предприятия и конечными народнохозяйственными последствиями от вовлечения в производственный оборот разведанных запасов, аппарат НПС дает лишь частичное решение (стимулируется только повышение внутриотраслевой эффективности) и второй задачи.

Наиболее продуктивным инструментом хозяйствования представляются цены на разведанные запасы минерального сырья в недрах. Разработка таких цен и построение на их основе полностью возмездных (товарно-денежных) отношений при передаче подготовленных к промышленной разработке месторождений из разведки в эксплуатацию будут не только означать наилучшее, по нашему мнению, комплексное решение выделенных выше задач рационального управления, но и обеспечат полное соответствие между отраслевыми и народнохозяйственными оценочными показателями эффективности развития. В современных условиях правильно построенный ценовой механизм является «необходимым условием введения полного хозяйственного расчета и самофинансирования» [2].

Из всех отраслей материального производства нашей страны практически только ГРП никогда не имели цен на свою основную продукцию, хотя во-

просы ценообразования на разведанное минеральное сырье в недрах обсуждаются уже более 20 лет (Н. А. Хрущов, 1967, 1974; Е. П. Кантор, 1970, 1978; С. Я. Каганович, 1968, 1974; Л. П. Кобахидзе, 1970, 1985; С. Р. Кондин, 1968, 1969; В. А. Перваго, 1971, 1974; М. И. Агошков, 1974; Е. А. Соловьева, 1974; Б. С. Селвиназян, 1975; К. К. Сапонджян, 1977; Г. Д. Зильберт, 1979; В. А. Копеев, 1987).

В современных условиях к этой проблеме необходимо подойти с учетом тех глубоких перемен, которые происходят в теории и практике отечественного ценообразования. Дело в том, что практически всегда в Советском Союзе применялись только цены производства. Во всех отраслях материального производства реализовывался методологический принцип — цена есть денежное выражение стоимости произведенного товара. Преобладала затратная схема формирования оптовых цен, согласно которой они устанавливались на базе фактической среднеотраслевой себестоимости и нормативной рентабельности производства. В этих условиях цены, в частности, на отдельные виды добытых топливно-энергетических ресурсов (ТЭР) определялись обособленно по соответствующим отраслям топливно-энергетического комплекса (угольной, нефтяной, газовой, электроэнергетической) путем локальных технико-экономических расчетов. Более поздние методические рекомендации требуют учета не фактических (прошлых), а нормативных (будущих) затрат на производство соответствующих ресурсов. Это лишь один, необходимый, но явно недостаточный шаг на пути к новому ценообразованию.

В настоящее время в ходе проведения радикальной экономической реформы отработывается принципиально новая методология ценообразования — концепция цен потребления, согласно которой цена товара определяется не затратами на его производство, а величиной труда, замещаемого в народном хозяйстве при использовании этого товара. Предлагается реализация нового методологического принципа — цена есть денежное выражение ценности товара, т. е. его потребительной стоимости. Совершенно очевидно, что она не может быть выше народно-

хозяйственной эффективности (общественной полезности) использования данного вида продукции.

Построение цен потребления на добытое минеральное сырье, в частности, на различные виды ТЭР возможно только на основе оптимизационных расчетов по перспективному развитию топливно-энергетического комплекса страны. При этом последний рассматривается как большая сложная система, представляющая собой, с одной стороны, целостную совокупность процессов получения, обогащения, преобразования (переработки), транспортирования и использования всех видов ТЭР, а с другой, единство соответствующих отраслевых подсистем, функционирующей и развивающейся в рамках прогнозируемых энергопотребностей и складывающихся ресурсных ограничений. Критерием целесообразности функционирования данной системы выступает полное удовлетворение указанных перспективных потребностей, достигаемое при минимальных затратах средств. В этих условиях цены потребления на отдельные виды ТЭР определяются как их объективно обусловленные оценки (приростные замыкающие затраты), представляющие собой решение соответствующей двойственной задачи оптимального народнохозяйственного использования ТЭР с учетом полной экономической эффективности их взаимозаменяемости.

Исходной основой для формирования цен потребления являются будущие издержки и нормативная прибыль (приведенные затраты) по всему комплексу использования каждого вида ТЭР. Цены потребления помимо затратных характеристик содержат дифференциальную ренту I рода, определяемую различиями в естественной продуктивности отдельных месторождений и в их расположении, и II рода, возникающую на основе различий в искусственной (экономической) продуктивности использования отдельных видов ТЭР.

«Новые», системно построенные цены потребления на различные виды ТЭР отличаются от «старых», обособленно сформированных цен производства тем, что:

соответствуют общественно необходимым затратам не на производство,

а на воспроизводство отдельных видов ТЭР и учитывают их природную невозобновляемость и объективную ограниченность в недрах;

соответствуют уровням и структуре оптимального топливно-энергетического баланса различных экономических районов, отраслей хозяйства и страны в целом;

обеспечивают объективную оценку предельных индивидуальных затрат на потребление отдельных видов ТЭР, отражая их уровень, максимально допустимый для удовлетворения текущей потребности и минимально возможный для обеспечения прироста потребности в ресурсах;

позволяют построить систему цен потребления на продукцию отдельных стадий освоения различных видов ТЭР.

В частности, они должны явиться базой разработки цен потребления на разведанные запасы отдельных видов ТЭР в недрах. Уровень цен потребления, исходя из нового методологического принципа ценообразования, должен характеризовать народнохозяйственный эффект от будущего потребления запасов, т. е. ориентироваться на их удельную экономическую оценку. Эта цена не связана с реальными затратами на поиски и разведку конкретных месторождений, а является производной от рассмотренных выше конечных цен потребления на различные виды ТЭР. Она получена за пределами отраслевых границ ГРР и, следовательно, представляет собой объективный оценочный показатель эффективности этой отрасли народного хозяйства.

Адекватное отражение в ценах на разведанные запасы в недрах их потребительной стоимости (учет компонентного состава, условий залегания, территориальных факторов, будущего эффекта потребления) создаст реальные экономические предпосылки для ориентации ГРР не на валовые показатели общего прироста разведанных запасов, а на улучшение их качественных результатов, определяемых повышением общественной полезности запасов. В связи с этим мы не согласны с утверждением, что «отличие отрасли геология и разведка недр от других отраслей народного хозяйства заключается в том, что качество товарной

продукции (содержание в руде полезных компонентов) не зависит от труда геологоразведчиков и не может быть улучшено дополнительными усилиями» [1, с. 43].

По нашему мнению, именно геолог определяет наиболее эффективные направления ГРР. Зная геологические особенности «своего» района и специфику формирования месторождений, он может и обязан при планировании, поисках и разведке изучать и учитывать локальные закономерности распределения полезных ископаемых не только «по количеству», но и «по качеству». Другое дело, что действующий хозяйственный механизм не стимулирует его усилия в этом отношении.

Выручка от реализации разведанного и переданного в промышленную разработку месторождения и станет «реальной основой» подлинного, а не декларированного хозрасчета в геологоразведочной отрасли, сделает экономически сопоставимыми затраты и конечные народнохозяйственные результаты ее работы. Одновременно возникнут экономические стимулы для совершенствования процессов добычи, переработки и других отраслей минерально-сырьевого комплекса, применения ресурсосберегающих технологий. Поскольку цены на разведанные запасы в недрах должны учитывать известное (проектное) усреднение техники и методики добычи и прочих технологических процессов, то более полное извлечение запасов будет создавать дополнительный (организаторский) доход у добывающих и других предприятий. Экономически невыгодным станет отказ от извлечения попутных компонентов, коль скоро их потребительная стоимость учтена в цене потребления купленного месторождения.

Разработка и внедрение в хозяйственную практику цен потребления на разведанные запасы в недрах — центральный вопрос жизнеспособности хозрасчета в разведочной отрасли, без решения которого нельзя наладить нормальные экономические взаимоотношения между отдельными процессами минерально-сырьевого комплекса. Такие цены как выражение будущего эффекта от использования запасов, по нашему мнению, могут быть построены на базе уже давно применяемых в

стране рентных (экономических) оценок разведанных месторождений, но выполненных не в традиционных отраслевых, а в народнохозяйственных замыкающих затратах.

Принципиальная схема формирования цен потребления на разведанные запасы в недрах заключается в следующем.

Разведка каждого месторождения завершается его экономической оценкой R . Эта оценка как результат дисконтированного соизмерения всех будущих затрат на использование запасов с их экономической ценностью, выраженной в ценах конечного потребления, характеризует чистый доход общества, связанный с освоением месторождения, и представляет собой его общую цену потребления. Все технико-экономические расчеты по оценке рассматриваются, экспертируются и утверждаются специальными органами (ГКЗ СССР по крупным месторождениям и межведомственные ЦКЗ по прочим), которые осуществляют приемку качества основной геологоразведочной продукции.

После ввода месторождения в разработку и по мере реализации запасов в народном хозяйстве полученная оценка (общая цена потребления) распределяется между бюджетом (государством) и отраслями в нормативном порядке. Цена потребления на запасы в недрах $Ц_{zn}$ в этом случае не зависит от затрат на поиски и разведку, а складывается из рентных отчислений в госбюджет r_6 и нормативной доли геологической отрасли r_p

$$Ц_{zn} = (r_6 + r_p) \cdot R,$$

где r_6 и r_p — процентные ставки соответствующих отчислений. При платной передаче ресурса из добычи в переработку и далее в другие производства цена его единицы увеличивается на нормативные затраты и доход соответствующего производства. Установленные таким образом цены потребления (на добытое сырье, переработанное и т. д.) служат основой для расчетов между смежными производствами. Пределом является цена конечного потребления, которая, как указывалось выше, сформирована на уровне народнохозяйственных замыкающих затрат, полученных в результате оптимизаци-

онных расчетов по перспективному развитию данного комплекса.

При наличии цен потребления запасы месторождения будут выступать в качестве обычного производственного ресурса (сырья или полуфабриката), передаваемого на возмездной основе из одной отрасли материального производства (ГРР) в другую (добывающую). Геологоразведочная служба уже давно превратилась в массовое общественное производство минерального сырья в недрах. Поэтому экономический механизм его управления должен основываться на общехозяйственных принципах, а не на зыбком фундаменте безвозвратного бюджетного финансирования. Отрасль, раскрывающая ресурсный потенциал недр и превращающая его в промышленно подготовленную минерально-сырьевую базу народного хозяйства, не должна считаться «иждивенцем» государства, а вправе иметь самостоятельную финансовую основу собственного воспроизводства, как простого, так и расширенного.

В связи с этим трудно согласиться с мнением, что введение цен на запасы минерального сырья будет означать нарушение Конституции СССР. В частности, Ю. А. Соколовский [3] утверждает, что в СССР «... право собственности на недра принадлежит государству. Недра, как и другие природные ресурсы (земля, леса, воды), у нас национализированы и являются достоянием всего советского народа... Чтобы перейти к продаже разведанных запасов, требуется внести изменения в Конституцию СССР в направлении их денационализации. Таким образом, геологи выявляют месторождения в недрах Земли, но эти месторождения принадлежат государству, и геологи в современных условиях не имеют юридического права их продавать» (с. 34).

Думается, что именно «в современных условиях» приведенные доказательства не имеют юридической основы и являются следствием недостаточных правовых знаний. Как следует из Конституции СССР (глава 1, статья 2) и горного законодательства, отличительная черта социалистической собственности состоит в принадлежности природных основ и средств производства всему обществу и в то же время

каждому ее члену (в том числе и коллективному). Поэтому товарные отношения между социалистическими производителями не изменяют характера собственности, а выражают предусмотренный законодательством акт возмездной передачи права хозяйствования данным объектом собственности (в частности, недрами как таковыми или отдельными месторождениями полезных ископаемых) конкретным субъектам собственности с целью повышения эффективности ее использования.

Субъектами общенародной (государственной) собственности одновременно являются и государство, и трудовые коллективы, и отдельные члены общества. Выступая как главный субъект собственности, советское государство от имени общества поручает другим субъектам собственности участвовать во владении, пользовании и распоряжении соответствующими объектами собственности. Эти «поручения», как известно, в нормативном порядке оговорены в положениях о различных отраслевых министерствах и ведомствах, а также в Законе СССР о государственном предприятии.

К сожалению, все эти отраслевые статусы разработаны (утверждены) примерно 20 лет назад и крайне устарели. Ни одно из них (включая и положения о природопользующих отраслях) не содержит положений о порядке финансово-экономических взаимоотношений со смежными отраслями (продавцами и покупателями). В новое положение, в частности о Министерстве геологии СССР, следует внести запись о том, что при сохранении исключительной собственности Союза ССР на недра геологоразведочная отрасль участвует во владении, пользовании и распоряжении минеральными богатствами страны, т. е. прогнозными ресурсами и разведанными запасами всех полезных ископаемых.

Таким образом, советские правовые нормы ни прямо, ни косвенно не запрещают продажу разведанных запасов минерального сырья в недрах. Напротив, если мы считаем геологоразведочное производственное объединение государственным предприятием (а такой статус обеспечен ему законодательно), то в соответствии с действующим Законом СССР о государствен-

ном предприятии это объединение является социалистическим товаропроизводителем и, следовательно, имеет право продавать свою продукцию (разведанные запасы полезных ископаемых в недрах) ее потребителям (добывающим предприятиям), которые в свою очередь на той же правовой основе продают свою продукцию потребителям — перерабатывающим предприятиям и т. д.

Однако у разведочной отрасли есть одна особенность, которая требует внесения поправки в товарно-денежные отношения между отдельными отраслями. Правом продажи разведанных запасов минерального сырья в недрах должна обладать геологоразведочная отрасль в целом в лице Министерства геологии СССР. Главным аргументом в пользу этого «единственного продавца» запасов в недрах служит, по определению зарубежных геологов-нефтяников, «фундаментально вероятностная природа процесса поиска и разведки месторождений».

Позитивные результаты производственной деятельности в геологии характерны не для каждого года (отчетного периода) работы отдельных геологоразведочных предприятий. Локальные закономерности распространения в недрах различных месторождений полезных ископаемых изучены и установлены еще недостаточно полно во всем мире. Поэтому нельзя говорить об абсолютной надежности и обязательности получения конечной продукции в виде разведанных запасов, как это можно говорить о добытых запасах. В связи с этим целесообразно, чтобы средства от продажи запасов в недрах поступали в единый общесоюзный фонд, распоряжаясь которым (реализуя соответствующие права хозяйствования) Мингео СССР осуществляло экономическое управление производственными предприятиями.

На этой заработанной финансовой основе по-другому «заработают» отраслевые НПС, у которых теперь появляется предельная оценка народнохозяйственного уровня значимости. Разница между ценой потребления в недрах и НПС характеризует вклад геологоразведочных работ в национальный доход страны. Наряду с этим при одновременном существовании цен

конечного потребления на минеральное сырье и цен потребления на его запасы в недрах отпадает необходимость в формировании дополнительной системы платежей в бюджет за используемые полезные ископаемые.

Проблема конкретного нормативно-распределения экономической оценки (общей цены потребления) разведанного месторождения между отдельными производствами связана со специальными межотраслевыми исследованиями и согласованиями. В качестве одного из решений может быть рассмотрен методический подход, использованный при формировании цен потребления на новую технику (Л. И. Розенова, 1987). Исходя из этого подхода, распределение экономической оценки месторождения будет происходить при следующих долевых отношениях:

30 % как доход государства (рентный платеж), рассматриваемый в качестве конечного потребителя всех ресурсов;

30 % от оставшейся части (т. е. 21 % оценки) поступает в переработку и транспорт (рассматривается как единое производство);

30 % последующего остатка (15 %) выделяется добывающей отрасли;

последний остаток (34 %) передается в распоряжение разведочной отрасли.

Получение конкретных значений указанных нормативов требует дополнительной проработки с использованием существующих методов разделения затрат и результатов в комплексном производстве (например, с учетом различий в фондоемкости различных отраслей). Целесообразно, на наш взгляд, установить дифференцированный по принципу прогрессивного налогообложения порядок изъятия ренты, связав отчисления в бюджет с суммой чистого дохода от использования разведанных извлекаемых запасов. Все эти вопросы должны решаться, исходя не из отраслевых, а из народнохозяйственных соображений, как и при распределении эффекта от внедрения достижений научно-технического прогресса.

В качестве примера построения цен потребления на разведанные полезные ископаемые в недрах приведем результаты экспериментальных расчетов по

ряду нефтяных месторождений, разведанных и подготовленных к промышленной разработке в середине 80-х годов (таблица).

Сопоставление полученных цен на разведанные запасы в недрах с существующими НПС, численные значения которых по стране не превышают 4—5 р./т, показывает, что эти цены, отражающие долю ГРР в конечном потребительском эффекте использования нефти в народном хозяйстве, существенно превышают установленные отраслевые пределы затрат. Поэтому даже при «перевыполнении» этого норматива нельзя давать однозначно отрицательную оценку результатов выполнения данного геологического задания по приросту запасов.

Из приведенных данных следует, что валовой доход ГРР, т. е. отраслевой вклад в национальный доход по оцененным месторождениям, находится в пределах 17—29 р./т при удельных издержках 0,6—2,1 р./т. Переведем эти удельные показатели в суммарные, можно получить полное представление об экономической роли нефтегазодобывающей отрасли в народном хозяйстве страны.

Если предположить, что все перечисленные месторождения относятся к средним по запасам, т. е. имеют извлекаемые запасы от 10 до 30 млн т каждое, то цены потребления одного месторождения определяются от 330—990 до 580—1740 млн р. Очевидно, что нефтедобывающая отрасль вряд ли будет располагать такими большими финансовыми ресурсами, чтобы сразу купить у разведки эти месторождения (особенно все вместе). По-видимому, возможна только одна форма платежа — «амортизационная», предусматривающая ежегодные отчисления разведочному производству, пропорциональные размеру годовой добычи нефти. Так, за месторождение № 1 при его условно принимаемых извлекаемых запасах в 30 млн т и 5 %-ном годовом отборе геологи будут получать 27 млн р. в год, а за пять перечисленных месторождений при тех же условиях — около 270 млн р. в год. Несомненно, что этих средств вполне достаточно для полного самофинансирования нефтегазодобывающей отрасли, ведь ежегодно в нашей стране заканчивается развед-

Номер месторождения	Удельная экономическая оценка запасов, р./т	Цена потребления на запасы в недрах, р./т	В том числе доля		Удельные затраты на поиски и разведку, р./т	Валовый доход ГРР, р./т
			государства, р./т	ГРР, р./т		
1	52	33	15	18	0,6	17,4
2	76	49	23	26	1,5	24,5
3	80	51	24	27	1,0	26,0
4	85	54	25	29	2,1	26,9
5	90	58	27	31	1,8	29,2

кой несколько десятков месторождений природных углеводородов.

Все изложенное является лишь одной из возможных версий построения цен потребления на разведанные запасы минерального сырья в недрах. Проблема наведения экономического порядка в минерально-сырьевом комплексе страны явно выходит за рамки отраслевых трудностей собственно системы Министерства геологии СССР. Но речь идет о необходимости создания эффективной хозрасчетной системы (а не набора малосвязанных, локальных административных процедур) управления одним из наиболее капиталоемких подразделений народного хозяйства, причем первичное звено этого подразделения никогда не имело общепризнанного экономического инструмента хозяйствования — цен на свою продукцию, а существовавшие

(и, увы, еще действующие) цены не отражали должным образом ее потребительной стоимости, определяясь лишь затратами на ее производство.

Работа по созданию цен на разведанные запасы в недрах особенно важна на современном этапе экономической перестройки страны. Она заслуживает включения в приоритетные направления научных исследований в системе Министерства геологии СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конаев В. А. О цене запасов в недрах // Разведка и охрана недр. 1987. № 3. С. 41—45.
2. Рыжков Н. И. О перестройке управления народным хозяйством на современном этапе развития страны. — М.: Политиздат, 1987.
3. Соколовский Ю. А. Актуальные проблемы экономики недр // Разведка и охрана недр. 1989. № 2. С. 32—37.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

УДК 523.222+551.24.01

© Б. Ф. Шарманов, 1990

О природе сил, двигающих материки

Б. Ф. ШАРМАНОВ (ПГО «Уралгеология»)

Глобальная геодинамика, изучающая вопросы перемещения масс внутри Земли и на ее поверхности, энергетике этих процессов, опирается в основном на идею конвекционных ячеек в мантии. Не вдаваясь в критический анализ современного состояния этой идеи [7], отметим, что именно проблематичность существования конвекционных течений являлась основной причиной сдержанного отношения в СССР к тектонике плит.

Ниже приводится доказательство гравитационной природы дрейфа ма-

териков, причем обоснование проблемы начинается с выдвижения космогонической гипотезы. Это вынужденная мера, т. к. стандартные и ординарные подходы использовались в геодинамике неоднократно. Предлагается гипотеза происхождения и развития Солнечной системы, связывающая единой цепочкой событий Большой взрыв, звездную и планетную космогонию, образование Луны, праокеана и дрейф материков. Предварительное название гипотезы: *каволюционная*, в связи с тем, что катастрофы взрывно-

го характера и другие катаклизмы являются ее обязательной составной частью.

Гипотеза строится на космогонической концепции В. А. Амбарцумяна, основанной на том факте, что в объектах самых разных масштабов — от звезд карликов до ядер галактик — наблюдаются взрывы, проявления нестационарности, распад звездных систем. Входящие в состав галактик звездные ассоциации образуются из осколков дозвездного вещества, к которому, возможно, не применимы обычные физические законы [1].

Исходя из этой концепции формулируется общая схема гипотезы: каждый осколок Большого взрыва после выхода на самостоятельную орбиту через некоторое время взрывается. Образовавшиеся осколки, в свою очередь, снова взрываются и так далее, т. е. — это схема цепной реакции. Характерная особенность взрывов второй и последующих генераций в том, что они не всегда являются центральными, а по терминологии В. А. Амбарцумяна — периферийными, т. е. очаг расположен на одной из оболочек объекта. Причиной взрывов является накопление продуктов обмена на границе оболочек. Скорость накопления продуктов обмена зависит от массы и плотности исходного объекта, и естественно, определяет периодичность взрывов.

Образование Солнечной системы в компендиальном изложении представляется в следующем виде:

планеты возникли в результате взрывов в экваториальной области Солнца, с выбросом вещества планет в виде монолитов с интервалом порядка 1,5 млрд лет;

спутники планет образовались аналогично — в результате взрывов в экваториальной части планет. Сходство спутниковых систем планет-гигантов и Солнечной системы, подчиняющихся единым закономерностям, безусловно служит следствием общности механизма образования, отличающегося лишь масштабом;

орбиты планет и их спутников являются не стационарными, а расходящимися по спирали, как звуковая дорожка на грампластинке. Это ключевой

вопрос, поэтому его следует рассмотреть подробнее.

Закон планетных расстояний (правило Тициуса — Боде) можно выразить формулой:

$$R = r_0 |d|^{kt}. \quad (1)$$

В полярной системе координат уравнение (1) является логарифмической псевдоспиралью; входящим в него величинам придадим следующий смысл: r_0 , d — начальный радиус и длина дуги начального оборота в астрономических единицах (а. е. = $149,5 \cdot 10^6$ км); $|d|^* = 2\pi r_0$;

t — время в эфемеричных годах; $\kappa = \text{ctg} \varphi$, где φ — угол между радиусом-вектором R и касательной (для логарифмических спиралей $\varphi = \text{const}$).

Путем аппроксимации показателем радиуса по восьми планетам (данные по Плутону не принимаются во внимание по причине, указанной ниже), применяя методы наименьших квадратов и последовательных приближений, найдем: $r_0 = 0,287$; $d = 1,803$; $k \approx \approx 4,4 \cdot 10^{-8}$. Возраст планет при этом, получается следующим (в млрд лет):

Меркурий	1,261	Юпитер	11,171
Венера	3,522	Сатурн	13,509
Земля	4,812	Уран	16,204
Марс	6,438	Нептун	17,910

К изложенному следует добавить, что:

вычисление орбитальных параметров планет по формуле (1) можно выполнить с высокой точностью. Для проверки необходимы прямые определения возраста хотя бы соседних планет; возраст Солнца должен быть около $20 \cdot 10^9$ лет;

Нептун, который, как известно, не подчиняется правилу Тициуса — Боде, в данной трактовке согласуется с ним; коэффициенты спирали для спутниковых систем планет-гигантов также, как и для системы Земля — Луна, должны различаться в основном за счет r_0 ;

по формуле (1) можно определить, что Венера «убегает» от Солнца со средней скоростью 32 м/год, Земля — 48 м/год, Уран — 1080 м/год. Аналогичными расчетами получена скорость

* Значение d в формуле (1) является основанием логарифма, величина безразмерная.

отодвигания Луны от Земли 8 см/год, метод лазерной локации дает 4 см/год. Это прямое и не единственное подтверждение спиральности орбиты Луны. Точность радиолокации планет пока недостаточна для выявления приведенных выше скоростей убегания, однако порядок расхождения координат планет с данными самой точной на настоящее время теории DE200/LE200 примерно такой же;

спиральное расположение звездных ассоциаций — обычное явление во Вселенной. Наша Галактика тоже имеет форму спирали. В Солнечной системе спиральное расположение естественных космических объектов повторяется 5—8 раз. Следовательно, есть основание считать правило Тициуса — Бодде в рассмотренном варианте универсальным, т. е. пригодным для всего Космоса и имеющим силу закона. Физическая сущность закона планетных расстояний до сих пор не раскрыта и предложенный вариант является одной из первых попыток его теоретического осмысливания.

Целенаправленными исследованиями, очевидно, можно попытаться выявить систематическое увеличение полуосей орбит планет прямыми или косвенными методами даже при современном уровне измерительной техники. Этот вопрос имеет важное значение не только в научном, но и в общечеловеческом плане, поскольку желательно прогнозировать возможные космические явления, а также процессы в недрах планеты.

Отметим некоторые следствия и факты из рассматриваемой гипотезы, которые нечетко объясняются действующими гипотезами:

Солнце во времена возникновения планет-гигантов было иным (голубым гигантом?). После образования Юпитера оно сбросило внешнюю оболочку — пояс астероидов, вспыхнуло как сверхновая и стало генерировать планеты земной группы;

передача момента количества движения (МКД) от Солнца к планетам непосредственно и через приливное трение однозначно определяет сложившуюся ситуацию с распределением МКД в Солнечной системе (заметим, что Луна «отняла» от Земли 84 % МКД);

наклон осей вращения планет изменяется по синусоидальному закону, чем и объясняется «обратное» вращение некоторых спутников планет-гигантов;

Плутон — бывший спутник Нептуна, вышедший на гелиоцентрическую орбиту, имеющий собственного спутника;

кометы — также бывшие спутники планет-гигантов или их спутников. Идея Лагранжа и С. К. Всехсвятского о вулканогенном происхождении комет поддерживается с той поправкой, что они прошли стадию спутника;

образование Венеры и Меркурия произошло «на памяти» Земли. Эта память «врезана» в тело Земли в виде глобальных полос железистых кварцитов, т. е. на Землю тогда выпадал железо-силикатный дождь. Предположения о космогенном генезисе железистых кварцитов существуют;

сложный изотопный состав инертных газов и других элементов в Солнечной системе показывает, что они возникли, по крайней мере, в двух различных термоядерных реакторах. Вторым реактором в данном случае являются недра Солнца, а первым тот, в котором образовалось Солнце.

Применяя каволюционную гипотезу к системе Земля—Луна, отметим, что образование Луны и праокеана совпадает по времени. Это окончание архейской эры, которое ознаменовалось крупнейшим катаклизмом, датированным $\sim 3 \cdot 10^9$ лет назад. Естественно предположить, что эти три, соизмеримых по масштабу события, связаны причинной связью. Для объяснения этого предположения, учитывая, что ответ на вопрос: «где был океан, когда его не было?», по существу, уже дан В. И. Вернадским, А. П. Виноградовым [2] — океан зрел в недрах планеты, следует принять следующую последовательность процессов на границе ядро — мантия: частично дифференцированное вещество мантии расщепляется до атомного (молекулярного) уровня, атомы Ni, Fe и более тяжелых элементов проникают в ядро, более легкие концентрируются на внешней стороне этой границы. Так накапливается «тело» океана с комплексом растворенных в нем компонентов. При

этом выделяется энергия, за счет которой обеспечивается энергетика взрыва ($\sim 2-3,10^{31}$ Дж) и вся тектоническая жизнь планеты. Фрагментарно такой набор процессов содержится в гипотезах Е. В. Артюшкова [3].

Как следствие этих процессов на границе ядра должно существовать давление, соизмеримое с гидростатическим давлением коры и мантии, т. е. для Земли порядка $14 \cdot 10^{10}$ Па. О наличии давления, направленного по радиусу от ядра, свидетельствуют многочисленные факты. Это, прежде всего, вулканогенные явления, в т. ч. кимберлитовые трубки, выпучивание отдельных блоков земной коры, открытые трещины и газовыделения из них по данным сверхглубокого бурения и исследований в глубоководных впадинах и т. п.

В условиях, когда кора и мантия были монолитными, без трещин, давление на границе ядро — мантия могло в несколько раз превысить гидростатическое. Неизбежным исходом такой ситуации является взрыв с выбросом на орбиту части мантии в виде усеченного шарового сектора.

В историко-географическом плане образование Луны представляется следующим. В конце архея на Земле существовала обстановка, сходная с нынешней на Венере, т. е. была разогретая, практически однородная континентальная кора, соответствующая атмосфера. Спусковым механизмом взрыва послужило приливное тяготение Солнца при вращении Земли. Эпицентр взрыва предполагается в районе северо-восточнее Австралии. Смещением эпицентра на $1-3^\circ$ южной широты, а также баллистикой выхода на орбиту объясняется непараллельность плоскостей лунной орбиты и земного экватора — наиболее серьезное возражение против гипотезы отрыва.

Физической границей района диастрофизма является крупнейшая на планете континентальная и внутриокеаническая круговая рифтовая система Тихого океана. Первоначально с этой круговой системой была совмещена Андезитовая линия, отделяющая андезитовые вулканы Тихоокеанского кольца от базальтовых вулканов внутриокеанических островов, но к настоящему времени она сдвинулась к во-

стоку вследствие деформации воронки взрыва ротационными силами, обусловив дисимметрию Тихоокеанского сегмента Земли. Исходя из предположения, что весь дефицит континентальной коры на Земле образовался, в основном, в результате этого катаклизма, учитывая размеры Луны и Земли, положение физических границ, для приблизительных расчетов принимается следующая схема взрыва (рисунок).

Подсчитано, что для сохранения момента количества движения системы Земля — Луна должно отторгнуться 10—20 % массы Земли [4]. Если примем среднее — 15 %, тогда, «архейский» объем Земли должен быть $(1083 \cdot 1,15) = 1246$ млрд км³, а ее радиус — 6675 км. Поскольку диаметр Луны 3476 км, радиус «архейского» ядра составлял 3200 км (6675—3476). Усеченный шаровой сектор с телесным углом при вершине (центре ядра) равным π стерadian и указанными размерами имел объем 277 млрд км³. Из этого количества 163 млрд км³ (1246—1083) были навсегда потеряны Землей в виде монолита Луны (22 млрд км³), метеоров, метеорной пыли, газов и паров, остальное вещество упало обратно на Землю. С тех пор радиус Земли уменьшился на 304 км (6675—6371), а радиус ядра увеличился на 270 км. Земля мгновенно лишилась 140 млн км² континентальной коры. Это важнейшее и необходимое условие для последующего дрейфа материков.

К началу палеозоя края воронки «просели» в среднем под углом 45° и увлекли за собой еще 140—160 млн км² континентальной коры, которая затем полностью переплавилась в базальте. В частности, за счет этой «просадки» предполагается образование Индийского океана. Если из всей площади Мирового океана вычесть площадь подводных окраин материков (шельф, материковый склон, материковое подножие), а также площадь Северного Ледовитого океана (по В. А. Обручеву и Н. С. Шатскому это затопленная, так называемая Гиперборейская платформа), учесть, что при последующем рифтогенезе могло переплавиться в базальте еще 5—10 % континентальной коры, то соотношение площадей собственно ложа океа-

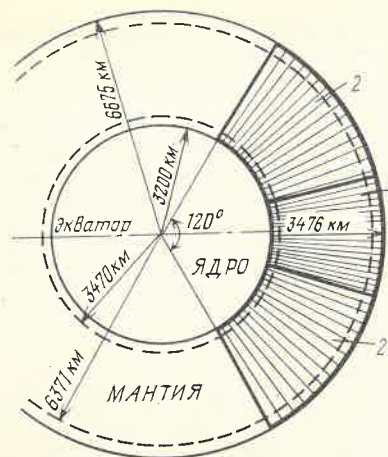


Схема воронки взрыва:

отторгнутые при взрыве части мантии: 1 — монолит Луны, 2 — рассыпавшиеся при взрыве, частично выведенные на орбиту, частично упавшие обратно на Землю; пунктиром показаны современное положение ядра и поверхности Земли

нов и континентальной части Земли будет близко к современному. Это соотношение было постоянным со второй половины палеозоя [6].

Луна унаследовала все компоненты движения Земли по орбите как по модулю, так и по направлению. Отсюда следует, что экваториальная скорость осевого вращения Земли в архее должна бы составлять 1,1 км/с, период вращения соответственно — 10 часов. Однако теоретически система Земля — Луна, если ее рассматривать как единое тело, должна иметь период вращения 5 часов. Следовательно, в процессе взрыва произошла потеря массы и МКД, что в общем согласуется с рассмотренной схемой взрыва.

Кроме соответствия плотностей и генетического родства по геохимическим данным между Луной и мантией Земли, являющихся основными аргументами гипотезы отрыва, рассматриваемый вариант позволяет естественным образом объяснить следующие существенные детали строения Земли и Луны, часть из которых не в состоянии объяснить ни одна из действующих гипотез:

смещение центра тяжести Луны на 3 км в сторону Земли относительно ее геометрического центра в связи с тем, что на обратной стороне должна быть древняя кора с плотностью 2,6 г/см³; различие в морфологическом облике видимой и невидимой сторон Луны,

а также асимметричную (пробкообразную, см. рисунок) форму Земли и Луны;

разницу в гипсометрическом уровне (в среднем на 4600 м) между континентами и ложем океана;

термическую историю Луны, в соответствии с которой Луна непосредственно после своего образования имела сильно разогретую внешнюю оболочку и холодные недра, отсутствие летучих, отделившихся при взрыве;

гравитационную дифференциацию, начавшуюся на Луне со времени выхода на самостоятельную орбиту, которая к настоящему времени могла привести к сегрегации небольшого ядра.

Данные сейсмических исследований Луны не противоречат предлагаемой гипотезе. Однако, если принять соответствующую скоростную модель, то, видимо, можно улучшить точность сейсмологических построений, объяснить явление «сейсмозвона», т. е. высокой добротности лунных недр.

Серьезными аргументами в пользу предлагаемой гипотезы, кроме отчетливо выраженной круговой структуры Тихоокеанского сегмента Земли, является наличие «материка» Океании и характер береговых линий Тихого и Атлантического океанов. Океания представляет собой крупнейшее скопление островов — порядка 10 тысяч. Это гигантские базальтовые конусы высотой до 9 тыс. м от подводного основания. Океания является как раз районом нарушения целостности мантии, поэтому здесь и до сих пор высвобождается до 85 % всей энергии Земли [6].

Побережью Тихого океана присуще параллельное простираание материковых структур, как бы огибающих океанскую впадину. Берега Тихого океана «стекали» в сторону воронки взрыва, подминая молодую океаническую кору. Атлантический океан образовался в результате последующего раскола континентальной коры, поэтому его береговая линия сечет материковые структуры вкрест.

Одним из важнейших результатов взрыва явилось образование системы сквозных трещин коры и мантии, веером расходящихся от эпицентра. На тектонических картах Тихого океана они именуются Великими разломами.

На некотором удалении от эпицентра эти разломы, пересекаясь, образуют ромбическую блоковость земной коры. И, хотя планетарный характер Великих разломов не доказан, за исключением экваториального, ромбическая блоковость земного шара проявляется в направлениях течения крупных рек, форме береговых линий морей и океанов, расположении горных цепей, месторождений полезных ископаемых и т. д. [5].

Катаклизмы подобного типа, но гораздо меньше по размерам (благодаря наличию сквозных разломов, которые со временем не релаксируются), безусловно имели место во всей дальнейшей истории Земли, знаменуя каждый раз смену геологической эпохи или периодов оледенения. В частности, таким путем, возможно, образовались Средиземное, Черное и Каспийское моря. Последним в этой серии, надо полагать, был взрыв острова-вулкана Кракатау, при котором исчез сам остров (20 км² суши) и произошло лишь незначительное похолодание.

На основании изложенного можно сделать вывод: каволюционная гипотеза дает непротиворечивую физикомеханическую основу для построения целостной картины Солнечной системы и ее отдельных элементов, во всем разнообразии их строения и развития.

С позиций рассматриваемой гипотезы природа сил,двигающих материки, получает простое и естественное толкование: материки должны были дрейфовать, чтобы ликвидировать образовавшуюся «брешь» в мантии и обеспечить гидростатическое равновесие земного шара. Таким образом, основной силой,двигающей материки, является гравитационная, подчиненное значение имеют ротационные силы.

Через брешь в мантии на дневную поверхность вышел океан, поэтому его образование считается внезапным. Он оказал радикальное влияние на состав атмосферы, дал начало протерозою. Дальнейшая история Земли изучена сравнительно хорошо.

Относительно последовательности и механики закрытия бреши можно предположить несколько вариантов. Этот вопрос, видимо, следует решать путем модельных исследований, т. к. процессы закрытия бреши в значитель-

ной степени определяют всю тектоническую жизнь планеты от протерозоя до нынешнего времени, многообразие ее форм и динамики развития.

Один из возможных вариантов: первоначально брешь закрылась за счет нижней мантии, которая представляется как «твердая жидкость». Затем, путем заложения глубинных листрических разломов, воронка заполнялась материалом верхней мантии и коры. Термин «листрические разломы» употребляется здесь как эквивалент русскому названию оползневых поверхностей смещения или скольжения. В дальнейшем, в результате растягивающего усилия при «стекании» материковой коры к эпицентру взрыва началось образование континентальных рифтовых структур и листрических разломов с постепенно уменьшающейся глубиной заложения. С мезозоя в движении участвует кора по поверхностям скольжения, расположенным в интервале глубин 100—300 км.

История Австралии с позиций рассматриваемой гипотезы представляется в следующем виде: к эпицентру взрыва с «курьерской» скоростью перемещались отдельные части Африки, Азии, Антарктиды и Америки. Примеров тому, что острова «плавают» гораздо быстрее материков, достаточно. В районе эпицентра они состыковались, образовав нынешние географические области континента, соответственно: Западную, Северную и Южную, а также Квинсленд и Новый Южный Уэльс. На физической, геологической и тектонической картах Австралии есть много доказательств тому, что в частности, пролив между Западной и остальной Австралией закрылся сравнительно недавно — в палеогене. Можно отметить также, что флора Австралии на три четверти видов эндемична, т. е. свойственна одной Австралии, а одна четверть видов обнаруживает общность с флорой Африки (Капская флористическая область), Азии и Америки (Антарктическая область).

Таким образом, доказательство гравитационной природы сил,двигающих материки, вполне обосновывается на базе каволюционной гипотезы, отличающейся к тому же логической взаимосвязью и перманентной непре-

рывностью всех процессов мироздания. Верифицируемость ее основных положений возможна на современном уровне развития науки и техники. Однако более детальное исследование многочисленных аспектов проблемы — дело будущего для специалистов различных отраслей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Проблемы современной космогонии*/Под ред. В. А. Амбарцумяна.— М.: Наука, 1972.
2. Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана.— М.: Мысль, 1978.

УДК 553.2.065 : 551.79

© А. И. Петров, 1990

Очаги современного гидротермального рудообразования и перспективы их освоения

А. И. ПЕТРОВ (ВНИГНИ)

Внедрение в горно-геологическую практику глубокого и сверхглубокого бурения, совершенствование технологии извлечения рудного вещества и другие достижения в науке и технике открывают новые перспективы освоения глубоких недр. Задачей настоящей работы является изучение вопросов прогнозирования, поисков и освоения очагов современного гидротермального рудообразования субвулканической — гипабиссальной зоны, соответствующей оптимальной глубине 0,5—5 км формирования большинства известных месторождений.

В СССР разработана и осуществляется программа сверхглубокого бурения в различных рудных и нефтегазовых провинциях. Она направлена в основном на решение научных задач, и применение только в этих целях дорогостоящего сверхглубокого бурения вряд ли оправдано.

Другое направление развития глубокого и сверхглубокого бурения, которое все более используется в мировой практике, — непосредственное освоение глубоких недр. Глубокое бурение широко применяется для получения углеводородного сырья с больших глубин (4—6 км). В Швеции для обнаружения залежей углеводородного газа проводится сверхглубокое бурение (проектная глубина 7,5 км) в кристал-

3. Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления//Физика Земли. 1970. № 5. С. 18—30.
4. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны.— М.: Недра, 1982.
5. *Планетарная трещиноватость*/Под ред. С. С. Шульца.— Л.: Недра, 1973.
6. *Геология континентальных окраин*/Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка.— М.: Мир, 1978. Т. 1.
7. Зоненшайн Л. П. Проблемы и пути развития тектоники плит//Сов. геология. 1988. № 12. С. 106—115.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

лических породах. Скважина Гравберг-1 при достижении глубины 6047 оказалась заполненной газом, содержащим гелий (50 %), водород (2 %), метан, поровое давление которого составляло 90 % от гидростатического [5]. В 1987 г. в Оберпфальце (ФРГ) начато бурение скважины глубиной 12—14 км в целях вскрытия волновода, перекрытого высокоскоростным массивом с выходами газа по его контуру. Обнаружение флюидосодержащих трещинных систем на значительной глубине в верхней части земной коры, формирование которых, по-видимому, связано с процессом дилатансии горных пород в условиях всестороннего неравномерного сжатия и деформацией их под действием волн напряжений [6], открывает новые перспективы поисков не только углеводородных залежей и высокотемпературных геотермальных систем, но и концентрированных металлоносных растворов в виде очагов современного рудообразования.

Постановка в этих целях глубокого бурения, обеспеченного усовершенствованными скважинными методами исследований и автоматизированной обработкой данных, позволит параллельно получить ответы на многие актуальные вопросы. К сожалению, несовершенство технического оборудова-

ния глубоких скважин пока не позволило в полной мере исследовать некоторые вскрытые на глубине гидротермальные системы, например, поисковой скважиной Мынтобе-I-II в южном Прикаспии на глубине 4780 м (T 243 °C) в подошве кунгурского солевого комплекса.

С учетом возможных в настоящее время технологий наибольший практический интерес для проведения поискового глубокого и сверхглубокого бурения в рудной геологии представляют современные гидротермальные системы с температурой флюидов в них порядка 350—400 °C. Современному гидротермальному рудообразованию посвящен ряд специальных работ [1, 2, 8 и др.], в которых рассматривается преимущественно гидродинамическая обстановка океанического дна, окраинных бассейнов, островных дуг, зон рифтогенеза. В указанных условиях известны современные рудные образования четырех типов [4]: металлоносные осадки, массивные сульфиды, железомарганцевые конкреции, оксидно-гидрооксидная и сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация в осадочных и вулканогенных породах. Они относятся преимущественно к подводным, поверхностным или малоглубинным (под океаническим дном или вблизи земной поверхности) образованиям и не могут в полной мере отражать реальную металлогеническую ситуацию субвулканической — гипабиссальной зоны континентальной океанической коры с различными геотектоническими режимами, а скорее лишь указывают на широкое развитие современного рудогенеза.

Примеры изучения активных рудных формаций в гипабиссальной зоне пока единичны. Более полно до глубины 3,2 км исследована продолжающая формироваться в настоящее время рудная формация геотермальной системы Соленого озера в Калифорнии [11]. Действующая геотермальная система охватывает плиоценовые — плейстоценовые дельтовые, озерные и эвапоритовые отложения, накопившиеся в современной рифтовой зоне, где отмечаются риолитовые экструзии и предполагается внедрение интрузии на глубине. Высокотемпературные (до 365 °C) металлоносные флюиды обла-

дают высокой растворяющей способностью и содержат до 26 % растворенного твердого вещества. В проникаемых трещинах на глубинах 1—3 км растворы образуют два типа жил: карбонатные с пирротинном и другими сульфидами (полностью залеченные) и силикатные и гематитовые с повсеместной хлоритизацией и эпидотизацией боковых пород (формирующиеся сейчас). Металлоносная рудная формация сопровождается фациями зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма низкого давления на глубинах менее 3,2 км.

Разнообразие типов новейшей тектоно-магматической активизации на разных стадиях развития позволяет ожидать на глубине наличие очагов современного рудообразования, аналогичных известным рудным объектам. В пользу этого предположения говорит и то, что многие однотипные месторождения по составу и концентрации металла, морфоструктуре и генезису имеют различный возраст и пространственно разобщены. Известны также гидротермальные месторождения, сформировавшиеся в настоящее время. Так, А. И. Кривцов с соавторами (1987) по выборкам (270 и 142 медно-порфировых штокерка) показали устойчивые тенденции в распределении месторождений данного типа и запасов в них по возрастным интервалам в 10 млн лет — от 200 млн лет до современности. Следует обратить внимание, что на интервал 0—10 млн лет из 142 месторождений приходится 14,8 % объектов с запасами более 55 млн т меди.

В настоящее время нет еще достаточного опыта прогнозирования, поисков и практического освоения очагов современного рудообразования на субвулканическом — гипабиссальном уровне, не считая попутной добычи минерализованных вод и получения из них металлов. При решении этой проблемы несомненно следует применять как традиционный подход, учитывающий факторы регионального и локального контроля прогнозируемого типа оруденения, так и новые методы и методики, принимающие во внимание активные процессы современных рудогенных систем и использующие критерии их распознавания.

Региональными показателями при прогнозировании на уровне плит — поясов, геоблоков — зон служат сеймотектоническая, геотермальная, вулканическая и интрузивная (по косвенным признакам) активность, тип коры и сейсмоактивность ее слоев, которые отражают определенную геодинамическую обстановку, тектонический режим и металлогеническую специализацию. Основная трудность состоит в идентификации ранее существующих глубинных геотектонических и рудогенных обстановок, доступных для непосредственного изучения на земной поверхности, с современными глубинными обстановками, о которых приходится судить в основном по геофизическим данным. В активных геоструктурах с унаследованным геотектоническим режимом и металлогенической специализацией эта задача несколько упрощается. Например, не вызывает сомнений возможность образования современных очагов типа медно-порфировых штоков в тыловой части Американского сектора активной континентальной окраины Тихоокеанского кольца мантийного заложения, где сосредоточено большинство известных месторождений данного типа (возраст 1—80 млн лет). Сложнее судить о современном металлогеническом районировании активного Альпийско-Гималайского пояса с гетерогенными зонами и блоками, находящимися на разных стадиях орогенного развития. Среди них выделяются отличающиеся по геодинамике, морфоструктуре, внутренней структуре, палеотектонике, формации, магматизму, мощности геофизических слоев конструктивные и деструктивные типы блоков земной коры [3].

На орогенном этапе развития структуры субвулканической — гипабиссальной зоны выступают преимущественно как рудовмещающие, причем типы месторождений в них обуславливаются металлогенической специализацией активизированных глубинных коровых и подкоровых слоев. Поэтому при прогнозировании современной металлогенической специализации блоков и зон, источников рудного вещества и типов месторождений важная роль принадлежит анализу динамики и распределения сейсмически актив-

ных объемов по глубине как показателям активности коровых и мантийных слоев.

Блоки и зоны с широко распространенным палеооруденением, входящие в состав активных поясов, малоперспективны или неперспективны в отношении наличия в них очагов современного рудообразования, т. к. в процессе дифференциации минерального вещества на более ранних этапах тектогенеза произошло истощение рудных элементов активизированных глубинных слоев в связи с концентрацией их в виде рудных объектов, выведенных затем к земной поверхности. Обычно такие блоки и зоны характеризуются слабой современной сейсмичностью. Сравнительный анализ размещения эндогенных рудных палеоместорождений и эпицентров землетрясений, зарегистрированных за исторический период на территории Ирана, Средней Азии, Северной Америки и других районов, показал отсутствие сильных разрушительных землетрясений ($M > 6$) непосредственно на месторождениях и в радиусе 20—30 км за пределами рудных полей [10].

Локальный прогноз очагов современного рудообразования на гипабиссальном уровне затрагивает многие, не получившие пока однозначного решения проблемы как рудогенеза, так геологии и физики недр. С другой стороны, хорошая изученность многих типов рудных месторождений, в т. ч. гидротермального происхождения, позволяет наметить объективный методический подход при прогнозировании современных рудоносных систем. Древние и современные рудные объекты локализуются в зонах разломов, трещиноватости и в узлах их пересечения, в вулканических и субвулканических постройках; они часто сопровождаются малыми интрузиями. Многие гидротермальные образования независимо от природы флюидов и источника рудного вещества представляют собой структуры центрального типа или являются их составными элементами [6].

Гидротермальные системы характеризуются высокой энергоемкостью (А. И. Кривцов и др. 1987), которая складывается из энергии извлечения рассеянного рудного и сопутствующе-

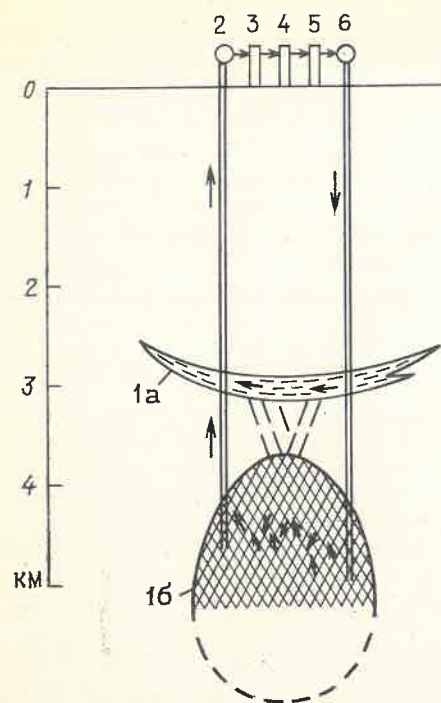
го нерудного вещества, концентрации и перемещения этого вещества в подвижных фазах, образования порово-трещинного пространства, формирования рудной и метаморфической зональности и соответствующего ей локального высокоградиентного температурного поля. Особенности строения и энергетика гидротермальных рудоносных систем объясняются с позиций импульсно-очагового механизма их формирования [6]. Суммарная энергия образования крупных штоков, силлов, трубчатых и других тел составляет 10^{22} — 10^{25} эрг и не превышает полной энергии, выделяющейся в очагах сильных землетрясений ($M 6$ — 8). Поэтому землетрясения можно рассматривать как реальный энергетический источник, способный привести к формированию гидротермальных рудоносных систем, и как один из критериев их прогнозирования на глубине.

Роль землетрясений, т. е. импульсного выделения энергии, при образовании гидротермальных систем, активизации магматизма и других процессов подтверждается геологическими данными и теоретическими построениями [6]. Формирование гидротермальных рудных тел сопровождается разуплотнением вмещающих пород в связи с образованием в них трещин и увеличением пустотного пространства. Например, в медно-порфировых и других рудных штоках объем прожилков и жил с минеральным выполнением достигает 4 % и более (А. И. Кривцов и др., 1987), а их число на 1 м — до 37 и более. Деформационные особенности штоков хорошо согласуются с результатами экспериментальных испытаний горных пород при трехосном неравномерном сжатии в условиях PT -параметров, близких к существующим в гипабиссальной зоне. При этом деформации с увеличением объема на 4 % и более наблюдаются как в осадочных, так и в магматических и метаморфических породах (Н. Н. Павлова, 1975), параллельно увеличивается проницаемость пород (А. Н. Ставрогин, 1968). Максимальное увеличение объема наблюдается при достижении предела прочности горных пород. При этом возникает неустойчивость деформируемой среды, сопровождающаяся генерацией волн

напряжений. Оптимальным условием возникновения неустойчивости «массива» трещиноватых пород является насыщение порово-трещинного пространства флюидами, что приводит к понижению предела прочности. Эти и другие данные указывают на адекватность очагов гидротермального рудообразования и мелкофокусных землетрясений, к которым применима «диффузионно-дилатансионная» теория развития очага [7].

Очаговым гидротермальным системам штокового типа могут соответствовать очаги землетрясений «несдвигового» типа, по терминологии Е. И. Широковой [9], расположенные на небольшой глубине. Волновая картина излучения (направление первых смещений в волне P) указывает на объемные изменения в таких очагах — расширение или комбинацию одновременных сдвиговых смещений по нескольким плоскостям с изменением объема. Очаги в плане соответствуют эллипсам с размерами осей: $a=2,47$, $b=0,84$, $c=1$. В центральной части Альпийско-Гималайского пояса число землетрясений с «несдвиговым» механизмом составляет не менее 20 %. Чаще всего они имеют $M > 7$ и располагаются на глубине 20—40 км, реже — в гипабиссальной зоне. Поэтому данный критерий может оказаться весьма информативным при прогнозировании очагов современного гидротермального рудообразования, доступных для вскрытия буровыми скважинами.

Анализ сейсмичности в комплексе с другими критериями представляет первую стадию локального прогноза и позволяет выделить перспективные участки (структуры) для постановки детальных аэрокосмических, геологических, геофизических (грави-, магнито-, электро-, сейсморазведки, термометрии и др.), геохимических и геодезических исследований в целях выявления признаков наличия на глубине очага современного рудообразования. При геофизических исследованиях необходимы стационарные пункты наблюдения за изменением параметров физических полей. Основываясь на флюидо-дилатансионной модели очагов гидротермального рудообразования, можно выдвинуть теоретические физико-геологические предпосылки



Принципиальная схема горнодобывающего комплекса на базе очага современного рудообразования:

1 — откол (а) - дилатансионный (б) очаг современного рудообразования; 2 — добывающая скважина; 3 — цех извлечения металла из растворов; 4 — геотермальная электростанция; 5 — цех подготовки выщелачивающих растворов; 6 — нагнетательная скважина; стрелками показана схема циркуляции растворов в системе

применения указанных методов: разуплотнение горных пород в очаге и насыщение их минерализованными флюидами; уплотнение горных пород в ближней к очагу зоне; разуплотнение горных пород в виде пологих чашеобразных зон над очагом; локальные положительные высокоградиентные температурные аномалии; кристаллизация части рудного вещества; интенсивная миграция геохимических элементов к дневной поверхности в поле волн напряжений; быстрая осадка свободной поверхности после землетрясения над очагом со скоростью 10^4 см²/с, соответствующей теоретической скорости консолидации насыщенных сред и др.

Анализ проведенных исследований в сейсмоактивных зонах в сочетании с результатами комплексной интерпретации материалов на основе импульсно-очаговой модели формирования месторождений в различных районах

свидетельствует о принципиальной возможности прогноза очагов современного рудообразования на глубине и выбора мест заложения скважин [6].

Надо также отметить некоторые прогнозируемые параметры очагов современного рудообразования, определяющие возможности их практического освоения и необходимые для этого промышленно-технологические разработки. Оптимальная глубина возможных очагов современного рудообразования должна составлять от 1,5—2 до 5—6 км, а температура флюидов в них может достигать 350—400 °С. Формирование гидротермальных систем происходит в импульсном режиме (стадийно) и по продолжительности, вероятно, не превышает 150 тыс. лет (средняя продолжительность функционирования вулканов). Предполагается, что пульсационный режим трещинообразования и поступления рудоносных растворов способствует поддержанию в очаге фильтрационно-емкостной обстановки, обеспечивающей естественный приток в скважины и принудительную миграцию флюидов. Аномально высокие поровые давления (АВПД) флюидов в очагах рудообразования не должны превышать величину литостатического давления, как это следует из данных по нефтяным и газовым месторождениям. Концентрация элементов в рудоносных растворах, которые могут существовать в виде водных, газоконденсатных и других смесей, а также извлекаемые запасы металла могут быть оценены после вскрытия очага рудообразования. При прогнозировании морфоструктуры и параметров очага рудообразования следует исходить из особенностей строения и размеров известных месторождений соответствующего типа; размеры зоны трещинообразования можно также ориентировочно рассчитать по энергии землетрясений, связанных с очагами рудообразования [6].

На рисунке приведена принципиальная схема вскрытия и промышленного освоения очага современного гидротермального рудообразования.

Прогнозируемое производство полностью автономно, безотходно и экологически стерильно. Оно включает соб-

ственный энергетический источник. Эффективность такого способа добычи металла очевидна, т. к. исключает горнодобывающее, обогащенное и металлургическое предприятия.

Таким образом, рассмотренный материал свидетельствует о необходимости безотлагательных исследований по комплексной программе прогнозирования, поисков, разведки и освоения очагов современного рудообразования как высокоэффективного, экологически чистого источника получения металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г. П., Краснов С. Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 26—39.
2. Кривцов А. И. Обстановки и условия древнего и современного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
3. Масляев Г. А. Типы орогенных блоков земной коры, их геодинамика и сейсмичность (Крым, Северный Кавказ, Копетдаг, юг Скифской и Туранской плит) // Современные проблемы сейсмоструктуры. М., 1986. С. 92—105.

4. Нефтегазоносность и гидротермальные рудопоявления рифтовых систем юго-западной части Тихого океана // Ю. Г. Зорина, Е. Н. Востоков, Е. А. Емельянова и др. — М.: ВИМС, 1989. Вып. 1.
5. Николаевский В. Н. Изучение земной коры путем бурения (Итоги III Международного симпозиума) // Физика земли. 1988. № 1. С. 116—119.
6. Петров А. И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. — Л.: Недра, 1988.
7. Райс Дж. Механика очага землетрясений. — М.: Мир, 1982.
8. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Недра, 1986.
9. Широкова Е. И. Землетрясения «несдвигающего» типа // Физика Земли. 1985. № 3. С. 29—40.
10. Явление обратной связи (антагонизма) между размещением эндогенных рудных месторождений и эпицентрными зонами сильных и разрушительных землетрясений // И. Х. Хамрабаев, С. С. Сейдузова, Л. И. Матасова и др. // Узбекский геол. журнал. 1988. № 3. С. 15—22.
11. Michael P. McKibben, Jerry P. Andes, Alan E. Williams. Active Ore Formation at a Brine Interface in Metamorphosed Deltaic Lacustrine Sediments: The Salton Sea Geothermal System, California // Economic Geology. 1988. Vol. 83. N 3.

Принята редколлегией 26 декабря 1989 г.

УДК 553.065(477.4)

© Н. И. Дерябин, 1990

Импрегнитовые породы рудопроводящих каналов Кривбасса

Н. И. ДЕРЯБИН (Укргеология)

Криворожский протоавлакоген субмеридионального простираения, заложившийся на раннеархейских плагитогранитах, развивался в стадию рифтогенеза в позднем архее как грабен-синклинали структура. В основании последней в восточном борту на плагитогранитах залегают амфиболиты новокриворожской свиты мощностью 0,6 км, которые почти полностью превращены в гидросиликатные метасоматиты, а частично, по контакту с плагитогранитами — во вторичные кварциты. Выше по разрезу залегают хемогенные осадки: железисто-кремнистые саксаганской, кремнисто-карбонатно-силикатные гданцевской и кремнисто-алюмосиликатные чечелевской свит [1]. В основании разрезов этих свит, а также в виде субогласных дайкоподобных тел внутри них развиты образования импрегнитовых кварцитов (сланцевые, струйчатые метабрекчии, кварцитобрекчии, гломеробластовые пятнистые кварциты, сливные массивные алюмокварциты) и сланцев (узловатые, линзовидные, свилеватые, полосчатые, серицит-биотитовые, амигдалоидные ленточные тальк-карбонат-хлоритовые) (рис. 1).

Данные породы по положению в разрезе, особенностям состава и строения не могут быть отнесены ни к хемогенным осадкам, ни к метасоматическим, ни тем более к магматическим образованиям. Нами они выделены в особую формационную группу пород, названную импрегнитовыми.

В подрудной части разреза хемогенных осадков, состоящих из семи горизонтов железистых кварцитов и сланцев нижней толщи саксаганской свиты, импрегнитовые породы залегают в виде субогласных линзообразных тел мощностью 30—500 м, сложенных кварцовой и слюдитовой формациями. Породы этих формаций ранее относились к осадкам скелеватской свиты.

Кварцитовые импрегниты представлены фациями гломеробластовых кварцитов и кварцитовых брекчий. Гломеробластовые кварциты (до 50 % объема импрегнитовых пород), относившиеся ранее к метапесчанникам, дифференцированы по различной крупности зерен кварца, его количеству на макроскопически выделяемые «прослои». Среди них в разрезе устанавливается топохронная фациальность.

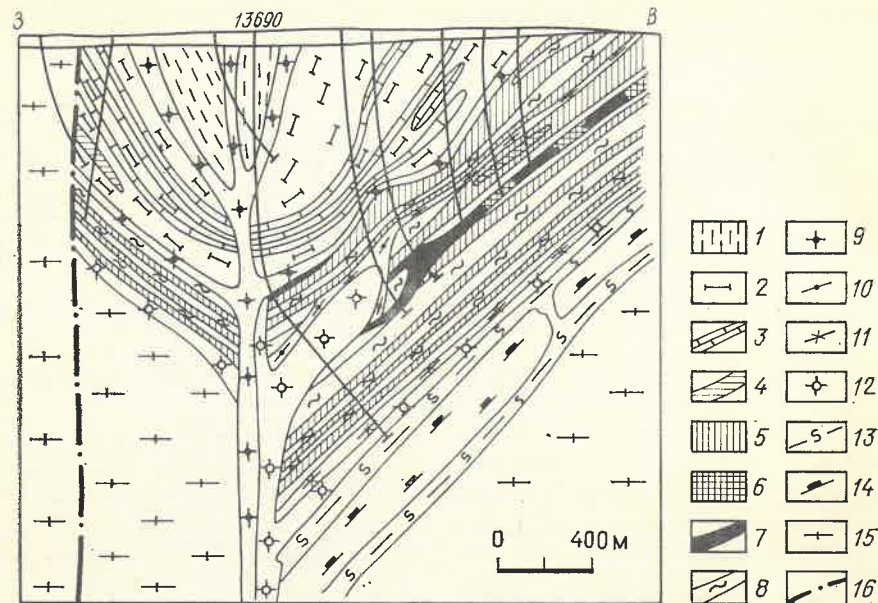


Рис. 1. Геологический разрез месторождения К. Либкнехта Кривбасса:

1 — полевошпат-кварц-биотитовый сланец чечелевской свиты; гданцевская свита: 2 — графит-кварц-биотитовый, гранат-амфибол-кварц-биотитовый сланец, 3 — доломитовый мрамор, 4 — куммингтонит-магнетитовый сланец; саксаганская свита: 5 — кварциты куммингтонит-магнетитовые, сидероплезит-куммингтонит-гематит-магнетитовые (бедные руды), 6 — кварциты гематит-магнетитовые (богатые руды), 7 — гетит-маритовые руды саксаганского типа, 8 — кварц-хлорит-

серицитовые, кварц-куммингтонит-биотитовые сланцы; 9 — импрегнитовые гломеробластовые кварциты и метабрекчии протогейсинклинального тектонического яруса; импрегнитовые породы проторифтогенного тектонического яруса: 10 — тальк-карбонат-хлоритовые сланцы, 11 — кварц-серицитовые узловатые сланцы, 12 — гломеробластовые кварциты, кварцитовые брекчии; 13 — метасоматические породы — алюмо-кварциты, кварц-биотит-серицитовые сланцы; 14 — амфиболиты новокриворожской свиты; 15 — плагиограниты днепротетровского комплекса; 16 — тектонические нарушения

В нижних частях разреза проявлена фация гломеробластовых мелко-, среднезернистых, брекчиевидных, свилеватых мономинеральных кварцитов, в средних его частях — полевошпат-серицитовые разности, а в верхних — биотит-хлоритовые. Гломеробластовые кварциты серого и белого цвета, массивные. Изредка выделяются обломки кварца размером 3—6 мм. Зерна с зубчатыми очертаниями. Основная масса зерен кварца имеет размеры 0,05—0,3 мм. Состав пород: кварц (90 %), микроклин, серицит, сфен, рутил, графит. Серицит развит в виде мелких чешуек с параллельной ориентировкой.

Полевошпат-серицитовые кварциты (мощностью до 50 м) серого цвета с розовым оттенком, крупно-, средне-, мелкозернистые, часто полосчатые; состав их, %: кварц — 30—50; микроклин (плагиоклаз) — 5—35; серицит — 15, карбонат, биотит, мусковит, хлорит, рутил, пирит, циркон. Кварц развит в виде крупных (0,5—5 мм) и мелких (0,05 мм) зерен округлой и удлиненной в одном направлении формы. Микроклин (0,1—0,3 мм) замещается серицитом и каолином, часто имеет оvoidную форму, ориентирован в направлении плоскостей сланцеватости, иногда в виде идиоморфных табличек с решетчатым строением. Серицит отмечается в чешуйках размером 0,03—0,07 мм, циркон — в мелких овальных зернах. Биотит-хлоритовые кварциты содержат, %:

кварц — 40—60, серицит — 10—30; биотит — 10—18, хлорит 5—10, мусковит 1—3, микроклин, турмалин 0,5, гранат — 10—15, кальцит, магнетит и фуксит. Цвет их серый, темно-серый, структура лепидогранобластовая. С увеличением слюдяного материала кварциты переходят в кварц-полевошпат-биотит-серицитовые сланцы, образуя частое переслаивание.

Кварцитовые брекчии занимают нижнее положение в разрезе импрегнитовых пород. Особенно они развиты на участке замыкания основной синклинали (в виде полосы мощностью до 200 м). Это зеленовато-серые пятнистые породы с обломочной текстурой. В обломках размером до 6 см округлой и вытянутой формы развиты кварц-биотит-хлоритовые, биотит-кварц-серицитовые метасоматиты (по амфиболитам), а также включения и гнезда жильного кварца, обломки кварцита, полосчатого сланца и реже микроклин-плагиоклаз-кварцевых, плагиоклаз-кварцевых метасоматитов. Контакты обломков и цементирующей массы постепенные. Часто по периферии обломков развиваются каймы метасоматического замещения биотитового состава шириной 1 мм. Цемент — биотит-хлорит-кварцевый, кварц-серицитовый материал. В направлении к амфиболитам возрастает количество хлорита, а в сторону кварцитов — серицита.

Среди импрегнитовых кварцитов в виде полос мощностью 10—20 м также проявляются

Химический состав импрегнитовых пород Кривбасса (шахта Родина, горизонт 1165 м), %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	93,03	73,26	46,73	45,90	67,49	56,10	41,91	45,54	37,49
TiO ₂	0,05	0,026	2,30	0,25	0,52	0,80	0,25	0,74	0,62
Al ₂ O ₃	2,49	13,45	17,84	6,78	10,70	24,92	5,74	10,48	15,92
Fe ₂ O ₃	0,18	0,90	3,33	0,82	0,32	0,85	0,64	0,42	0,95
FeO	0,61	1,37	13,66	8,26	1,53	2,48	7,63	8,89	11,76
CaO	0,02	0,42	2,56	6,58	2,82	0,82	4,84	7,79	0,83
MgO	0,80	0,90	2,70	10,10	7,30	1,60	13,20	19,10	19,19
K ₂ O	1,17	5,17	6,56	1,14	3,25	6,81	0,08	1,08	2,77
Na ₂ O	0,35	1,37	0,59	0,22	0,22	0,46	0,12	0,15	0,15
SO ₃	0,38	0,48	0,05	0,06	0,52	0,23	0,14	0,12	1,30
H ₂ O	0,12	0,28	0,30	0,35	0,25	0,30	0,35	0,25	0,18
CO ₂	0,18	0,36	0,50	12,92	2,44	0,53	16,50	9,65	0,77
П. п. п.	0,58	1,47	2,90	6,50	2,65	4,17	8,08	14,26	7,89
Сумма	99,86	99,70	100,02	99,88	100,02	100,07	99,48	99,51	99,82

Примечание. Гломеробластовые кварциты: 1 — монокварцит, 2 — полевошпат-серицитовый, 3 — биотит-серицит-хлоритовый; щелочные узловато-линзовидные сланцы: 4 — биотитовые, 5 — карбонат-биотит-серицитовые, 6 — плагиоклаз-ставролит-биотит-серицитовые; тальк-карбонат-хлоритовые сланцы: 7 — тальк-хлоритовые, 8 — карбонат-хлоритовые, 9 — плагиоклаз-тальк-хлоритовые.

олигомиктовые кварцитовые брекчии, гравели-тобрекчии и полимиктовые брекчии. Это светло-серые, серовато-зеленые пятнистые породы. Обломки (90 % объема породы) округлые, уплотненные, представлены хлоритовыми, биотитовыми сланцами и кварцитами (зерна до 10 см). Цемент разнозернистый, по составу соответствует гломеробластовому кварциту с зернами кварца, полевых шпатов, граната и линзочек хлорит-серицитовых сланцев. Выше по разрезу в прослоях кварцитобрекчий объем обломков сокращается до 60 %, их размер уменьшается до 3 см. В обломках выделяются следующие разновидности кварца [2]: серый, неравномерноокрашенный с температурами гомогенизации газово-жидких включений 560—325 °C; темноокрашенный, дымчатый (650—460 °C) и белый, серый, полосчатый, прозрачный (470—305 °C). Минералообразующие включения в кварце насыщены углекислотой. В химическом составе кварцитов разных фаций снизу вверх по разрезу (таблица, анализы 1—3) наблюдаются возрастание щелочей и сильных оснований кальция, магния и уменьшение кремнекислоты, что указывает на кислотные условия их формирования при температуре 300—400 °C.

Слюдитовые импрегниты представлены фациями серицит-биотитовых и тальк-карбонат-хлоритовых сланцев. Серицит-биотитовые сланцы, пятнистые, узловатые, линзовидные, струйчатые, залегают на гломеробластовых кварцитах и среди них в виде согласных линзовидных и пластообразных тел. Мощность сланцев до 400 м на участке замыкания основной синклинали и до 100 м в зоне Криворожского и Саксаганского разломов (рис. 2). Среди серицит-биотитовых сланцев отмечается следующее чередование их разностей, соответствующих, по-видимому, различным гидротермальным циклам: биотитовые, карбонат-биотит-серицитовые и плагиоклаз-ставролит-биотит-серицитовые. Биотитовые сланцы развиты обычно в нижних частях разрезов и имеют более

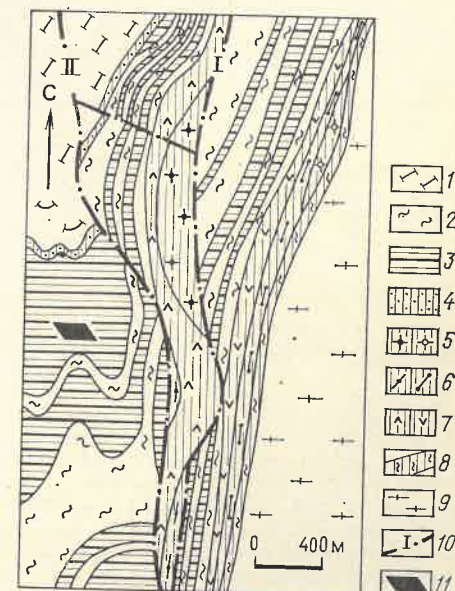


Рис. 2. Геологическая карта участка сочленения Саксаганской моноклинали и Восточно-Ингулецкой синклинали по зонам разломов:

1 — кварцево-графито-биотитовые сланцы гданцевской свиты; горизонты пород саксаганской свиты: 2 — куммингтонит-хлорит-биотитовые сланцы, 3 — куммингтонит-гематит-магнетитовые кварциты; импрегнитовые породы каналов фильтрации: 4 — гломеробластовые кварциты, кварцитобрекчии протогейсинклинального тектонического яруса, залегающие в основании разреза верхней (а) и нижней (б) рудоносных толщ саксаганской свиты: 5 — гломеробластовые кварциты, кварцитовые брекчии, 6 — серицит-биотитовые узловатые сланцы, 7 — тальк-карбонат-хлоритовые, плагиоклаз-хлорит-тальковые миндалекаменные сланцы; 8 — кварц-серицитовые метасоматиты, вторичные алюмокварциты; 9 — плагиограниты днепротетровского комплекса; 10 — разломы: Саксаганский, ранних тектонических стадий (I), Юго-Восточный, поздних тектонических стадий (II); 11 — Новокриворожское Северное железорудное месторождение

стем раскристаллизация растворов с формированием как цементирующей массы обломочных пород, так и массивных (полосчатых) гломеробластовых пород. С учетом проявления неоднократной импрегнации петрогенных компонентов при образовании данных пород целесообразно их назвать импрегнитовыми. Основные отличия их от хемогенных осадочных пород следующие.

1. Кососекущее положение по отношению к вмещающим породам; отсутствие слоистости и проявление в них полосчатости; ориентировка по направлению потока растворов обломков пород банановидной формы, зерен кварца и слюдястых минералов. В обломочных породах в подавляющем большинстве случаев отмечается исключительно кварцитовый состав обломков с рваными контурами, природу которых можно объяснить только с позиции растяжения и напорного выщелачивания с импрегнацией кварца и слюдястых минералов по трещинам в эндоконтактах обломков.

2. Постепенные переходы крупных обломков брекчий в мелкие вплоть до гранобластовых массивных кварцитов.

3. Изотопный состав серы в пиритах гломеробластовых кварцитов соответствует метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S} = -0,5\text{‰}$). Пириты же из отложений саксаганской свиты обогащены более легким изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} = -3,1\text{‰}$).

4. Присутствие топаза, турмалина и циркона, по габитусу не совпадающих с их аналогами, находящимися в аксессуарах позднеархейских гранитов Кривбасса. Развитие паутиноподобных жилок, гнезд и включений (до 20 % объема пород) кварц-карбонатного состава.

5. Наличие висячем и особенно в лежащем боках зон импрегнитовых пород проявлений метасоматоза с образованием по мраморам магнетизальных скарнов (их мощность 1—3 м, по амфиболитам — гидросиликатных метасоматитов (до 200 м) и по сланцам и железистым кварцитам вторичных алюмокварцитов (до 10 м). От метасоматических пород импрегниты отличаются отсутствием в них характерной зональности колонок замещения.

На генетическую связь железисто-кремнистых осадков стратиграфического разреза Кривбасса и импрегнитовых пород каналов фильтрации указывает однотипный состав в них фемофильных (гранитобных) микроэлементов с высокими положительными корреляционными связями: Ti, Cr, Ni, Co, V, Ba. Навысшие их концентрации отмечаются в тальк-карбонат-хлоритовых сланцах, %: Ti — 0,03, Cr — 0,04, Ni — 0,027, Co — 0,006 и V — 0,004. Присутствие этих сланцев и их масштабы в каналах фильтрации имеют в Кривбассе прямую корреляционную связь с пластами осадочно-хемогенных железисто-кремнистых руд, и особенно с их богатствами разностями.

Анализируя ряды подвижности петрогенных компонентов в формациях импрегнитовых по-

род (см. рис. 3), можно заключить, что главные массы железа при формировании осадков, включая и богатые руды, в щелочно-кислотных бассейнах с температурой их рассолов около 200 °C в условиях плотной бескислородной атмосферы выносились по каналам фильтрации, в которых формировались слюдиты, а более основные петрогенные компоненты (кальций, магний) — по каналам, где образовывались кварциты [1].

Источником выноса петрогенных компонентов из глубинных частей земной коры, по-видимому, служил фронт базификации растворов зон гранитизации амфиболитов аульской свиты (нижний архей) при становлении сурско-токовского гранитного комплекса, абсолютный возраст которого 2,8 млрд лет. При сравнении объемных масс породообразующих оксидов в блоке пород, ограниченном разрезом, представленном на рис. 1, с равным по объему блоком, сложенным гранитами, сформировавшимися после замещения амфиболитов аульской свиты, получен дефицит $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - 79\%$, $\text{MgO} - 66\%$. Для компенсации дефицита компонентов, участвующих в образовании железисто-кремнистых осадков, объем гранитизации амфиболитов должен был превышать объем пород саксаганской свиты в 1,6 раза. Поскольку мощность амфиболитов аульской свиты достигает 3 км, данное предположение об источнике выщелачиваемых петрогенных компонентов можно считать вполне убедительным.

В заключение отметим, что установленные каналы фильтрации гидротермальных растворов в Кривбассе расширяют перспективы выявления во вмещающих породах руд апатита, благородных и редкоземельных металлов. Особенно благоприятны участки под экранирующими пластами мраморов и амфиболитов гданцевской свиты в северной части структуры, где проявлялись гидротермальные растворы натрового состава. Так, наличие среди них апатита в Анновской полосе отмечалось в 1961 г. А. П. Никольским.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дерябин Н. И. Фильтрационно-осадочное рудообразование на Украинском щите // Сов. геология. 1988. № 6. С. 18—29.
2. Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. — М., 1966. С. 7—15.
3. Яценко Г. М., Паранько И. С. О формациях и стратиграфическом положении метаморфизованных терригенных толщ южной части Основной синклинали Кривбасса // Геологический журнал. 1986. Т. 46. № 4. С. 118—126.

Принята редколлегией 27 февраля 1989 г.



УДК [55 : 62.001.7] + 347.791.38

© В. Г. Тыминский, Н. К. Попеленский, 1990

Важнейшие научно-технические достижения в геологии и особенности их правовой охраны

В. Г. ТЫМИНСКИЙ (ПГО «Аэрогеология»),
Н. К. ПОПЕЛЕНСКИЙ (Торгово-промышленная палата СССР)

Современная геология представляет собой комплекс научных дисциплин, в рамках которых проводятся научно-технические исследования — от фундаментальных до прикладных. Как и в других науках (например физике и биологии), в геологии существует тесная связь между теоретическими (фундаментальными), прикладными и производственными работами. Результатом первых являются новые представления о структуре и истории развития Земли и ее оболочек, вторые используют те или иные научные достижения в качестве базы для решения производственных задач, третьи направлены на удовлетворение практических потребностей общества и, как правило, лишены научного элемента.

Итак, конечным продуктом геологических исследований являются различные научно-технические достижения. Причем большую роль играет картографическая продукция различного назначения и масштаба, поскольку геологическая карта — один из основных способов познания структуры земной коры. Широкое развитие геохимических и геофизических методов исследования также немаловажно без применения самых разнообразных карт. Ниже рассмотрены наиболее важные и распространенные виды научно-технических достижений.

Научные идеи, гипотезы, законы, явления. Эта группа результатов научных исследований носит общий характер и не специфична для геологии. Она генерируется преимущественно на стадии фундаментальных или (реже) прикладных работ. Наибольшее значение имеют новые идеи и гипотезы, т. е. почти все законы в геологии суть эмпирические обобщения. Тем не менее их прогностическая ценность исключительно велика. Подтверждением этому служит гипотеза тектоники плит, или новой глобальной тектоники. Плитно-тектонический подход позволил реализовать новые концепции при определении закономерностей размещения и генезиса месторождений полезных ископаемых.

Геологические карты, схемы и другие картографические материалы, а также легенды к ним. Данная группа результатов примерно в равной степени свойственна всем трем основным типам геологических исследований. Одним из главных видов продукции этих исследований являются геологические карты, представляющие собой графическое изображение особенностей геологического строения земной коры или какого-либо ее участка. Карты различаются по масштабу и содержанию. По масштабу они подразделяются на глобальные

(1 : 15 000 000 и мельче), обзорные (1 : 10 000 000—1 : 1 500 000), мелкомасштабные (1 : 1 000 000—1 : 500 000), среднемасштабные (1 : 200 000—1 : 100 000), крупномасштабные (1 : 50 000—1 : 25 000) и детальные (1 : 10 000 и крупнее).

Содержание карты зависит от задач картографирования, приемов и методов, используемых при ее составлении, способов отображения на ней информации. В настоящее время существует несколько десятков видов геологических карт, которые могут быть классифицированы по различным признакам. Так, в основе классификации может быть соотношение исходного фактического материала и объема последующей его интерпретации (для прогнозирования, реконструкций и других целей). В этом случае могут быть выделены карты: фактологические — геологические, космогеологические, литологические, геоморфологические, полезных ископаемых и др., интерпретационные — тектонические, прогнозно-минералогические, геолого-экономические и др., реконструктивные — геодинамические, палеотектонические, палеогеографические и др.

Каждый вид карт геологического содержания, а в ряде случаев и отдельные карты являются оригинальным итогом интеллектуальной и производственной деятельности, обладают своеобразной информационной выразительностью, целостностью композиции, способствуют наиболее рациональному решению различных практических задач.

Новые минералы и горные породы. Согласно В. И. Вернадскому, минерал — физический или химический индивидуализированный продукт земных химических реакций, состоящий из химических молекул. В последние годы обнаружены новые редкометалльные минералы — гагаринит, итробастнезит, армстронгит и др.

Новые таксоны ископаемых животных и растений. Строго говоря, новые таксоны ископаемых организмов выявляются и описываются в рамках палеонтологии, входящей в состав биологических наук. Следовательно, данный вид научного результата не принадлежит собственно к геологии, но может быть упомянут в связи с крайне тесным сращением палеонтологии с геологическими науками. Источником объектов палеонтологических исследований — земная кора (фоссилия), а основной потребитель практических результатов — стратиграфия. Новации данного типа возникают только в процессе фундаментальных и отчасти прикладных исследований.

Стратиграфические схемы. Вполне самостоятельным видом научных результатов являются схемы расчленения осадочных образований различной детальности. Они представляют собой единственный инструмент, с помощью которого осуществляется синхронизация осадочных толщ, восстанавливается история развития региона. В СССР их составлением и апробацией занимается Межведомственный стратиграфический комитет, под эгидой которого периодически публикуются унифицированные стратиграфические схемы для основных регионов. Элементарными кирпичиками схем являются стратиграфические подразделения — стратотоны, которые можно рассматривать, по-видимому, как особый вид результата, поскольку они нередко выделяются вне зависимости от целой схемы. Глобальная шкала и общая шкала СССР разрабатываются в основном на уровне фундаментальных исследований, региональные и местные — на стадии прикладных и нередко даже производственных.

Месторождения полезных ископаемых. Представляют собой природное скопление полезного ископаемого, которое в количественном и качественном отношении может быть предметом промышленной разработки при данном состоянии техники и в данных экономических условиях. По запасам они подразделяются на крупные, средние и мелкие, по происхождению — на эндогенные, экзогенные и метаморфогенные с многочисленными дальнейшими подразделениями.

Программы, алгоритмы. Это сравнительно новый вид результатов, который появился в связи с широким использованием в научной и практической деятельности электронно-вычислительных машин.

Новые способы и технологии, приборы и другие устройства. Один и тот же вид научно-технического результата можно представить в различных формах в зависимости от типа исследований и характера принятой отчетности. Среди них следует прежде всего выделить две основные группы — охраноспособные и неохраноспособные. Под охраноспособными формами понимаются достижения, подлежащие в соответствии с действующими нормами и правилами правовой охраны государственной или специальной ведомственной регистрации. Однако такая форма, как публикация, широко распространена в геологии, также подлежит охране по нормам авторского права.

К неохраноспособным формам относятся геологические отчеты — наиболее распространенная форма завершения работы. Они характерны для прикладных и производственных исследований.

Любой вид научного результата можно отразить в форме публикации, которая является универсальной формой информационного потока. Результаты фундаментальных исследований обычно представляются в виде публикаций различного объема (от тезисов докладов до крупных монографий и многотомных справочных изданий).

К охраноспособным формам относятся научные открытия, изобретения, минералы, месторождения (права первооткрывателей), геологические карты. Изобретения являются, как правило, результатом прикладных научно-исследовательских, опытно-конструкторских и

проектно-конструкторских работ, открытия рождаются на стадии фундаментальных исследований. Термин «открытие» может выражать как процесс научного познания, так и его результат. При решении вопроса о правовой охране под «открытием» понимаются результаты научного исследования, отвечающие всем критериям, содержащимся в пункте 10 Положения об открытиях, изобретениях и рационализаторских предложениях. Согласно Положению открытием признается установление неизвестных ранее закономерностей, свойств и явлений материального мира, вносящих коренные изменения в уровень познания. На основе научных достижений, признанных открытиями, как правило, формируются новые научные направления и делаются изобретения.

Ниже рассмотрен ряд научных открытий, имеющих непосредственное отношение к геологии.

1. Закономерность пространственно-временного изменения морфологии минеральных индивидов в процессе природного кристаллообразования (диплом № 270).

2. Явление геохимической дифференциации и концентрации редких элементов-аналогов и алюминия в микроклин-альбитовых гранитоидах (диплом № 304).

Первое открытие дало начало новому направлению в минералогии — эволюционной кристалломорфологии, т. е. учению об эволюции во времени и пространстве формы и свойств кристаллов, возникающих в результате длительно развивающегося процесса минералообразования. Второе — принципиально изменило представления о масштабах и условиях минерало-геохимической дифференциации элементов-аналогов (ниобий и тантал, цирконий и гафний, церий и лантан, лантаноиды и иттрий, уран и торий, кремний и алюминий и др.), ведущей к сепарации и концентрации менее распространенных элементов в масштабах ранее неизвестных науке и практике.

В основе изобретений — наиболее распространенной охраноспособной формы — лежат, как правило, технические решения. Объектами изобретений могут быть устройства и способы. В геологии особый интерес представляют последние. Для оформления заявки на изобретение могут быть предложены новые способы поисков минерального сырья, минералы (вновь синтезированные) и технология их получения. Вещества, изготовленные искусственным путем и не известные в природе, также являются объектами изобретений.

Как отмечалось выше, в основе принципиальных изменений в отрасли лежат открытия, которые часто через изобретения реализуются в технологических цепочках. Открытия могут использоваться по следующим направлениям: развитие направления науки, к которому непосредственно относится открытие, и смежных направлений, особенно на стыке наук; создание изобретений на базе открытия и их применение в народном хозяйстве. В первом случае открытие способствует развитию самой науки, т. е. дает возможность с помощью проведенных исследований по одному из направлений выявить новые научные положения (закономерности, свойства, явления), которые, в свою очередь, могут повлиять на теорию и практику в целом. Часть открытий не находит

немедленного (сегодняшнего) применения, однако накопление научных фактов со временем позволит установить новые качества природы.

Интенсивное накопление новых научных данных способствует соответствующему развитию определенного научного направления и проявляется в формировании взаимосвязанных рядов научных открытий. Например, открытие «Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре» (диплом № 68) активизировало работы по гелиевой проблеме в целом и позволило открыть новую закономерность распределения концентраций изотопов гелия в Земле (диплом № 253).

Взаимосвязь научных открытий проявляется либо непосредственно, когда в каждом последующем научном открытии как бы аккумулируется предшествующий уровень знаний (в пределах зарегистрированного ранее открытия), либо в чередовании открытия и изобретения. В обобщенном виде ее можно представить следующим образом: научное открытие — пионерное изобретение — ординарное изобретение — новая техника (технология) — научное открытие. Данная схема показывает, что именно на основе научных открытий создаются наиболее прогрессивные техника и технология.

К сожалению, схема частично идеализована, т. к. обычно она выглядит иначе: научное открытие — научные публикации — изобретения — новая техника (технология). Сведения о широкой публикации материалов открытия в печати приводятся в сборнике «Открытия в СССР» за последние годы.

В области наук о Земле традиционная взаимосвязь открытий и изобретений претерпевает значительные изменения, поскольку широко распространились другие формы выражения научно-технических результатов. Для многих из перечисленных форм достижений характерны собственные системы выявления, анализа и регистрации. Например, в геологии принципиально возможны следующие виды научно-технических результатов и системы регистрации.

Вид (форма)	Организации (ведомства), осуществляющие регистрацию
Открытие	Госкомизобретений при ГКНТ СССР
Изобретение	Госкомизобретений при ГКНТ СССР
Месторождения полезных ископаемых	По линии Мингео СССР
Новый минерал	Комиссия по новым минералам ВМО АН СССР
Программа, алгоритмы	Отраслевой фонд алгоритмов и программ
Таксоны ископаемых животных и растений	Специальная регистрация отсутствует, авторство определяется через публикацию
Карта, схема	—

Следует отметить, что официальная регистрация различных форм новшеств фактически осуществляется рядом ведомств и различными комиссиями — Госкомизобретений при ГКНТ СССР, Мингео СССР, АН СССР и т. д.

Регистрация новых минералов и присуждение дипломов их авторам — прерогатива Комиссии по новым минералам и их названиям Всесоюзного минералогического общества и Комиссии по новым минералам Международной минералогической ассоциации. Только за период с 1973 по 1982 гг. Комиссия по новым минералам Международной минералогической ассоциации (КНМ ММА) утвердила 704 новых минерала, из них 144 открыто в СССР, 120 — в США.

В настоящее время сформулированы основные требования, необходимые для характеристики новых минералов. Обычно они излагаются по следующей схеме: введение, местонахождение, химический состав, кристаллографические данные, физические свойства, оптические свойства, место хранения образца минерала, название.

В системе Мингео СССР существуют регистрация новых месторождений и защита авторских прав первооткрывателей. В приказе Мингео СССР от 31.12.1976 г. № 594 и в Положении о нагрудном знаке «Первооткрыватель месторождения» отмечается, что Закон СССР «Об утверждении Основ законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах» уточнил термин «первооткрыватель месторождения полезного ископаемого». В соответствии со статьей 20 «Основ законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах» первооткрывателями месторождений полезных ископаемых признаются лица, открывшие промышленно ценное неизвестное ранее месторождение, а также выявившие дополнительные запасы полезных ископаемых или новое минеральное сырье в известном месторождении, существенно увеличивающие его промышленную ценность.

Нагрудный знак «Первооткрыватель месторождения» присваивается первооткрывателям месторождений полезных ископаемых на территории Советского Союза уникальной, первой или второй групп, третьей группы месторождений черных, цветных, редких и радиоактивных металлов. Награждаются лица, научно обосновавшие необходимость проведения поисково-разведочных работ, в результате которых открыто месторождение, отнесенное к перечисленным выше, а также выявлены на известных месторождениях дополнительные запасы полезных ископаемых или новое минеральное сырье, существенно увеличившие их промышленную ценность. Первооткрыватель месторождения получает диплом, нагрудный знак и материальное поощрение.

В нашей стране правовая защита геологических карт отсутствует, что исключает возможность утверждения и признания приоритета авторов или организаций на новый вид картографической продукции. Положение о промышленных образцах позволяет рассматривать картографическую геологическую продукцию как вид промышленного образца. Согласно Положению промышленным образом признается новое художественно-конструкторское решение изделия, определяющее его внешний вид, соответствующее требованиям технической эстетики, пригодное к осуществлению промышленным способом и дающее положительный эффект. При этом художественно-конструкторское решение изделия считается отвечающим требо-

ваниям технической эстетики, если оно обладает художественной и информационной выразительностью, целостностью композиции, рациональностью форм и соответствует требованиям эргономики.

Такие признаки, как пригодность к осуществлению промышленным способом и положительный эффект от использования геологических карт не могут вызывать сомнения. Промышленное тиражирование карт осуществляется обычным полиграфическим способом, при этом не требуется специального или уникального оборудования. Положительный эффект определяется дополнительной (или новой) геологической информацией, способствующей повышению эффективности последующих геологоразведочных работ. Так, использование информации, получаемой из космоса, позволило помимо традиционных сведений о геологическом строении территории отобразить на космогеологических картах такие объекты, как кольцевые структуры, не экспонированные на поверхности разрывные нарушения и др. Эти сведения дали возможность более надежно осуществлять прогнозную оценку районов на различные виды полезных ископаемых и локализовать объекты проведения поисковых работ. Составление геодинамических карт расширило круг рудоконтролирующих факторов, учитываемых при прогнозных построениях, что также значительно повысило достоверность прогноза.

Один из основных компонентов художественно-конструкторского решения изделия — его художественная и информационная выразительность. Эти два понятия в геологической картографии неразрывно связаны между собой. Карта, являющаяся носителем специальной информации, воспринимается пользователем через художественное изображение этой информации. Приемы видеоизображения должны полностью соответствовать значимости и иерархии определенных информационных категорий.

В последние годы вопросы, связанные с совершенствованием геологической картографии, выдвигаются на передний план. Это обусловлено, в первую очередь, формированием новых геологических концепций, ростом объема геологической информации в связи с разработкой и внедрением новых технических средств и методов исследований, внедрением человеко-машинных систем при картографировании и прогнозных построениях, разработкой способов компьютерного составления и редактирования карт. Ежегодно появляющиеся новые виды картографической продукции нуждаются в правовой защите.

Вышеизложенное указывает на то, что геологические карты, различающиеся по информативности, выразительности и целостности композиции, отвечают требованиям, предъявляемым к промышленным образцам. В перечне продуктов, которые не могут быть признаны промышленными образцами, изделия, подобные картам или близкие к ним, отсутствуют. Однако в классификаторе промышленных образцов, принятом Всемирной организацией промышленной собственности, среди возможных объектов промышленной собственности перечислены следующие: типографские шрифты и знаки, например монограммы (класс 18-

03); почтовые, уведомительные и другие открытки (класс 19-01); карты автомобильных дорог, астрономические, географические, карты мира с изображением двух полушарий (класс 19-07); все виды печатной продукции, в том числе топографические планы (класс 19-08).

В США в качестве промышленных образцов зарегистрированы комбинированный глобус и часы (№ 281983), идентификационная карта (№ 270546), планисфера (№ 267958), в Японии — глобус (№ 578042), карта для склеивания глобуса (№ 578277), карта созвездий (№ 601164), глобус настольный с подставкой (№ 638016), заготовка картонная для изготовления глобуса (№ 681869). Эти примеры фактически подготавливают основу для начала регистрации геологических карт в качестве промышленного образца.

За последние годы тенденция подхода к промышленным образцам как объекту промышленной собственности в мировой практике претерпела ряд существенных изменений. С развитием научно-технического прогресса, насыщением рынка высококачественными товарами, в которых используются новейшие достижения науки и техники, ростом конкуренции возрастает роль дизайна товаров — дополнительного средства для привлечения внимания покупателей.

Существующие рамки авторского права не позволяют ведущим компаниям мира обеспечить полную защиту дизайна своих изделий, поскольку авторское право защищает изделия только от копирования, но не от подделки путем внесения незначительных изменений в дизайн третьими лицами. Поэтому в развитых странах — США, Японии, Великобритании, Канаде и др. — приняты законы по промышленным образцам, согласно которым в них проводится экспертиза на новизну и наличие существенных отличий по заявкам на промышленные образцы, т. е. промышленный дизайн выделен обособленно, отнесен не к искусству, а к изобретательскому творчеству. Последнее можно рассматривать как промышленный товар, создаваемый промышленными предприятиями или по их заданию для развития производства.

Как известно, промышленные образцы делятся на объемные и плоскостные. При тенденции усовершенствования законодательства по промышленным образцам, направленном на отнесение образцов к объекту промышленной собственности, наибольшие споры вызывают плоскостные образцы. В этом случае трудно выделить границу, за которой начинается не предмет промышленной собственности, а, например, рисунок — предмет искусства.

В ФРГ, Франции, Испании, Швейцарии законодательства по промышленным образцам включают в себя множество элементов авторского права. В этих странах защитить плоскостной промышленный образец нетрудно. В ряде стран, в основном социалистических, законодательства по промышленным образцам допускают защиту изделий в качестве промышленных образцов при условии создания натуральных объемных экземпляров, т. е. защита рисунков не допускается. Тем не менее в этих странах делаются исключения и принимаются положительные решения патентных

ведомств на выдачу охранных документов для плоскостных промышленных образцов. Так, в СССР сделаны исключения для шрифтов и пиктограмм.

При дальнейшем развитии аэрокосмической техники с проблемой защиты специализированных геологических карт столкнутся все страны мира, в которых действуют законодательства по промышленным образцам и авторскому праву. Специализированные геологические карты составляются на базе аэрокосмических снимков. Чтобы карта превратилась в натуральный экземпляр в виде промышленного товара, требуется немалое изобретательское творчество. Отсюда следует, что специализированная геологическая карта представляет собой объект промышленной собственности и должна охраняться как промышленный образец.

В заключение необходимо отметить, что патентные службы и разработчики новой техники (технологии) должны учитывать наличие «параллельных» систем регистрации научно-технических достижений в области геологии. Иногда эти системы вступают в противоречие и не позволяют в полной мере защитить интересы автора новой разработки. В связи с возрастанием в практике геологоразведочных работ роли всех форм научно-технических достижений необходимо создать унифицированную систему регистрации (выявления и экспертизы) научных результатов. Именно на этой основе можно значительно повысить технический уровень и качество новых разработок.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.



РЕЦЕНЗИИ

УДК 552.4(049.32)

© А. М. Маревичев, А. П. Казак, 1990

О книге „Изучение метаморфических комплексов“*

А. М. МАРЕИЧЕВ, А. П. КАЗАК (ВСЕГЕИ)

В ходе геологических исследований, особенно при проведении геологосъемочных и поисковых работ в областях развития метаморфических комплексов, возникают большие сложности в отношении расчленения метаморфических или в той или иной степени метаморфизованных образований, методов их геологического картирования, выявления природы исходных (первичных) пород и геотектонических условий их формирования, а также оценки рудоносности комплексов. Обусловлено это, в первую очередь, тем, что вопросу о метаморфизме до последнего времени уделялось значительно меньше внимания, чем другим отраслям геологической науки, и в связи с этим недостаточной разработанностью теоретических и методических основ изучения и воссоздания процессов метаморфизма, их роли в формировании земной коры, взаимосвязи с рудогенезом и прочими факторами, определяющими особенности строения и металлогении конкретных геологических структур.

Наряду с другими опубликованными в последние годы работами, посвященными вопросам метаморфизма, эти проблемы во многом решаются в монографии Г. А. Кейльмана и К. К. Золосева. Авторы монографии — крупные специалисты в области изучения метаморфизма — весьма квалифицированы и с исчерпывающей полнотой обобщили последние достижения в области метаморфической петрологии с учетом новейших термобарометрических методов прецизионных и микрозондовых исследований, результатов экспериментальных работ по синтезу типоморфных минералов, а также обширные геологические материалы.

Использование новейших апробированных методов исследований позволило авторам при характеристике метаморфических образований и выделении различных типов метаморфизма ориентироваться на достаточно уверенно установленные для каждой фации критические парагенезисы и составы входящих в них минералов, практически однозначно фиксирующие РТ-условия их формирования. На этом во многом основано доверие к сделанному в рассматриваемой работе выводам, в частности, касающихся энергетики метаморфических процессов, рудогенерирующей роли метаморфизма, значения метаморфических преобразований в формировании и эволюции земной коры и др.

Монография в целом интересна еще и потому, что в ней использованы оригинальные материалы, полученные авторами в результате многолетних исследований в разных регионах СССР и, прежде всего, на Урале. Материалы по Уралу изложены с учетом особенностей его геологии, на фоне анализа истории геологического развития подвижного пояса. Такой подход выгодно отличает данный труд от других, посвященных вопросам метаморфизма. Следует отметить, что ряд положений, трактуемых в рассматриваемой работе, отражен в более ранних публикациях авторов, принят специалистами, апробирован на практике, в частности, при проведении геологической съемки в пределах развития метаморфических комплексов на Урале и в других регионах.

* Кейльман Г. А., Золосев К. К. Изучение метаморфических комплексов. — М.: Недра, 1989.

Монография охватывает широкий круг вопросов. В первой ее части приводятся оригинальная достаточно обоснованная классификация и характеристика различных типов метаморфизма. Во многом объективно решается дискуссионный вопрос о выделении метаморфических формаций. Можно полностью принять выводы авторов о наследовании метаморфическими формациями свойств субстрата продуктов метаморфизма более низкого ранга. Конвергентность продуктов метаморфизма высших фаций несомненна, многообразна. Отдельные группы сходных метаморфических пород разного генезиса могут различаться по их сочетанию, особенностям петрохимического состава и парагенезисам минералов, в связи с чем имеется соответствующий исследовательский аппарат. Значительное внимание уделено вопросам метаморфогенного рудообразования, что в определенной степени дополняет существующие данные.

Авторами убедительно показана ведущая роль геологического подхода в изучении процессов метаморфизма, установлены их историко-геологическая последовательность и связь с процессами, обусловленными общей эволюцией мантии Земли и развитием земной коры. Большое внимание уделено энергетике метаморфических процессов различных типов, не только как следствию кондуктивного и конвективного способов теплопередачи, но и как реализации возможного перемещения литосферных плит, обуславливающего возникновение во времени и пространстве сжатий и растяжений геологических систем, приводящих к термобарометрическим изменениям горных пород.

Интересны и другие рассмотренные авторами вопросы, в частности, касающиеся соотношения метаморфизма и метасоматоза, метаморфогенного рудообразования. Правда, во многом они остаются дискуссионными. Например, не до конца выяснена соподчиненность метаморфизма и метасоматоза, хотя выводы авторов о том, что метасоматоз проявляется более широко как механизм вещественного преобразования горных пород, а метаморфизм — собственно петрологический процесс, достаточно убедительны. Следовало бы проиллюстрировать эти представления авторов в виде схемы или диаграммы.

Вторая часть монографии посвящена методическим аспектам изучения метаморфических комплексов. Она удачно дополняет методические пособия по исследованию метаморфических образований при геологосъемочных работах. Авторами в сжатой форме охарактеризованы практически все приемы и способы изучения метаморфических комплексов. Последовательно рассмотрены приемы и методы полевых, лабораторных и камеральных исследований метаморфических пород, общезвестные и

нетрадиционные подходы к их изучению, рекомендованы приемы анализа полученных данных и построения различных моделей. Приведен оригинальный фактический и методический материал. Правда, не все разделы равноценны по полноте изложения и наличию конкретных примеров.

Следует отметить гармоническое согласование «теоретической» и «методической» частей и полное обоснование рекомендуемых авторами приемов и методов изучения, расчленения, геологического картирования и оценки минерогенической специализации метаморфических комплексов во многом оригинальными теоретическими предпосылками.

Несомненно, что в рецензируемой монографии, охватывающей широкий круг вопросов геологии, петрологии, генезиса, рудоносности и ряд других достаточно дискуссионных проблем, касающихся процессов метаморфизма и изучения метаморфических комплексов, неизбежны упущения и отдельные недоработки. В частности, недостаточно четко отражена взаимосвязь процессов метаморфизма и метасоматизма во времени, по химизму, PT -условиям. Вообще процессам метасоматизма уделено мало внимания, не охарактеризованы типы метасоматитов, отсутствуют метасоматические колонки, слабо изучена связь процессов метасоматизма и рудообразования. В разделе, посвященном метаморфогенному рудообразованию, не рассмотрена этапность его проявления, не обсуждаются общие закономерности проявления метаморфогенной металлогении во времени и в пространстве, отсутствует четкая характеристика металлогенической специализации различных метаморфических фаций, схематична по сравнению с имеющимися предложенная авторами классификационная система метаморфогенных месторождений полезных ископаемых. Не отражены некоторые частные методы изучения метаморфических минералов такие, как исследование галогенов в биотитах и апатитах и другие. Однако сделанные замечания ни в коей мере не умаляют высокого научного уровня работы.

Монография имеет большое практическое и теоретическое значение. По существу, ее можно рассматривать в качестве своеобразного методического руководства по изучению метаморфических комплексов. Она заинтересует широкий круг исследователей, специалистов, занимающихся вопросами метаморфизма, геологов-практиков.

Простой, весьма доходчивый стиль изложения делает книгу доступной для восприятия как специалистами, так и студентами геологических вузов. Собранный в ней материал и высококвалифицированный его анализ позволяют рассматривать ее не только в качестве методического, но и учебного пособия.

Из редакционной почты

УДК 552.11 : 551.24.001.33

© А. Р. Блажеевич, 1990

Ранговая шкала и система понятий и терминов в магматической геологии

А. Р. БЛАЖЕЕВИЧ (ПГО «Ташкентгеология»)

Состояние вопросов терминологии, классификации и петрографической номенклатуры крайне неудовлетворительно, и их решение — актуальнейшая задача [2]. Отсутствует определенный количественный критерий, который позволял бы проводить идентификацию и сравнение геологических объектов. При сопоставлении различных объектов очень часто смешиваются понятия, характеризующие геологические тела, их вещественный состав и время формирования.

В качестве подобного критерия предлагается использовать общезвестное [6] выделение в пределах фанерозоя трех завершающих тектоно-магматических циклов, каждому из которых соответствует приблизительно галактический год (около 180 млн лет). Цикл включает три периода: два из них делятся на три эпохи и один — на две. Таким образом на каждый тектоно-магматический цикл приходится восемь эпох, что совпадает как с общим числом ранговых групп для всей Вселенной, так и с количеством групп химических элемен-

тов в таблице Д. И. Менделеева [1]. Следовательно, средняя длительность периода в эпохах составляет $8/3 \approx 2,7$, что совпадает (с точностью до десятых) со значением основания е натуральных логарифмов. Тогда средняя длительность тектоно-магматического цикла равна e^2 или 7,4 эпохи, а средняя продолжительность эпохи — около 25 млн лет, что согласуется с данными В. Е. Хайна [3]. Пределы колебания длительностей формирования единиц более мелких рангов рассчитываются путем экстраполяции вышеуказанного, т. е. единица, состоящая из 2—3 единиц смежного более низкого уровня, по длительности формирования превышает их в e раз. Поскольку тектоно-магматический цикл — наиболее крупное подразделение, используемое при составлении большинства геологических карт общего и специального характера [5], и его длительность установлена негеологическими методами, он принят в качестве исходной единицы при расчете количественных характеристик предлагаемой системы понятий и терминов (таблица).

Единица геологического времени — длительность; состав; особенности	Геологическое пространство — краткая характеристика; длительность формирования; состав	Вещество и условия его образования (формация)	Подразделения ранговой шкалы фундаментальных структурных единиц Земли
Цикл тектоно-магматический — 180 млн лет (пределы 130—220); 2—3 периода, 6—8 эпох	Серия тектоно-магматическая — ассоциация геологических тел, сформировавшихся за 1 тектоно-магматический цикл; 2—3 системы, 6—8 отделов	Серия формационная — набор формационных рядов, проявившихся в объеме 1 тектоно-магматической серии	Ранг 7 — тектонические комплексы
Подцикл (период) — 48—80 млн лет; 2—3 эпохи	Подсерия (система) тектоно-магматическая	Система (подсерия) формационная	
Эпоха тектоно-магматическая — 12—30 млн лет, 2—3 века	Отдел (ряд тектоно-магматический) — совокупность геологических тел, сформировавшихся за 1 эпоху; 2—3 тектоно-магматических яруса	Ряд формационный — набор формаций, проявившихся в объеме 1 тектоно-магматического ряда	Ранг 6 — формационные комплексы

Продолжение табл.

Единица геологического времени — длительность; состав; особенности	Геологическое пространство — краткая характеристика; длительность формирования; состав	Вещество и условия его образования (формация)	Подразделения ранговой шкалы фундаментальных структурных единиц Земли
Век — 6—10 млн лет; 2—3 тектоно-магматических фазы	Ярус тектоно-магматический — совокупность магматических тел, характеризующихся общностью магматического очага, близостью времени внедрения (в пределах века), определенным тектоническим положением и близкими особенностями металлогении	Ярус формационный	Ранг 6 — формационные комплексы
Фаза тектоно-магматическая — 2—4 млн лет; 2—3 субфазы (до 8 стадий); часть тектоно-магматического этапа, выраженная проникновением значительной порции магмы в верхний структурный этаж, сопровождающимся образованием вторичных (коровых, периферических) очагов (локальных камер)	Комплекс магматический — конкретная, занимающая определенное место в пространстве (в пределах структурно-формационной зоны) и времени (в пределах фазы) ассоциация магматических геологических тел, связанных родственными отношениями; до 3 субкомплексов (до 8 генераций)	Формация магматическая — ассоциация магматических пород (набор породных групп), слагающая конкретный магматический комплекс	Ранг 5 — геоформации
Субфаза магматической деятельности — часть тектоно-магматической фазы, когда в результате эпизодических внедрений магмы из мантийного очага образуется ассоциация магматических тел близкого — в пределах группы и ряда [4] — состава, отличающаяся от других возрастным положением внутри фазы	Субкомплекс магматический — совокупность магматических тел, близких по возрасту (в пределах субфазы) и условиям образования (в пределах субформации), отличающихся составом и возрастным положением внутри комплекса; 0,9—1,3 млн лет; до 3 генераций	Субформация магматическая — ассоциация породных групп, связанная общностью условий формирования (интрузивная, эффузивная, вулканоплутоническая) и (или) вещественного состава исходной магмы, слагающая конкретный магматический субкомплекс	
Стадия магматическая — часть магматической фазы, когда в результате возникновения вторичных магм при ассимиляции и дифференциации в пределах локальных камер коровых и (или) периферических очагов образуется родственная, последовательная или синхронная, ассоциация магматических тел	Генерация магматическая — часть магматического комплекса, включающая ассоциации геологических тел, близких по возрасту (в пределах стадии) или (и) условиям образования (в пределах породной группы); 0,3—0,5 млн лет; до 3 подгенераций	Породная группа — набор (непрерывный фациальный ряд) магматических пород определенного вида, отдельные члены которого связаны отношениями строгой последовательности, слагающей магматическую генерацию; состав до 3 фаций	Ранг 4 — наборы пород

Продолжение табл.

Единица геологического времени — длительность; состав; особенности	Геологическое пространство — краткая характеристика; длительность формирования; состав	Вещество и условия его образования (формация)	Подразделения ранговой шкалы фундаментальных структурных единиц Земли
Подстадия магматическая — 0,1—0,2 млн лет часть магматической стадии, характеризующаяся стабильностью РТ-условий или химических свойств веществ, участвующих в формировании геологических тел названного временного интервала	Подгенерация магматическая — группа геологических тел, сложенных магматическими породами, образовавшимися в аналогичных условиях, но отличающихся составом или аналогичного состава, но сформировавшихся в разных РТ-условиях; до 3 видов (8 разновидностей) магматических пород	Фация магматическая — набор пород, характеризующийся общностью текстурно-структурных признаков, отражающей сходство РТ-условий, имевших место при формировании подгенерации (абиссальная, мезоабиссальная, гипабиссальная по глубине застытия; центральная, энедоконтактовая, закальная — по расстоянию до вмещающих пород при формировании интрузива)	Ранг 4 — наборы пород
Импульс магматический — до 0,07 млн лет; часть магматической стадии, фиксирующая время одноактного заполнения или прохождения магмой одновременно формирующихся тектонических полостей	Инъектив — часть магматической генерации, представляющая собой единое магматическое тело или группу тел, сходных по петрографическому составу (сложенных одной породой) и текстурно-структурным особенностям, образовавшихся в течение одного магматического импульса	Порода — естественный минеральный агрегат определенного состава и строения, сформировавшийся в результате геологических процессов и залегающий в земной коре в виде самостоятельного геологического тела [3, с. 221]	Ранг 3 — породы

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вотах О. А. Введение в геотектонику. — Новосибирск: Наука, 1985.
2. Геологическая съемка в районах развития траппов Сибирской платформы: Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. — Л.: Недра, 1983.
3. Геологические тела (терминологический справочник). — М.: Недра, 1986.
4. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. — М.: Недра, 1985.
5. Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. — М.: Недра, 1981.
6. Чарыгин М. М., Васильев Ю. М. Общая и историческая геология. — М.: Недра, 1968.

Из истории геологических открытий

Николай Акимович Каржавин

© Г. Б. Зайцев, 1990

Об истории открытия месторождения «Красная шапочка» сложены легенды, созданы фильмы, написаны художественные произведения. А само дело хранится в папке № 53 в архиве Комиссии по делам первооткрывателей Уральского производственного геологического объединения. На пожелтевшей от времени бумаге написано: «Прошу Вас рассмотреть вопрос

в комиссии по премированию о премировании меня за открытие бокситов в Надеждинском районе в 1931 г. Фактическая сторона открытия детально изложена в первом отчете — Бокситы в Надежд. районе от 3 января 1932 г. Геолог Н. Каржавин». Всего несколько строк. На самом же деле путь к открытию был долгим и трудным.



Николай Акимович Каржавин — коренной уралец. Родился в 1899 г. в поселке Новоуткинского завода вблизи г. Первоуральска. Его дед по линии матери был старателем, дед по линии отца заведовал платиновой шахтой, отец работал крепильщиком на Ключевском руднике. С детства Коля был знаком с породами и минералами. Конечно, это сыграло определенную роль, но в своих воспоминаниях он пишет: «Любовь к геологическим поискам была заложена в нашей семье не только рассказами о бывшей деятельности старателей, горняков, но и поисками целебных трав и лесной малины. И мне нередко кажется, что именно во время прогулок с матерью стал я впервые геологом-искателем, геологом-разведчиком».

Путь к высшему образованию был тернистым: сначала Н. А. Каржавин окончил двухклассное училище, затем Ирбитский учительский институт. 1919 год встречает будучи преподавателем II ступени в поселке Ревдинского завода. Осенью 1919 г. поступает в Екатеринбургский горный институт. Это было трудное время. Н. А. Каржавин вспоминал: «Занятия проходили в зданиях, большей частью не отапливаемых, расположенных в разных концах города. Студенты писали карандашом, потому что чернила замерзали, профессора читали лекции, не снимая пальто. Было трудно держать мел: мерзли пальцы... Студенческий паек состоял в основном из селедки и желудевого кофе. И мы почти всегда были голодными».

Первую производственную практику Н. А. Каржавин проходил в качестве катала на Гумбейском золотом прииске. К концу полевого сезона руководство оценило знания и энтузиазм молодого студента и направило его на самостоятельные поиски золота на еще неразведанный участок. В 1924 г. он проходил практику на Маломальском прииске в Нижнетуринском районе, а в 1925 г. начал работать в должности коллектора на Бакальском месторождении. Именно в это время ему предложили заняться глиной.

К глинам у геологов часто существовало предвзятое отношение. Обычно этим видом сырья занимались слабые специалисты, а по-

иски глины считались бросовой работой. С таким же настроением поехал и Н. А. Каржавин в район с. Воздвиженское на поиски огнеупорных глины для стекольного завода, а затем кирпичных глины для крупнейшей стройки того времени — Уралмаша. В дальнейшем последовали ревизионные работы в районе Каменска. Пожалуй, здесь он впервые столкнулся с бокситам.

Весной 1927 г. Н. А. Каржавин работает помощником главного геолога в Курьинской геологоразведочной партии, возглавляемой известным уральским геологом Ф. К. Тарханевым. Собранный при изучении Курьинского месторождения материал он представил в виде дипломного проекта. В 1929 г. Н. А. Каржавин получает диплом геолога и назначается начальником Троицко-Байновской партии по поискам и разведке огнеупорных глины. В результате проведенных исследований был выявлен ряд месторождений, в том числе крупное Троицко-Байновское.

Но самое главное было впереди — направление на Северный Урал для поисков огнеупорных глины вблизи старого Надеждинского завода. С давних пор здесь были известны красноватые породы, которые относили то к глинам, то к диоритам. Известный ученый Е. С. Федоров еще в конце XIX века обследовал данный район и собрал уникальную коллекцию (114 тысяч образцов), которая хранится в Краснотурьинском музее, носящем его имя. Образцы никем серьезно не изучались. Справедливости ради надо заметить, что отдельные заявления о находках бокситов в этом районе имелись. Об этом писал геолог С. И. Казанцев, касаясь верхних пластов вскрыши Ауэрбаховского рудника. В боксите, найденном около Воронцовского рудника, установили 35,72 % глинозема. Наконец, геологом Богословского рудоуправления А. К. Бруштейном в архивах были обнаружены результаты анализа образца с отвалов Петропавловского завода, свидетельствующие о высоком содержании в нем глинозема.

Об этой находке Н. А. Каржавин в надеждинской газете «Пролетарий» писал: «Первое известие о бокситовом оруденении этого района было дано мне геологом Богословского рудоуправления А. К. Бруштейном. Для Николая Акимовича это послужило толчком и он приступил к скрупулезному изучению образцов Краснотурьинского музея. Из 50 тысяч просмотренных им образцов только 14 были посланы на полный химический анализ. Семь из них оказались бокситами наилучших мировых марок. Поистине из тонны породы — грамм руды. Открытие состоялось, дальнейшее было делом техники. Площадь распространения бокситов была огромной: Североуральский бокситовый бассейн на многие километры вытянут вдоль шестидесятого меридиана, названного «серебряным», хотя вернее было бы именовать его алюминиевым. Были открыты Кальинское, Черемуховское и другие месторождения, за что Н. А. Каржавин спустя 15 лет был удостоен ордена Трудового Красного Знамени, звания лауреата Государственной премии СССР I степени и знака «Первооткрыватель месторождения» с дипломом № 49.

С 1945 по 1947 г. Н. А. Каржавин — главный геолог Северо-Уральского бокситового уп-

равления, затем в течение пяти лет работает в Шабровской экспедиции сначала главным геологом, а потом начальником. В 1950 г. его переводят в Уральское геологическое управление, где он длительное время занимает различные руководящие должности.

Оформив персональную пенсию еще в 1959 г., Николай Акимович продолжает работать в качестве директора Уральского геологического музея, читает лекции в Горном институте. «Мы любим нашу Землю, — писал Н. А. Каржавин, — мы любим ее небо: наш взор проникает в бесконечную глубину космоса на мно-

гие миллионы световых лет. Но почему мы так равнодушны к глубинам нашей Земли? Почему мы не видим того, что в двух метрах у нас под ногами? Почему даже теперь, когда появилась возможность такого знания, не стремимся его популяризировать, делать всеобщим, всенародным достоянием?»

В начале 70-х годов Н. А. Каржавин пишет книгу об открытии им «Красной Шапочки», которая вышла в свет через несколько месяцев после смерти автора.

Г. Б. Зайцев (ПГО «Уралгеология»)

70-летие Ибрагима Хамрабаевича Хамрабаева

Исполнилось 70 лет со дня рождения Ибрагима Хамрабаевича Хамрабаева — бессменного руководителя Института геологии и геофизики АН УзССР им. Х. М. Абдуллаева, известного ученого в области петрологии магматических пород и ассоциирующих с ними рудных месторождений.

И. Х. Хамрабаев родился в 1920 г. в г. Узгене Ошской области Киргизской ССР в семье дехканца. В 30-е годы, лишившись родителей, попал в детдом, откуда был направлен на учебу в Ташкент в педагогический техникум. Некоторое время учительствовал в школе, откуда, по-видимому, его опыт наставника-воспитателя, проявившийся во всей полноте позднее. В 1938 г. поступил на почвенно-геолого-географический факультет Среднеазиатского государственного университета, учебу в котором успешно совмещал с работой в Институте геологии Узбекского филиала АН СССР (ныне ИГиГ АН УзССР) и в геологоразведочных партиях треста «Средазцветметразведка».

Его первая (и на всю последующую жизнь) «любовь» — вольфрамовое месторождение Чорух-Дайрон, расположенное в горах Моголтай на юго-западе Карамазара — колыбели горнорудной промышленности Средней Азии. Месторождение, в годы войны бесперебойно снабжавшее оборонные предприятия страны важнейшим стратегическим металлом, является единственным в своем роде. Оно представлено секущими зонами шеедитоносных скарнов, приуроченными не к контакту, как обычно, а к центру Чорух-Дайронского гранитоидного интрузива. В течение многих лет И. Х. Хамрабаев занимался расшифровкой его генезиса, изучением постмагматических изменений и петрохимических особенностей вмещающих гранитоидов. Допоздна засиживался он в минералогическом музее треста «Средазцветметразведка» за микроскопом. Несмотря на дефект зрения, стал выдающимся петрографом-определителем, за консультацией к которому обращались коллеги по работе.

Магматические формации Чорух-Дайрона — тема кандидатской диссертации И. Х. Хамрабаева, которую он защитил в 1947 г. Через десять лет эта же тема нашла частичное отражение в его докторской диссертации, выполненной во время прохождения докторантуры в ИГиГ АН СССР. Результаты многолетних



исследований обобщены им в фундаментальном труде «Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане», изданном в 1958 г. и удостоенном премии УзССР.

Позднее полевые маршруты И. Х. Хамрабаева охватили Западный Узбекистан с его многочисленными постмагматическими рудными месторождениями, другие районы республики, всю Среднюю Азию. Оставаясь верным своей основной научно-геологической тематике — петрография и геохимия гранитоидов и генезис связанных с ними рудных месторождений, он большое внимание уделяет вопросам рудной минералогии, в том числе экспериментальной, геохронологии, проблемам прогнозирования скрытого оруденения, организации работ по изучению глубинных структур Средней Азии с помощью геофизических методов и др.

Результаты исследований И. Х. Хамрабаева опубликованы в многочисленных книгах и статьях. Большое значение он придавал редакторской работе — подготовке к изданию сборников трудов и монографий сотрудников института, итоговых материалов многочисленных конференций, совещаний и симпозиумов, организации статей для «Узбекского геологического журнала», «Записок Узбекстанского минералогического общества». Достижения в области отечественной геологии пропагандиру-

ются им в местной прессе, через общество «Знание».

Огромное практическое значение имеют исследования по разработке геологических и петролого-геохимических критериев прогнозирования скрытого оруденения, которые ведутся под руководством И. Х. Хамрабаева в течение нескольких последних десятилетий в тесной увязке с производственными организациями геологической службы Узбекской ССР и Министерства цветной металлургии СССР. В результате этих исследований для Западного Узбекистана установлена закономерная корреляционная связь между содержанием золота и мышьяка как в рудных зонах, так и в сопровождающих их первичных и вторичных ореолах рассеяния. Выявленная закономерность послужила основой для прогнозирования скрытого золотого оруденения, что обусловило, в частности, успех в оценке перспективной площади, в пределах которой было открыто Мурунтауское месторождение. За эту работу в 1966 г. И. Х. Хамрабаев в числе других разведчиков-первооткрывателей был удостоен звания лауреата Ленинской премии СССР.

Выявление признаков скрытого скарново-шеелитового оруденения привело к переоценке перспектив ряда вольфраморудных районов Западного Узбекистана, в том числе Койташского, на базе которого около полувека функционирует одноименный рудник. Группой сотрудников ИГиГ АН УзССР, возглавляемой И. Х. Хамрабаевым, получены новые данные об общих масштабах этого месторождения, в том числе глубоких его горизонтов. Этот труд в 1989 г. был отмечен Государственной премией Узбекской ССР им. Беруни.

Много внимания И. Х. Хамрабаев уделял и продолжает уделять практической реализации

международного геофизического проекта по изучению глубинного строения земной коры по трассе Гималаи — Памир — Тянь-Шань.

В рамках указанного проекта значительная часть полевых исследований выполнена совместно с индийскими и итальянскими геологами.

И. Х. Хамрабаев — организатор и активный участник конференций по перечисленным выше проблемам, член ряда научных комитетов, комиссий, неоднократно выступал с докладами на международных форумах ученых-геологов. Однако напряженная научно-организационная деятельность не мешает ему заниматься научными исследованиями. Он относится к числу активно работающих ученых: в 1966 г. был избран членом-корреспондентом, в 1974 г. — академиком АН УзССР. Он возглавлял оригинальное научное направление, по его руководством более 30 человек защитили кандидатские и докторские диссертации.

Ибрагим Хамрабаевич — основатель семейной геологической династии Хамрабаевых. По его стопам пошли четверо из семи его детей: среди них есть и минералоги, и геохимики, экспериментаторы.

И. Х. Хамрабаев — человек разносторонних интересов, кроме геологии это, прежде всего живопись. Его отличают скромность, благожелательное отношение к людям, умение прислушаться к мнению других, культура дискуссии, принципиальность в вопросах научной этики. Эти черты характера ярко проявляются в общественной деятельности И. Х. Хамрабаева — коммуниста с многолетним стажем.

Поздравляем Ибрагима Хамрабаевича Хамрабаева с юбилеем, желаем ему здоровья, счастья, успехов в многогранной научной и общественной деятельности.

Редколлегия

ВНИМАНИЮ РУКОВОДИТЕЛЕЙ ЗАРУБЕЖНЫХ ФИРМ И СМЕШАННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ!

Журнал «Советская геология» издается с 1933 г. и является основным научным журналом геологической службы СССР. Он распространяется более чем в 40 странах мира.

Журнал публикует рекламу и рекламные объявления о научных услугах по различным направлениям, специальных приборах, оригинальном оборудовании и современных эффективных технологиях геологоразведочных работ, средствах вычислительной техники, выпускаемых книгах, картах и атласах, а также другие рекламные материалы.

Реклама может охватывать разработки не только в области геологии, но и в областях смежных наук.

Оплата производится по общепринятым расценкам и может быть установлена по взаимной договоренности.

Материалы просим направлять по адресу: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6, редакция журнала «Советская геология». Телефоны 254-29-56, 254-60-72.

CONSIDERATION OF FOREIGN CORPORATIONS MANAGERS AND JOINT ASSOCIATIONS HEADS!

«The Soviet Geology» Journal is published since 1933 as a main scientific periodical of the USSR Geological Survey. Its readers and customers are from 40 countries of the Globe.

The journal advertises scientific services provided in various fields, special purpose instruments, unique equipment and new exploration technologies, computers, publications, maps, atlases etc.

The advertisements may involve achievements not only in the field of geology but also in adjacent branches of science.

The advertising costs are reasonable and can be consented.

**You are kindly requested to send applications to «the Soviet Geology» Journal, 4/6, Bol. Gruzinskaya, Moscow, 123812, USSR.
Telephone 254-29-56, 254-60-72.**

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT	
<i>Tsyganov V. A.</i> Estimation of efficiency of geological prospecting from a point of view of systems reliability	3
ENERGY RESOURCES	
<i>Larskaya E. S., Sorokin V. M., Sukhova A. N.</i> Influence of sedimentogenesis conditions on the accumulation of oil-and-gas source rocks in marine basins	12
<i>Ivanova A. V., Ivanishin V. A., Telerguk V. K., Zaitseva L. B.</i> On the paleogeothermal nonconformity in the section of Dneprovsko-Donetskaya super deep borehole	18
METALS AND NON-METALS	
<i>Khokhryakov N. A.</i> Application of the heavy concentrate mineralogical-geochemical method to predicting and prospecting gold deposits	22
<i>Ivanova T. K., Ivanov M. K., Lenchuk D. V.</i> Models of tectonic magmatic structures in the trappean fields in the northwest of the Siberian platform	28
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
<i>Kuznetsov A. A.</i> Structural-mineral indications and the origin of the crystalline lithosphere of the Earth	33
<i>Fedorova M. E., Nikitina N. S.</i> Late Archean greenstone belt in Kachkova-Snezhnitsa, Kola Peninsula	41
<i>Potukhov D. P., Odesskiy I. A., Kokoreva K. L., Danilevich A. F., Shaplyka V. A.</i> The formation of cauldrons in salt-bearing strata of the Starobinskoe deposit	49
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
<i>Vinogradov V. I., Vishnevskaya I. I., Grigor'ev V. S., Pokrovskiy V. G.</i> Granite formation in the zone of transition—continent-ocean with a special reference to the Akhomtenskiy massif, Kamchatka	54
<i>Rasskazov S. V., Batymurzaev A. S., Magomedov Sh. A.</i> Potassium-argon dating of the Tunkinskaya valley basalts	62
<i>Kazakova S. M.</i> Lithological-mineral composition of Neogen sediments beneath the central part of the Ishim-Irtish interfluvium	68
GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
<i>Druzhinin V. S., Autoneev S. V., Sharmanova L. M., Turygin L. V.</i> The depth structure of the North Urals based on the Krasnoleninskiy depth seismic sounding profile	77
<i>Babadzhanov T. L., Rzaeva V. A., Rzaev M. M., Sheih-Zade E. R.</i> Features of the Moho discontinuity structure within Uzbekistan	82
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
<i>Sheina L. E.</i> Accumulation of fresh groundwater in irrigated areas of the arid zone	88
DISCUSSIONS	
<i>Fainshtein I. Ya., Freinkman L. M.</i> A concept of prices of using mineral reserves explored	94
<i>Sharmanov B. F.</i> On the nature of forces setting the continents in motion	100
<i>Petrov A. I.</i> Centers of the recent hydrothermal ore formation	106
<i>Deryabin N. I.</i> Impregnated rocks of ore channels in the Krivbas	111
NEWS IN BRIEF, INFORMATION	
<i>Tyminskiy V. G., Popelenskiy N. K.</i> Major scientific-technological achievements in geology and their legal protection	117
BOOK REVIEWS	
<i>Mareichev A. M., Kazak A. P.</i> On the publication "Studies of metamorphic complexes"	121
EDITORIAL CORRESPONDENCE	
<i>Blazheevich A. R.</i> Rank scale and a system of concepts and terms in magmatic geology	123
HISTORY OF GEOLOGICAL FINDINGS	
<i>Nikolay Akimovich Karzhavin</i> The 70-th anniversary of Ibragim Khamrabayevich Khamrabayev	125