

# СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

4 / 1989



Ежемесячный  
научный журнал

## Дорогие товарищи!

Коллегия Министерства геологии СССР и Президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ сердечно поздравляют трудящихся геологоразведочных организаций и предприятий с профессиональным праздником — Днем геолога.

По сложившейся традиции советские геологи отметят свой праздник самоотверженным трудом. В трудовых коллективах Министерства геологии СССР все больше набирает силу перестройка. Геологи своими практическими действиями реализуют требования коренного социального и экономического обновления, выдвинутые решениями апрельского (1985 г.) Пленума ЦК, XXVII съезда КПСС и XIX Всесоюзной партийной конференции. Развивается демократия, усиливается гласность во всех делах, острее становится борьба за строгое соблюдение принципов социальной справедливости, дальнейшее повышение эффективности и качества геологоразведочных работ, перевод экономики на интенсивный путь развития, воспитание людей в духе коллективизма, гордости за свою профессию.

Достижению успехов передовых организаций и предприятий способствует создание в трудовых коллективах обстановки творческого поиска новых резервов, товарищеской взаимопомощи, высокой ответственности за выполнение порученного дела, непримиримости к недостаткам, нарушениям трудовой дисциплины.

Большие задачи, поставленные перед нами, заставляют критически анализировать свою деятельность, вскрывать причины недостатков, искать пути устранения узких мест и нерешенных проблем.

Коллегия Министерства геологии СССР и Президиум ЦК профсоюза за рабочих геологоразведочных работ выражают уверенность, что разведчики недр в ответственный период перестройки сосредоточат свои усилия на досрочном выполнении планов экономического и социального развития, обязательств по приросту и утверждению запасов полезных ископаемых, на успешном внедрении нового хозяйственного механизма.

Желаем рабочим, инженерно-техническим, научным работникам и служащим геологических организаций крепкого здоровья, счастья, новых трудовых успехов на благо нашей Великой Родины.

С Днем геолога, дорогие товарищи!

Коллегия Министерства  
геологии СССР

Президиум ЦК профсоюза  
рабочих геологоразведочных  
работ

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

# СОВЕТСКАЯ 4 / 1989 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал  
Министерства геологии СССР  
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, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. А. Нарсеев, В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

## МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

- Стефанович В. В.  
Системный подход в геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых . . . . . 3
- Гуревич А. Е.  
О задачах создания интеллектуальных систем в геологии . . . . . 10

## ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

- Кузменков С. Г., Тальвиский Д. Б., Нечаева Н. А.  
Тектонически экранированные ловушки углеводородов Среднего Приобья . . 18
- Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Моисеенко У. И.  
Тепловое поле Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции . . . . . 23

## РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Рундквист Д. В., Дагелайский В. Б., Красников Н. Н.  
Региональные критерии прогнозирования золотого оруденения в зеленокаменных поясах архея . . . . . 28
- Тимофеев И. Н.  
О геологическом обеспечении локального прогноза на месторождениях редких элементов . . . . . 37
- Сильвестров А. К.  
Условия локализации оловянного оруденения в скарнах Северного Приладожья . . . . . 44

## СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Сиротенко А. А.  
Опыт палинostrатиграфических исследований верхнего мезозоя Восточного Забайкалья . . . . . 49
- Прозоровская Е. Л.  
Расчленение юрских отложений Юга СССР по брахиоподам . . . . . 53

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- Белый В. Ф., Гельман М. Л., Паракеев К. В.  
Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР . 62
- Алиев А., Идрисова Л. В.  
Структурные особенности размещения магматических и рудных образований Памира . . . . . 77
- Амантов А. В., Спиридонов М. А.  
Геология Ладожского озера . . . . . 83

## МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Кирюхин В. А., Толстихин Н. И.  
Океанская гидрогеология — проблемы изучения и прогнозы . . . . . 86

## МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

- Вохменцев А. Я., Третьякова Л. И., Марин Ю. Б.  
Отражательная лабораторная спектроскопия и дистанционные геологические исследования . . . . . 94

## ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

- Злобин Т. К.  
Глубинное строение острова Уруп . . 102

## ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

- Кузнецов А. А.  
«Загадка анортозитов» и ее возможное решение . . . . . 109
- Свитнев В. И.  
Обязаны ли геологи соглашаться с тектоникой плит? . . . . . 118

## ИЗ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТКРЫТИЙ

- Волярович Г. П.  
Роль В. А. Обручева в познании геологии и золотоносности Сибири . . 119

## ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

- Новая экспозиция в ЦНИГРмзее . . 121
- Памяти Анатолия Ивановича Бабинова . 122

## ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

- 125-летие Леонида Ивановича Лутыгина . . . . . 123



УДК 553.3/4.04.003.1:001.8

В. В. СТЕФАНОВИЧ (ЦНИГРИ)

## Системный подход в геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых

Геолого-экономическая оценка месторождений (ГЭОМ) полезных ископаемых является неотъемлемой составной частью геологоразведочного процесса, проводится на всех его стадиях и должна иметь соответствующее научное обоснование.

Народнохозяйственное значение ГЭОМ трудно переоценить: промышленная значимость месторождений устанавливается только в результате ее проведения. Вместе с тем исследования в области геолого-экономической оценки имеют прикладной характер и пока лишены единой теоретической основы. Многочисленные методологические разработки посвящены отдельным вопросам проблемы экономической оценки месторождений, которая, по нашему мнению, является более узкой областью исследований, чем ГЭОМ (не рассматривается обратного влияния экономических показателей и кондиций на запасы и морфологию промышленного оруденения).

ГЭОМ — полипредметная научная дисциплина, в которой фокусируются усилия исследователей многих направлений: геология месторождений, методика и техника разведки, подсчет запасов, горное дело, технология переработки руд, экономика минерального сырья и горно-обогатительного производства. Имея это в виду, Е. А. Козловский пишет: «Геолого-экономическая оценка месторождений является в теоретическом и методологическом отношении сложнейшей проблемой экономики минерального сырья. От ее правильного решения во многом зависит формирование и развитие минерально-сырьевой базы» [3, с. 15]. Необходимо уточнить, что следует понимать под геолого-экономической оценкой месторождений и какой круг вопросов она должна охватывать. По нашему мнению, она должна включать такие составляющие, как оконтуривание

и подсчет запасов оцениваемого месторождения, определение условий его эксплуатации, расчет технико-экономических показателей и влияние рекомендуемых кондиций на первоначально подсчитанные запасы месторождения.

Автор исходит из того, что ГЭОМ как всякий процесс может быть представлена как система и смоделирована. Как известно, под системой понимается упорядоченное множество элементов, образующих единство, которое обладает хотя бы одним целостным (эмерджентным) свойством. В свою очередь, элементы ее сами могут рассматриваться как системы более низкого уровня (ранга), если они имеют эмерджентные свойства. Таким образом, иерархия систем и самой эмерджентности может быть прослежена как в сторону усложнения, так и в сторону упрощения от рассматриваемого единства.

В системах ГЭОМ в роли элементов выступают модели (рис. 1): геологическая, отражающая основные геологические особенности месторождения; модель эксплуатации, охватывающая основные условия его освоения; экономическая, являющаяся экономической основой оценки; результирующая (или модель результатов ГЭОМ). Главное эмерджентное свойство системы ГЭОМ — возможность определения промышленной значимости месторождения. В каждой из моделей учитываются только те характеристики, которые оказывают существенное влияние на результаты ГЭОМ. Если рассматривать эти модели в качестве самостоятельных систем более низкого ранга (уровня), то основными эмерджентными свойствами их соответственно будут: для геологической — совокупность геологических особенностей месторождения; для эксплуатационной — технология добычи и

Художественный редактор Е. Л. Юрковская  
Технические редакторы В. Ю. Любимова, С. Г. Веселкина  
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 23.02.89.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Усл. печ. л. 11,2.

Подписано в печать 20.03.89.  
Бумага книжно-журнальная.  
кр.-отт. 12,08. Ул.-изд. л. 12,7.  
Заказ № 752. Цена 1 р. 60 коп.

Т-06457.  
Печать высокая.  
Тираж 2810 экз.

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

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1989

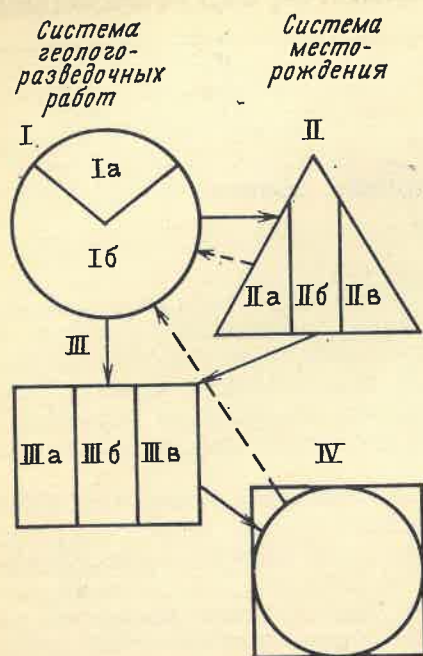


Рис. 1. Система геолого-экономической оценки рудных месторождений и ее связи с системами месторождения и геологоразведочных работ:

I — геологическая модель: Ia — запасы месторождения, Ib — морфология и условия залегания рудных тел; II — модель эксплуатации: IIa — добыча, IIb — транспортировка, IIc — переработка; III — экономическая модель: IIIa — издержки производства, IIIb — капиталовложения, IIIc — экономический эффект от освоения месторождения; IV — результирующая модель

переработки 1 т руды; для экономической — экономические аспекты освоения месторождения (включая прибыль и рентабельность) и для результирующей — совокупность параметров ГЭОМ.

Иерархическую структуру каждой из моделей на более низких уровнях можно представить как минимум в виде двух подсистем. Так, одна из подсистем геологической модели будет определять морфологию, другая — пространственное положение (условия залегания) рудных тел и т. д. В модели эксплуатации можно выделить три подсистемы: первую, характеризующую технологию добычи, вторую — транспорт руды, третью — технологию переработки. Эмерджентными свойствами этих трех подсистем могут служить соответственно технология добычи, схема транспортировки руды и технология ее переработки. Эти иерархические уровни далее не рассматриваются.

Иерархическую структуру геолого-экономических исследований на более

высоком уровне можно представить в виде системы изучения месторождения, составляющими элементами которой являются подсистемы геологоразведочных работ, подсистема ГЭОМ и др. Эмерджентным свойством такой системы будет полная характеристика месторождения как промышленного (или забалансового) объекта, включающая его изученность.

В приведенной схеме реализации системного подхода учтены все три основных принципа методологии: движение от целого к части (выделению элементов), структуризация системы, т. е. представление объекта исследования как многоуровневой системы, и наличие эмерджентных свойств, выделяемых на различных структурных уровнях. Необходимо подчеркнуть, что выделение систем и моделей ГЭОМ условно и не является однозначным.

Остановимся также на системообразующем отношении, или законе композиции системы. По нашему мнению, законом композиции может служить принятая методология ГЭОМ. Для оценки разведанных месторождений применяется метод вариантов, при котором изначально задаются различные лимиты кондиций (бортное содержание, минимальная мощность рудных тел, максимально допустимая мощность некондиционных прослоев и др.), рассматриваются возможные варианты освоения месторождения (в том числе его вскрытия, добычи и переработки руд) и т. п. На стадиях поисков и поисково-оценочных работ применяются районные, оценочные, типовые и другие кондиции. Естественно, что с этих позиций системы ГЭОМ также будут существенно различаться. Все это определяет динамический характер систем ГЭОМ. При оценке используются различные методы, комплексы параметров и способы их определения, соответствующие степени изученности самих объектов оценки.

Таким образом, все системы ГЭОМ являются открытыми, представляют собой упорядоченную совокупность взаимодействующих моделей, связанных общим целевым заданием — определением промышленной значимости месторождений, и имеют динамический характер. Иерархическая структура систем ГЭОМ в значительной мере оп-

ределяется принятой методикой оценки на той или иной стадии геологоразведочного процесса.

Системы ГЭОМ для ранних стадий (поисков и поисково-оценочных работ) принципиально отличаются от систем для разведанных месторождений. Существенные различия обнаруживаются в методологии оценки, в составе кондиций и во взаимосвязях отдельных параметров. Поэтому необходимо выделить две основные системы ГЭОМ, каждая из которых отвечает соответствующей стадии геологоразведочных работ, а внутри них — разновидности, связанные с составом руд (однокомпонентные или многокомпонентные), способом отработки (открытый, подземный или комбинированный) и характером добычи (селективно или на массу).

При освещении взаимозависимостей параметров оценки каждый из них рассматривается последовательно. Поэтому вместо систем ГЭОМ и входящих в них моделей в дальнейшем следует оперировать параметрами, которые характеризуют каждую модель и образуют адекватные системы параметров ГЭОМ. В свою очередь каждая из моделей, очевидно, будет иметь несколько разновидностей в зависимости от особенностей характеризуемых ею подсистем (или элементов систем ГЭОМ).

Так, разновидности геологических моделей определяются наличием или отсутствием четких геологических границ рудных тел с промышленным орудением, а также комплексностью руд (однокомпонентные или многокомпонентные). Эксплуатационные модели различаются прежде всего способом отработки. Разновидности экономических моделей обуславливаются особенностями геологических и эксплуатационных моделей, спецификой оценки конкретных полезных ископаемых (в частности, наличием или отсутствием переводных коэффициентов и др.) и т. д. Разновидности результирующих моделей геолого-экономических параметров, в свою очередь, отражают специфику всех моделей в иерархической структуре системы ГЭОМ, которая проявляется в составе кондиций и значениях отдельных лимитов. Наиболее простой будет си-

стема параметров ГЭОМ для месторождений однокомпонентных руд с четкими геологическими границами рудных тел при подземном способе их отработки. Более сложной представляется разновидность этой системы ГЭОМ для месторождений, не имеющих четких геологических границ промышленного орудения.

В ряде случаев сугубо условное проведение контуров промышленного орудения в пределах месторождений определяется не только отсутствием природных геологических рубежей, но и условностью ценностных критериев, а также переводных коэффициентов для пересчета попутных компонентов в один условный и т. д.

Обратим внимание на такую особенность ГЭОМ, как многовариантность подсчета запасов, условий и технических решений по освоению месторождений и как следствие еще большую многовариантность результатов оценки, которые обычно искусственно ограничиваются принятием промежуточных, не всегда достаточно обоснованных решений. Но для научно обоснованной разработки алгоритма и программы расчета основных показателей с последующей оптимизацией оценки необходимо учитывать взаимозависимости параметров, которые могут быть установлены лишь при использовании системного подхода к исследованию. В последующем, в процессе совершенствования этого метода и выявления уровней связи между параметрами, очевидно, должен быть использован системный анализ — наиболее совершенный аппарат реализации системного подхода.

На первый взгляд, общее число разновидностей систем ГЭОМ для совокупности рассматриваемых месторождений должно быть очень большим. Однако при более детальном изучении этого вопроса оказывается, что специфика оценки месторождений различных видов полезных ископаемых проявляется главным образом в том, применимы ли основные разновидности систем ГЭОМ в тех или иных условиях или нет. Основные же системы ГЭОМ, если не детализировать технологические схемы переработки сырья — общие для всех месторождений. Методология ГЭОМ на разных стадиях гео-

логоразведочного процесса неодинакова. На ранних стадиях изучения (поиски, иногда поисково-оценочные работы) она осуществляется по укрупненным показателям, определяемым с помощью типизации месторождений и условий их освоения, использования графо-аналитического и номографического способов, которые здесь не рассматриваются. На стадии разведки месторождений (по результатам предварительной или детальной разведки) порядок проведения ГЭОМ регламентируется соответствующими инструкциями и осуществляется главным образом с помощью прямых вариантных расчетов основных технико-экономических показателей.

На стадии поисков исходная информация о характере и условиях локализации промышленного оруденения, морфологии рудных тел и рудоносных залежей настолько ограничена, что, как правило, не позволяет установить возможность селективной добычи наиболее богатых руд, запасы которых можно подсчитать статистически с применением коэффициента рудоносности. Целесообразность применения этого коэффициента, которая, в свою очередь, обусловлена возможностью селективной добычи, устанавливается обычно по результатам предварительной (иногда детальной) разведки.

Многообразие разновидностей систем ГЭОМ можно было бы увеличить, если учитывать такой параметр, как минимальные запасы обособленных рудных тел.

Сложность структуры систем ГЭОМ возрастает с увеличением числа полезных компонентов в рудах и повышением степени разведанности месторождений. Кроме того, разновидности системы оценки месторождений, отрабатываемых открытым способом, сложнее аналогичных разновидностей при подземном способе эксплуатации. Отвечающие системам ГЭОМ совокупности параметров, как уже отмечалось, характеризуются прямыми и обратными зависимостями. Прямые связи имеют направленность, соответствующую последовательности проведения отдельных операций ГЭОМ, т. е. от геологических — к эксплуатационным, от эксплуатационных — к экономическим, от экономических — к геолого-эконо-

мическим параметрам. Связи, ориентированные в противоположном направлении, называются обратными. В тех случаях, когда связь параметров обусловливается определенным аналитическим выражением и, как правило, является детерминированной, зависимость определяется как функциональная; при наличии вероятностных взаимоотношений параметров или неустоявшемся характере связей последние называются корреляционными. Многообразие взаимосвязей между параметрами ГЭОМ иллюстрирует рис. 2.

При рассмотрении системы параметров ГЭОМ прежде всего обращают на себя внимание такие ключевые показатели, как бортовое содержание, средняя мощность рудных тел, годовая производительность предприятия, эксплуатационные запасы руды, разубоживание руды при добыче, полная себестоимость 1 т руды, минимальное промышленное содержание полезного ископаемого и ожидаемая его себестоимость. Все они характеризуются наличием большого числа связей (не меньше шести). Среди прямых связей доминируют функциональные зависимости (их почти вдвое больше, чем корреляционных), тем не менее корреляционные связи также достаточно многочисленны. Среди обратных связей наблюдается противоположная картина: почти все они — корреляционные.

Взаимосвязи параметров хорошо прослеживаются на примере бортового содержания. При оценке разведанного месторождения значения этого параметра варьируются с целью выбора оптимальных решений, предусматривающих максимальную полноту использования выявленных запасов и рентабельное освоение месторождения. Бортовой лимит  $C_6$  оказывает непосредственное влияние на количество кондиционных запасов руды  $Q_r$  и металла  $P_r$ , а также на среднее содержание полезного компонента  $\bar{C}_r$ . От  $C_6$  зависит также и средний коэффициент рудоносности  $\bar{K}$  при статистическом подсчете запасов. Уровень бортового содержания в значительной мере определяет среднюю мощность рудных тел с балансовыми запасами, в меньшей мере влияет на их минимальную допустимую мощность и еще слабее на

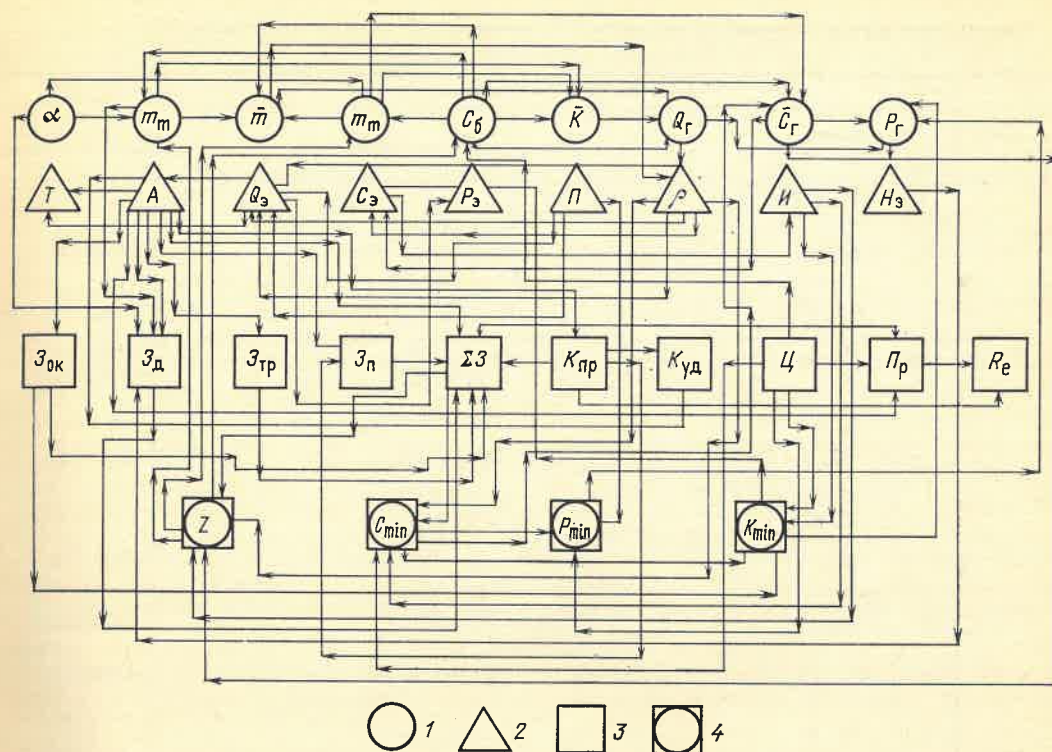


Рис. 2. Система параметров геолого-экономической оценки месторождений однокомпонентных руд при их подземной добыче:

параметры: 1 — геологические, 2 — эксплуатационные, 3 — экономические, 4 — геолого-экономические; символы параметров и показателей см. в таблице

максимальную мощность некондиционных прослоев. Перечисленные связи относятся к прямым. Обратные же связи наблюдаются в виде влияния ожидаемой себестоимости полезного компонента на бортовой лимит, высокое значение которой нередко вынуждает выбирать другой вариант  $C_6$ ; аналогичным образом, но в меньшей мере цена полезного компонента связана с бортовым содержанием.

Форма корреляционных связей (в виде уравнения регрессии или иного определенного выражения) в большинстве случаев остается невыясненной. На рис. 2 и в таблице нашли отражение только непосредственные и достаточно очевидные взаимосвязи параметров геолого-экономической оценки; опосредованные же влияния их друг на друга не рассматривались. Следовательно, общее число взаимосвязей параметров в действительности значительно превышает зафиксированные.

Проведенный анализ взаимовлияния параметров не имеет исчерпывающего характера, многое еще нуждается в уточнении и дополнении. Тем не менее

он свидетельствует о высокой эффективности применения системного подхода в геолого-экономической оценке месторождений.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Геолого-экономическая оценка месторождений — полипредметная дисциплина; ее методология базируется на сложном сочетании точных методов расчета, эмпирических приемов, экспертных оценок и эвристических решений. Поэтому теоретически единственно правильной научной концепцией, открывающей неограниченные перспективы совершенствования ГЭОМ, является системный подход.

ГЭОМ как процесс может быть представлена в виде открытой динамической системы, состоящей из нескольких взаимосвязанных моделей. Каждая из выделенных моделей (геологическая, эксплуатационная, экономическая, геолого-экономическая, или результирующая) характеризуется определенным комплексом присущих ей показателей — параметров ГЭОМ.

## Взаимосвязи между параметрами геолого-экономической оценки месторождений

| Символ параметра | Показатели, влияющие на параметр                                 |                                                                                                 | Характер связи между параметрами и показателями |
|------------------|------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
|                  | Символ показателя                                                | Аналитическое выражение связи                                                                   |                                                 |
| $m_{\min}$       | $\alpha$<br>$Z, C_6$                                             | $m_{\min} = R(\alpha)$<br>$m_{\min} = r(Z, C_6)$                                                | Прямая<br>Обратная                              |
| $M_{\max}$       | $\alpha$<br>$C_6, Z$                                             | $M_{\max} = R(\alpha)$<br>$M_{\max} = r(Z, C_6)$                                                | Прямая<br>Обратная                              |
| $\bar{m}$        | $m_{\min}, M_{\max}, C_6$<br>$\bar{C}_r$                         | $\bar{m} = R(m_{\min}, M_{\max}, C_6)$<br>$\bar{m} = r(\bar{C}_r)$                              | Прямая<br>Обратная                              |
| $C_6$            | $\Pi, Z$                                                         | $C_6 = r(\Pi, Z)$                                                                               | "                                               |
| $K$              | $m_{\min}, M_{\max}, C_6$                                        | $K = R(m_{\min}, M_{\max}, C_6)$                                                                | Прямая                                          |
| $Q_r$            | $\bar{m}, K, S_3, d$<br>$C_{\min}, K_{\min}$                     | $Q_r = S_3 \cdot K \cdot \bar{m} \cdot d$<br>$Q_r = r(C_{\min}, K_{\min})$                      | Обратная                                        |
| $\bar{C}_r$      | $C_6$                                                            | $\bar{C}_r = R(C_6)$                                                                            | Прямая                                          |
| $P_r$            | $Q_r, \bar{C}_r$<br>$P_{\min}$                                   | $P_r = Q_r \cdot \bar{C}_r$<br>$P_r = r(P_{\min})$                                              | Обратная                                        |
| $Q_3$            | $Q_r, \Pi, \rho$                                                 | $Q_3 = Q_r \frac{1-\Pi}{1-\rho}$                                                                | Прямая                                          |
| $\bar{C}_3$      | $\bar{C}_r, \rho$                                                | $\bar{C}_3 = \bar{C}_r(1-\rho)$                                                                 | "                                               |
| $P_3$            | $Q_3, \bar{C}_3$                                                 | $P_3 = Q_3 \cdot \bar{C}_3$                                                                     | "                                               |
| $\rho$           | $\bar{m}$                                                        | $\rho = R(\bar{m})$                                                                             | "                                               |
| $A$              | $Q_3, h, \alpha$<br>$\bar{m}, \Pi, S, d, \rho$                   | $A = R(Q_3)$ или<br>$A = \frac{h \cdot K_{\alpha} \cdot K_{\bar{m}} (1-\Pi) S \cdot d}{1-\rho}$ | "                                               |
| $T$              | $Q_3, A$                                                         | $T = \frac{Q_3}{A}$                                                                             | Прямая                                          |
| $K_{\text{пр}}$  | $A$                                                              | $K_{\text{пр}} = R(A)$                                                                          | "                                               |
| $K_{\text{уд}}$  | $K_{\text{пр}}, A$                                               | $K_{\text{уд}} = \frac{K_{\text{пр}}}{A}$                                                       | "                                               |
| $З_d$            | $\alpha, \bar{m}, A, H_3$                                        | $З_d = R(\alpha, \bar{m}, A, H_3)$                                                              | "                                               |
| $З_{\text{тр}}$  | $A$                                                              | $З_{\text{тр}} = R(A)$                                                                          | "                                               |
| $З_{\text{п}}$   | $A, K_{\text{пр}}$                                               | $З_{\text{п}} = R(A, K_{\text{пр}})$                                                            | "                                               |
| $З_{\text{ок}}$  | $A$                                                              | $З_{\text{ок}} = R(A)$                                                                          | "                                               |
| $\Sigma З$       | $З_d, З_{\text{тр}}, З_{\text{п}}, З_{\text{ок}}, K_{\text{пр}}$ | $\Sigma З = З_d + З_{\text{тр}} + З_{\text{п}} + З_{\text{ок}} + R(K_{\text{пр}})$              | "                                               |
| $\Pi_p$          | $\Sigma З, A, \Pi$                                               | $\Pi_p = (\Pi - \Sigma З) \cdot A$                                                              | "                                               |
| $R_e$            | $\Pi_p, K_{\text{пр}}$                                           | $R_e = \frac{\Pi_p}{K_{\text{пр}}}$                                                             | "                                               |
| $C_{\min}$       | $\Sigma З, \Pi, \Pi, \rho, K$                                    | $C_{\min} = \frac{\Sigma З + R(K)}{\Pi \cdot \Pi (1-\rho)}$                                     | "                                               |
| $Z$              | $\Sigma З, \Pi, \bar{C}_r, \rho$                                 | $Z = \frac{\Sigma З}{\Pi \cdot \bar{C}_r (1-\rho)}$                                             | "                                               |

## Продолжение табл.

| Символ параметра | Показатели, влияющие на параметр         |                                                                                                                                                                               | Характер связи между параметрами и показателями |
|------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|
|                  | Символ показателя                        | Аналитическое выражение связи                                                                                                                                                 |                                                 |
| $P_{\min}$       | $C_{\min}, \Pi, \Pi, \Pi, Q_r$           | $P_{\min} = C_{\min} \cdot Q_r + \frac{З_3}{\Pi \cdot \Pi (1-\Pi)}$                                                                                                           | "                                               |
| $K_{\min}$       | $C_{\min}, \Pi, З_{\text{ок}}, \Pi, \Pi$ | $K_{\min} = R \frac{C_{\min} \cdot \Pi \cdot \Pi \cdot \Pi - \Sigma З \cdot З_{\text{ок}}}{\bar{C}_{\text{пл}} \cdot \Pi \cdot \Pi \cdot \Pi - \Sigma З \cdot З_{\text{ок}}}$ | "                                               |

Примечание.  $m_{\min}$  — минимальная мощность рудных тел;  $\alpha$  — средний угол падения рудных тел;  $Z$  — себестоимость единицы полезного компонента,  $C_6$  — бортовое содержание полезного компонента;  $M_{\max}$  — максимально допустимая мощность некондиционных прослоев;  $\bar{C}_r$  — среднее содержание полезного компонента в недрах;  $\bar{m}$  — средняя мощность рудных тел;  $\Pi$  — цена единицы полезного компонента;  $K$  — средний коэффициент рудоносности;  $Q_r$  — запасы руды в недрах;  $S$  и  $S_3$  — площади соответственно рудного тела и рудоносной зоны;  $d$  — объемная масса руды;  $C_{\min}$  — минимальное промышленное содержание полезного компонента;  $K_{\min}$  — минимально допустимый коэффициент рудоносности;  $P_r$  — запасы полезного компонента в недрах;  $P_{\min}$  — минимальные запасы полезного компонента в изолированных рудных телах;  $\bar{C}_3$  — среднее содержание полезного компонента в эксплуатационных запасах;  $P_3$  — эксплуатационные запасы полезного компонента;  $\rho$  — разубоживание при добыче;  $A$  — годовая производительность эксплуатирующего предприятия;  $h$  — годовое понижение горных работ;  $\Pi$  — потери при добыче;  $S_r$  — горизонтальная площадь рудных тел;  $T$  — срок обеспеченности предприятия запасами руды;  $K_{\text{пр}}$  — капиталовложения в строительство предприятия;  $K_{\text{уд}}$  — удельные капиталовложения в строительство предприятия;  $З_d$  — себестоимость добычи 1 т руды;  $H_3$  — максимальная глубина горных работ;  $З_{\text{тр}}$  — стоимость транспортировки 1 т руды;  $З_{\text{п}}$  — себестоимость переработки 1 т руды;  $З_{\text{ок}}$  — общекорпоративные расходы;  $R_e$  — рентабельность предприятия;  $\Pi$  — сквозное извлечение полезного компонента;  $З_3$  — дополнительные затраты на вскрытие изолированных рудных тел.

Иерархическая структура систем ГЭОМ в значительной мере определяется принятой методологией ее реализации, которая выступает в роли закона композиции системы и отражает специфику оценочных работ на каждой стадии геологоразведочного процесса.

Системы ГЭОМ следует дифференцировать по степени изученности оцениваемого объекта полезного ископаемого, а их разновидности — по комплексности руд и намечаемому способу отработки месторождения.

В процессе выполненных исследований выделены и охарактеризованы основные системы ГЭОМ, рассмотрены многочисленные взаимосвязи ее параметров, которые в ряде случаев описаны уравнениями функциональных и корреляционных зависимостей. Проведенные исследования позволили: выделить главные факторы, определяющие сложность систем ГЭОМ; четко определить особенности и различие ГЭОМ на стадии поисков и поисково-оценочных работ, с одной стороны, предварительной и детальной разведки, с другой; логически обосновать бесплодность попыток оценки промышленного значения месторождения с помощью

какого-либо единого критерия; наметить перспективы качественного повышения уровня геолого-экономических исследований.

Системный подход по мере его совершенствования будет трансформирован в системный анализ, конечной целью которого является создание сложных научно обоснованных математических моделей, составляющих основу алгоритмов и программ многовариантной геолого-экономической оценки месторождений с помощью ЭВМ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кедров Б. М. О современной классификации наук // Вопросы философии. 1980. № 10. С. 85—103.
2. Кедров Б. М., Смирнов П. В. Взаимодействие наук. — М.: Наука, 1984.
3. Козловский Е. А. Минерально-сырьевая база и фактор времени // Сов. геология. 1979. № 3. С. 9—22.
4. Кузьмин В. П. Различные направления разработки системного подхода // Вопросы философии. 1983. № 3. С. 18—29.
5. Стефанович В. В. Основные положения и некоторые перспективы системного подхода в геолого-экономической оценке месторождений // Системный подход в геологии (теоретический и практический аспекты). Всесоюз. конф. 17—19 мая 1983 г. Тезисы докл. Ч. 1. М., 1983. С. 279—280.

Принята редколлегией 15 августа 1988 г.

## 0 задачах создания интеллектуальных систем в геологии

Сегодня во всем мире все больший интерес проявляют к созданию интеллектуальных, в частности экспертных систем. Интеллектуальная система (ИС) — это компьютерная программа, так или иначе имитирующая действия специалиста при решении той или иной задачи. Экспертной (ЭС) она называется в тех случаях, когда в ее алгоритме совокупность интуитивных правил вывода так называемых экспертных оценок и заключений явно доминирует над совокупностью формализуемых построений (включая вычисления) вывода. Такой алгоритм отражает специфику неформального, интуитивного мышления специалиста (эксперта), как правило, в условиях неполноты информации, а также в ситуациях, когда решение нужно дать быстро, не обращаясь ко всей имеющейся информации.

Алгоритмы ЭС создаются в результате особой обработки данных специальных опросов нескольких ведущих профессионалов той или иной области науки и производства. Для конкретного класса задач ИС вбирают в себя всю совокупность знания и экстраклассного умения профессионалов данной области. Внедрение ИС в производственную практику позволяет передать высочайший уровень профессионализма ведущих специалистов области рядовым специалистам при решении массовых повседневных задач. Именно поэтому в мире быстро растет интерес к созданию ИС. Уже хорошо известны ИС в области медицинской диагностики, в криминалистике, есть и прецеденты создания геологических ИС [1, 3, 4, 7, 9, 10].

Необходимость создания ИС в геологии, по-видимому, уже не вызывает сомнения. Но нужно ли ставить дело широко и следует ли с этим торопиться? По мнению автора, на оба эти вопроса ответ должен быть утвердительным.

Встающие сегодня перед геологами задачи становятся все сложнее, многоплановее, комплекснее. Прогнозирование залежей полезных ископаемых, условий и экологических последствий

их добычи требует учета широкого спектра данных по большому числу разных геологических районов, зон, объектов. При этом одновременно с собственно геологическим рассмотрением необходим физический, физико-химический и химический анализ природных явлений и ситуаций в целом. В итоге как круг факторов и параметров, так и структура связывающего их логического построения расширяются и усложняются. Компетентия одного специалиста чаще всего уже не охватывает их целиком, да и человеческое сознание не в состоянии удерживать все нужное, ряд факторов и соображений неизбежно выпадают из рассмотрения, а именно они могут оказаться решающими.

Между компетенцией, требующейся для решения сегодняшних, а тем более завтрашних задач, и фактической компетенцией рядовых и даже нерядовых специалистов существует совершенно очевидный, к тому же растущий, разрыв. Ликвидация его в ближайшие годы маловероятна даже для задач средней сложности, учитывая реальную и неизбежную инерцию всей системы подготовки и переподготовки специалистов. Разрыв между рядовыми и лучшими в данной области специалистами будет существовать всегда и даже увеличиваться. К тому же сложность задач будет, по всей вероятности, все время возрастать быстрее индивидуальной компетенции даже лучших специалистов.

Такая ситуация сегодня характерна для большинства областей деятельности человека и уже приобрела весьма серьезный характер, поскольку несоответствие между задачей и компетенцией ее «решателя» ведет к огромным потерям средств и времени, а нередко и крупным авариям. В целом это обобщается неэффективностью производства. Выход из сложившейся ситуации представляется в создании и применении интеллектуальных систем. Можно с полной уверенностью сказать, что создание и внедрение ИС является уже сегодня чрезвычайно важным, а часто и обязательным услови-

ем интенсификации геологоразведочного производства, а также геологической отраслевой науки.

Геологические задачи, для решения которых необходимо создавать ИС, весьма разнообразны по характеру, специфике и сложности — от диагностики породы по комплексу макро- и микропризнаков и интерпретации данных гидродинамических испытаний скважин до диагностики природы наблюдаемых распределений геологических параметров и прогноза залежей полезных ископаемых с полным набором их количественных показателей. По сути все они являются задачами диагностики с использованием геологической, физической, физико-химической и химической информации одновременно.

Реальная возможность создания сегодня широкого спектра геологических ИС уже существует. С одной стороны, теория многих геологических явлений достигла необходимого для ИС уровня, выявлены эмпирические закономерности этих явлений, накоплен профессиональный опыт, отработаны методические подходы к решению многих классов задач, намечены новые приемы, которые будут доработаны в ближайшем будущем. С другой — уже существует и будет развиваться за время разработки «первой серии» геологических ИС материальная база для их внедрения и массового применения. Сейчас интенсивно расширяется парк персональных компьютеров. Они становятся все более мощными и портативными. Намечающийся переход к использованию лазерных компакт-дисков в колоссальных размерах увеличит их память. В ближайшие 8—10 лет можно ожидать массового производства машин пятого поколения. Интеллектуальные интерфейсы сделают их доступными каждому человеку, уничтожив современный барьер — необходимость уметь программировать. Насыщенность народного хозяйства компьютерными средствами, нужная для внедрения ИС в самую широкую производственную практику, будет достигнута не позже чем через 5—8 лет. Поэтому учитывая реальные сроки создания сложных ИС от идеи до коммерческого продукта (3—6 лет), нужно уже сегодня достаточно активно раз-

рабатывать алгоритмы для широкого спектра геологических ИС.

Сам процесс создания ИС весьма сильно повлияет на научные разработки и на подготовку и переподготовку специалистов. Важность этого побочного результата трудно переоценить.

При вычленении и изучении частного момента в науке нередко теряется полное, целостное видение всей действующей в природе системы. Иногда эти потери весьма принципиальны. Процесс же создания ИС по самой своей сути заставляет скрупулезно проанализировать полную картину рассматриваемого явления или процесса, построить полную структуру взаимодействия всех ее элементов, вплоть до мельчайших. При этом обязательно выявятся отдельные важные связи и целые «узлы», не получавшие ранее должного освещения или не замеченные вовсе. Тем самым можно будет и более эффективно формировать круг задач научных исследований, включая фундаментальные, внося важный вклад в интенсификацию научных исследований, в их стратегию.

Одновременно системная проработка представлений каждой области геологических задач позволяет и наиболее рационально формировать изменения программ учебных дисциплин, преподаваемых при подготовке и переподготовке специалистов. Эта обратная связь создания ИС представляется исключительно важной, ибо она позволяет максимально ориентировать курсы учебных дисциплин на перспективу, а не на ретроспективу, что еще нередко бывает. Одновременно это расширяет возможности реализации фундаментального способа обучения, при котором учащемуся прививается умение решать конкретные задачи не с помощью готовых шаблонов, а самостоятельно формируя схему решения, на основе фундаментальных знаний применительно к конкретной ситуации.

Следует также отметить, что ИС, разработанные на уровне мировых достижений и выше, могут стать важным предметом экспорта. Рынок для таких систем достаточно велик, вспомним хотя бы развивающиеся страны с их острым дефицитом квалифицированных кадров. Сейчас, когда создаются внешнеторговые объединения и

предприятия, этот аспект выдвигаемой проблемы не следует недооценивать. Многие разработки могут быть конкурентоспособны и в высокоразвитых промышленных странах.

Обращение к созданию широкого круга ИС в геологии представляется делом не просто чрезвычайно серьезным, но и влекущим за собой качественно новые проблемы, необходимость новых подходов научного, организационного и социального планов. Ниже мы изложим свои соображения по этому вопросу, не претендуя на законченность и абсолютную правоту суждений.

**Приоритет содержательного анализа над формальными построениями.** Геологические ИС должны использовать всю полноту возможностей как формализуемого, так и экспертного способов получения выводов. Сама геологическая информация обладает спецификой по существу и по форме представления. Огромную роль во всех геологических построениях и диагностиках играют аналогии с хорошо изученными геологическими объектами. По-видимому, для всех геологических ИС, использующих региональный материал, наиболее полный набор программного и информационного обеспечения можно представить в виде трех крупных блоков [6].

1. Фактографическая информационно-поисковая система всей подсобной информации. Ее удобно разделить на подблоки «карт», т. е. мелкомасштабной информации о поэтажной зональности территорий по типам обстановок, и подблок «атласов» эталонных объектов, данные по которым будут использоваться для проведения аналогий и интерполяций.

2. Решающая система. В ней рациональны подблоки:

а) формирования фазовых переменных для данной задачи или спектра задач. Сюда входят все «знания» об отношениях параметров в рамках аксиоматической и феноменологической частей теории данного явления и способы формирования фазовых переменных для разных аспектов рассмотрения природного объекта;

б) имитационных моделей процессов. Во многих случаях для выбора упрощенной частной схемы решения задачи нужно предварительно проделать

численные оценки примерной природной ситуации, чтобы определить, какими параметрами можно пренебречь и по какой логической линии должно пойти дальнейшее рассуждение. Такие анализирующие имитационные модели играют роль «управляющих вентилей» на разветвлениях «дерева» логических построений;

в) экспертных оценок, т. е. интуитивных правил заключений экспертов совместно с условиями их применения;

г) процедур многомерной интерполяции при проведении аналогий по нескольким эталонным (для данной цели и данного типа объекта) природным объектам и получения конечного вывода.

3. Система преобразования конечных выводов в рациональную графическую (карты, профили, графики), табличную и текстовую форму.

Естественно, что отдельные ИС могут состоять лишь из какой-то части этих структурных элементов. Уже из этой структуры алгоритма ИС очевидно, что для организации всей используемой информации и формирования конечного вывода необходимо знать и отразить в алгоритме детальную структуру современного теоретического и эмпирического знания.

Некоторые ИС могут быть созданы уже сегодня практически без каких-либо дополнительных научных исследований. Однако для большинства ИС, которые предстоит создать, нужны специальные научные проработки фундаментального характера. Алгоритмы ИС весьма сложны и громоздки, ошибка в них — содержательная или структурная — обычно не бросается в глаза. Выявить ее при тестовых, а тем более при уже практических решениях трудно, особенно если учесть существующую веру в абсолютность компьютеризованных построений и возможную внешнюю правдоподобность даже совершенно неверных геологических выводов. Поэтому вред от заложенной в алгоритм ошибки может быть огромен и наноситься очень долго. Опасность этого сегодня уже не только очевидна, но и практически подтверждена многими печальными примерами из других областей знания и деятельности. Причину ошибок в со-

ставе содержательного алгоритма и в применении таких программ можно в целом увидеть в том, что слишком часто специалисты приступают к разработке компьютерного кода, реально не осознавая решаемую задачу [8]. Поэтому чтобы ИС были надежны и эффективны, их применение точно адресованным, а затраты на их создание рентабельны, необходимо обязательно создать специальную содержательную базу, решив ряд первоочередных вопросов. Они носят явно фундаментальный характер и часто принципиально новы.

Начнем с экспертной части алгоритмов. Хорошо известно, что по ряду конкретных вопросов геологии мнения разных специалистов разделяются. Обычно это имеет место в области тех проблем, для однозначного и объективного решения которых еще нет достаточной теоретической и эмпирической основы, либо в случае, если нужны знания и умения, находящиеся за пределами компетенции данных профессионалов. Соответственно при прогнозах и других видах диагностики экспертные оценки разных профессионалов не всегда совпадают. Однако известно и то, что разные эксперты рассматривают нередко разные стороны природного объекта, поэтому их мнения часто оказываются не альтернативными, а частично или даже полностью взаимодополняющими. Для того чтобы соединить в единое заключение мнения нескольких экспертов, необходимо до мельчайших деталей проанализировать структуру обусловленности их заключений даже в тех их частях, которые самим экспертам кажутся неделимыми.

Затем логическое «дерево» заключений каждого эксперта, включая и действительно неделимые части этого заключения, нужно наложить на полное «дерево» всех известных связей полного круга явлений, формирующих данное геологическое образование. На основе такого сопоставления отделяются совпадающие построения разных экспертов от действительно альтернативных. На первый взгляд кажется, что логический анализ экспертных заключений — дело принципиально невозможное. Однако это совершенно не так, просто нужны специальные при-

емы, в частности выявление и предельная структуризация всех теоретических и эмпирических оснований, на которые явно или неявно опирается эксперт, и всех логических шагов его построения. Все это должно сочетаться с анализом непротиворечивости и оснований, и логических шагов. При том степень подробности логического анализа должна намного превышать ту, которая сегодня привычна в геологии. Такая структуризация принципиально нова для данной науки. Но без этого соединение имеющихся теоретических представлений и мнений разных экспертов окажется во многом противоречивым и нередко теряющим всякий смысл.

Алгоритм ИС чрезвычайно велик и сложен. Для проверки правильности решений в тестах и на практике и в особенности для внесения со временем изменений в соответствии с поступающей новой теоретической и эмпирической информацией нужно, чтобы алгоритмы допускали предельно подробный контроль. Только в этом случае можно установить, какие именно блоки и операции служат причиной итоговой ошибки и что именно необходимо изменить в алгоритме. При создании алгоритма приходится соединять элементы совершенно разного характера — опирающиеся на аксиоматическую теорию, на феноменологическую теорию и на чисто интуитивные заключения. Каждый из этих элементов, а они могут быть переплетены в алгоритме самым причудливым образом, имеет совершенно разные условия применимости и совершенно разные способы ее контроля. И здесь нужно предельно структурировать всю логическую цепь построений.

При решении каждой конкретной задачи в зависимости от наличия фактического материала, полноты и надежности теоретических представлений выбираются конкретный путь и способ решения. Этот подбор осуществляется по принципу отсечения: чем выше неопределенность имеющейся информации, тем дальше в сторону интуитивных экспертных заключений отсняется характер используемого способа решения. Но подобный выбор из имеющегося набора также возможен только при очень детальной структуре всего алгоритма.

Таким образом, создание ИС должно опираться на специальные содержательные исследования по предельной структуризации всего логического «дерева» построения, достигающей «квантов» теоретической и эмпирической информации и «квантов» логического действия, т. е. неделимых далее порций информации и шагов логического построения. Совершенно очевидно, что такое преобразование всей совокупности имеющегося знания о тех или иных геологических явлениях, соответствующих данному классу задач, может потребовать и специальной доработки отдельных моментов самих представлений.

В логической диагностике, в том числе в прогнозах, огромное место занимают заключения по аналогии. Сравнение лежит и в основе выявления закономерностей связи тех или иных геологических образований, например залежей полезных ископаемых с геологическими условиями. Но все виды сравнения проводятся пока еще, как правило, на основе лишь достаточно общих геологических соображений, строгая основа — теория геологического подобия — отсутствует. Геологические же характеристики имеют косвенный характер по отношению к большинству геолого-физических и геолого-химических процессов. Поэтому «шкалы их значимости» для каждого данного процесса или явления меняются в зависимости от вида объекта. Это ведет, строго говоря, к неприменимости непосредственно самих геологических характеристик для статистических и аналогичных им эмпирических построений, для выявления закономерностей и проведения сравнений и аналогий по отношению ко многим геологическим явлениям, например динамике флюидов, формированию флюидных и флюидогенных месторождений и т. д. [5]. Использование многомерных математических методов, например факторного анализа, не меняет положения [2].

Если районы и отдельные геологические объекты достаточно сходны, то погрешность от прямого использования косвенных характеристик может быть мала и не превышать влияния других источников ошибок. Это понятно: доля значимости данной характеристики

для изучаемого геологического явления или образования в этих объектах почти одинакова. Но с ростом разнообразия сравниваемых объектов погрешность растет очень быстро, часто делая бессмысленным этот путь, что внешне далеко не всегда заметно. Поэтому для строгого сравнения геологических объектов в том или ином отношении необходимо разработать теорию геологического подобия и создать своего рода геологические обобщенные переменные — комплексы объединенных в логическую или математическую структуру характеристик, сохраняющие свой причинно-следственный смысл для разных объектов. Такие обобщенные переменные являются аналогами фазовых переменных в причинно-следственных теориях физических и химических процессов и позволяют достичь предельной строгости для всего спектра операций сравнения, максимальной общности для геологически разных объектов, а тем самым и наибольшей надежности диагностических и прогнозных оценок. Разработка соответствующей теории играет важную роль в создании эффективно работающих ИС.

И, наконец, необходима специальная разработка принципов и методов объективной и надежной оценки и контроля качества работы создаваемых ИС, на основе которых могла бы осуществляться госприемка каждой вновь разработанной ИС. Это также новая задача: сегодня не существует строгих научных процедур контроля качества и работоспособности методов геологической диагностики и прогнозирования, оценки чаще всего опираются просто на случаи совпадения. При этом оценивается не надежность метода, а удачность его единичного применения, что совсем не одно и то же.

**Комплексное создание тематических спектров ИС разного назначения.** Уже сегодня очевидно многообразие целевых назначений и отвечающих им видов ИС. Они могут быть решающими (прогнозными, диагностическими, т. д.), т. е. сразу дающими ответ на данном вводимом материале, консультационными, обучающими, имитационно-тренажерными, контрольно-экзаменационными. Для этих видов систем обычно достаточно существования ста-

ционарных вычислительных устройств. Создание же консультационных ИС стимулируется еще и быстро идущей миниатюризацией портативных компьютеров.

Сейчас производят микрокомпьютеры с высоким быстродействием и большим объемом памяти. Сверхпортативность (карманные), малый размер источников автономного питания, включающих солнечные батареи, позволяют сделать такие компьютеры в ближайшем будущем инструментом и геолога-полевика. В связи с этим резко расширяется проблема создания консультативных ИС, т. е. программ, которые содержали бы нужный набор справочных данных, формул, перечней, параметров, необходимых для достижения тех или иных целей, существующих прецедентов и основных схем рассуждения при постановке и решении задач полевого эмпирического исследования.

Несмотря на ряд различий между ИС разного целевого назначения, все ИС одной тематики строятся на практически одной и той же информационной основе. Более того, они могут, а нередко и должны содержать одни и те же общие блоки алгоритмов. При создании таких ИС — их алгоритмов и программ — будут возникать одинаковые или весьма сходные вопросы, требующие специального решения. Поэтому ИС для каждой тематики должны создаваться сразу полным спектром и обязательно одним и тем же коллективом. Все это говорит в пользу формирования головных групп по каждой тематике ИС, имеющих право и возможность на нужное время привлекать в качестве непосредственных участников консультантов специалистов из любых других организаций.

Если решающие и консультационные ИС требуют главным образом лишь содержательной, логической и прогностической проработки, то ИС обучающего и тренажерного видов нуждаются еще и в принципиальном характере проработки, целостно объединяющих содержательные, логические, когнитивно-психологические, психологические и педагогические элементы. Совершенно очевидно, что они должны быть ориентированы на использование методов интенсивной пе-

дагогики с применением новейших разработок в этой области. При этом обучающие и тренирующие ИС должны быть направлены одновременно и взаимосвязанно на запоминание материала, достижение понимания его логической структуры и развитие умения решать различные профессиональные задачи.

В самой подаче материала должны использоваться методы подачи логической и эмоциональной информации на разные полушария мозга, приемы аутогенного погружения и концентрации, гипнопедии и т. д., уже частично опробованные в преподавании иностранных языков. При этом для надежного усвоения и закрепления в памяти ключевые моменты должны подаваться на специально генерируемом эмоциональном всплеске. Для достижения понимания необходимо использование больших серий разных образных картин на одну и ту же тему, создающих прочное запоминание фундаментальных элементов, поданных в разных их реализациях, демонстрирующих единый содержательный «корень», единство ситуаций в их многообразии. Подаваемый обучающему текст должен взаимодополняться иллюстративным видеоматериалом обучающей ИС, включающим как статические, так и динамические картины, иллюстрации верных и неверных случаев решения с формулированием и наглядным отражением признаков и критериев верности — неверности.

Подача информации обучающемуся должна быть организована «пошаговым» образом с контролем усвоения каждого шага и регулировкой подачи материала в зависимости от подготовленности и уровня общего развития обучающегося. Следовательно, алгоритм такой ИС должен предусматривать возможность обратной связи «обучаемый — ИС», детализации (дополнительных пояснений и иллюстраций) материала и повторения отдельных моментов каждого пункта.

Нетрудно видеть, что все это требует решения совершенно новых и весьма нетривиальных вопросов. Однако совершенно очевидно, что создание таких ИС, учитывая все растущую изменчивость профессиональной конъюнктуры и связанную с нею необходи-

мость быстрого переучивания значительного контингента работников, не просто необходимо, но и будет экономически рентабельно. Достаточно подумать только о возможности донести до каждого обучаемого максимально высокий уровень обучения за счет широкого тиражирования таких ИС.

В повышении профессионального уровня, а нередко и просто в достижении «поголовной грамотности» специалистов в той или иной области важную роль должны сыграть ИС имитационно-тренажерного вида. Возможность осуществить решения различных геологических задач с контролем правильности решения и пояснением правильной логики построения решения позволяет быстро поднять уровень специалиста, особенно молодого, дав ему за короткое время большое число ситуаций. Месяц-два такой интенсивной тренировки могут оказаться эквивалентными годам практики, к тому же с тем преимуществом, что здесь каждое решение контролируется и исключает накопление неверных знаний, приемов, подходов, столь нередкое в обычной практической деятельности.

**Социально-психологические аспекты проблемы «ИС-пользователь».** Прежде всего должна быть создана типизация геологических задач по их характеру и требующейся информационной основе, разделение всей совокупности задач на отдельные, достаточно самостоятельные классы. Для каждого из таких классов должны быть определены как вид ИС, так и сама необходимость ее создания. При этом надо учесть: а) степень сложности задачи; б) возможную обеспеченность входными параметрами (с учетом их характера и погрешности) в условиях практического использования ИС; в) возможную «стоимость» последствий неверного решения без применения ИС и степень гарантии верности решения с ее применением; г) степень массовости, «тираж» ИС при ее внедрении в практику, связанный с частотой ее необходимого применения. Только с учетом всех этих соображений создание ИС будет экономически целесообразным.

Очень важно иметь в виду, что во многих производственных и научно-прикладных ситуациях консультативные ИС будут играть главную роль на

стадии постановки задачи, когда определяется, какой круг параметров должен быть измерен, какие методы должны и могут быть использованы, какие соображения привлечены для достижения поставленной цели. В практике нередко ставятся заведомо недостижимые цели, и на решение соответствующих задач совершенно впустую тратятся огромные средства. К тому же полученные результаты, интерпретация которых для поставленной цели может быть недопустима, затем используются всерьез и дезориентируют следующие шаги, приводя к новым убыткам. Поэтому консультативные ИС должны обеспечивать предельно возможную полноту данных для постановки задачи, покрывая весь комплекс информации, необходимой на стадии выбора точной цели исследования в соответствии с реальными возможностями до стадии окончательной обработки данных эмпирического исследования.

Когда количество ИС достигнет уровня, при котором они будут уже играть заметную роль, всерьез встанет вопрос о разделении ролей ИС и человека. Для квалифицированных рабочих и даже инженеров производственных перешедших на роботизированные технологические линии, этот вопрос уже встал во всей своей социально-психологической и производственно-профессиональной значимости и сложности. Не нужно быть пророком, чтобы понимать, что при сегодняшнем темпе развития компьютерных и автоматических устройств этот же вопрос скоро встанет и для инженерных и научных работников в геологии. Готовиться к новой ситуации нужно начинать сегодня.

Разрабатывая распределение ролей, определяя новую роль специалиста-человека в условиях компьютеризованного производства, нужно установить: а) какие операции при постановке и решении задач должны быть произведены человеком и как компьютерной программой; б) в чем именно состоят новые требования компетенции специалиста, к его знаниям и умению; в) чему и как нужно учить в этих условиях специалиста и его подготовке и переподготовке. Понятно, что ИС должны максимально заменить человека при решении типичных

вых сложных задач, человек же должен играть главную роль при выявлении нетиповых ситуаций и решении задач в этих условиях. Но детали взаимодействия человек — компьютер во всем спектре практической геологической деятельности, включая диалоговый режим, еще ждут исследования. Возможно, не все ИС должны тиражироваться и передаваться потребителю. Дело не только в проблемах авторского права и «делегирующей компетенции» специалистов-создателей ИС специалисту-пользователю. В ряде случаев будет просто рентабельнее использовать систему консультационной помощи с сохранением ИС в разработавшей ее организации и приемов заказов на решение соответствующих задач на материале заказчика с выездом консультанта на место, если необходимо. Такое сочетание консультанта с применением ИС позволит делать ИС менее универсальными, менее сложными и громоздкими, а значит, разрабатывать их гораздо быстрее и дешевле. Их эксплуатация также дешевле и осуществляется более простыми техническими средствами.

Автору представляется, что комплекс задач создания ИС в геологии является новым направлением научно-практических исследований, значение которого будет быстро возрастать со временем. Решение теоретических задач должно сочетаться с непосредственным созданием самих ИС. При правильной постановке дела эти работы потребуют 3—4 года для создания первых решающих ИС для ряда классов практических задач и порядка двух лет для консультативных

ИС, т. е. реальна и скорая отдача непосредственно для практики производства и прикладной науки. Учитывая важность и перспективность этого направления, его место в интенсификации народного хозяйства, работу было бы полезно начинать безотлагательно.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматическая информационно-диагностическая система для минералов. Справочное пособие/В. Г. Фекличев, Н. Д. Григорашенко, Э. Н. Поздняков и др.—М.: Недра, 1986.
2. Аронов В. И., Страхов В. Н. О применении факторного анализа в геологии/Геология и геофизика. № 8. 1985. С. 133—142.
3. Бекжанов Г. Р., Бугаец А. Н., Лось В. Л. Геологические модели при прогнозировании ресурсов полезных ископаемых.—М.: Недра, 1987.
4. Бугаец А. Н., Вострокнутов Е. П., Вострокнутова А. И. Применение экспертных систем в геологическом прогнозировании. Обзор. Сер. Математические методы и автоматизированные системы в геологии. М.: ВИЭМС, 1986.
5. Гуревич А. Е. Метод обобщенных нефтегеологических характеристик и методологические аспекты их выбора/Проблемы нефтегеологического подобия. Л., 1978. С. 11—47.
6. Давление пластовых флюидов/А. Е. Гуревич, М. С. Крайчик, Н. Б. Батыгина и др.—Л.: Недра, 1987.
7. Марченко В. В., Немировский Э. А., Сейфуль-Мулюков Р. Р. Прикладная геокибернетика: Обзор. Сер. Физика Земли.—М.: ВИЭМС. Т. 9. 1986.
8. Петерсон А. Когда подводит компьютер//За рубежом. 1987. № 10. С. 20—21.
9. Симонс Дж. ЭВМ пятого поколения: компьютеры 90-х годов.—М.: Финансы и статистика, 1985.
10. Элли Д., Кумбс М. Экспертные системы: концепции и примеры.—М.: Финансы и статистика, 1987.

Принята редколлегией 27 июня 1988 г.



УДК 551.243.8.528

С. Г. КУЗМЕНКОВ (ПГО «Хантымансийскгеофизика»),  
Д. Б. ТАЛЬВИРСКИЙ (ВНИГНИ),  
Н. А. НЕЧАЕВА (ПГО «Хантымансийскгеофизика»)

## Тектонически экранированные ловушки углеводородов Среднего Приобья

Многочисленные локальные структуры Западно-Сибирской плиты до последнего времени рассматривались как пликативные антиклинальные складки в юрско-меловых породах. Однако изучение юрских отложений, ставшее возможным при применении сейсморазведки МОГТ, позволившей существенно очистить временные разрезы от кратных волн, показало широкое развитие дизъюнктивных нарушений в низах осадочного чехла. Последние осложняют и локальные структуры.

Сейсморазведка МОГТ высокой кратности в Среднем Приобье позво-

ляет выделить не только опорные, динамически выраженные отражающие горизонты, но и более слабые сейсмические волны. Появилась возможность трассирования на временных разрезах и дизъюнктивных нарушений по ряду характерных признаков. Среди них наиболее надежны субвертикальные смещения опорных отражений (рис. 1 и 2), зоны резкого затухания отражающих горизонтов, присутствие дифрагированных волн и др. Анализ материалов сейсморазведки показывает, что особенно много разрывов осложняют поверхность доюрских образований; часть из них проникает и выше на различные гипсометрические уровни, нарушая сплошность залегающих юрских, а иногда и меловых пород. Их необходимо учитывать при структурных построениях по отражающим горизонтам, характеризующим строение продуктивных толщ, особенно в пределах локальных объектов. При этом следует иметь в виду, что наличие дизъюнктивных нарушений может играть различную роль в формировании и сохранении залежей углеводородов. Так, в работе [5] показано, что разломы на ряде крупных структур (Новопортовская, Нейтинская и др.) на севере Западной Сибири (п-ов Ямал) привели к нарушению целостности покровов и обусловили переток углеводородов, особенно более подвижного природного газа, из юрских в меловые отложения. В ряде случаев УВ уходят в атмосферу.

Есть и еще один, важнейший, аспект рассматриваемого вопроса. Это формирование тектонически экранированных ловушек углеводородов (ТЭЛ). Они могут быть сформированы в любом юрском или меловом природном резервуаре. Материалы сейсморазведки и бурения по Бахилловскому нефтя-

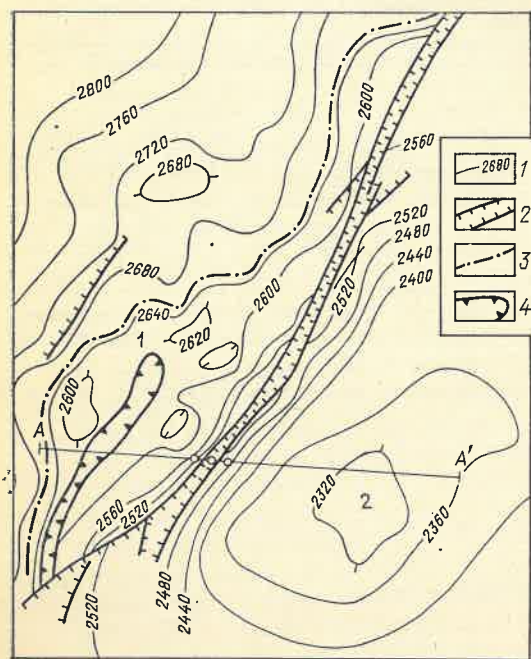


Рис. 1. Тектоническое строение Бахилловского и Верхнеколик'еганского месторождений нефти: 1 — сейсмоизогилсы опорного отражающего горизонта Б, м; 2 — тектонические нарушения; 3 — контур тектонически экранированной ловушки; 4 — зона глинизации пласта Ю<sub>1</sub>; месторождения: 1 — Бахилловское, 2 — Верхнеколик'еганское; А—А' — линия сейсмического и сейсмогеологического профиля

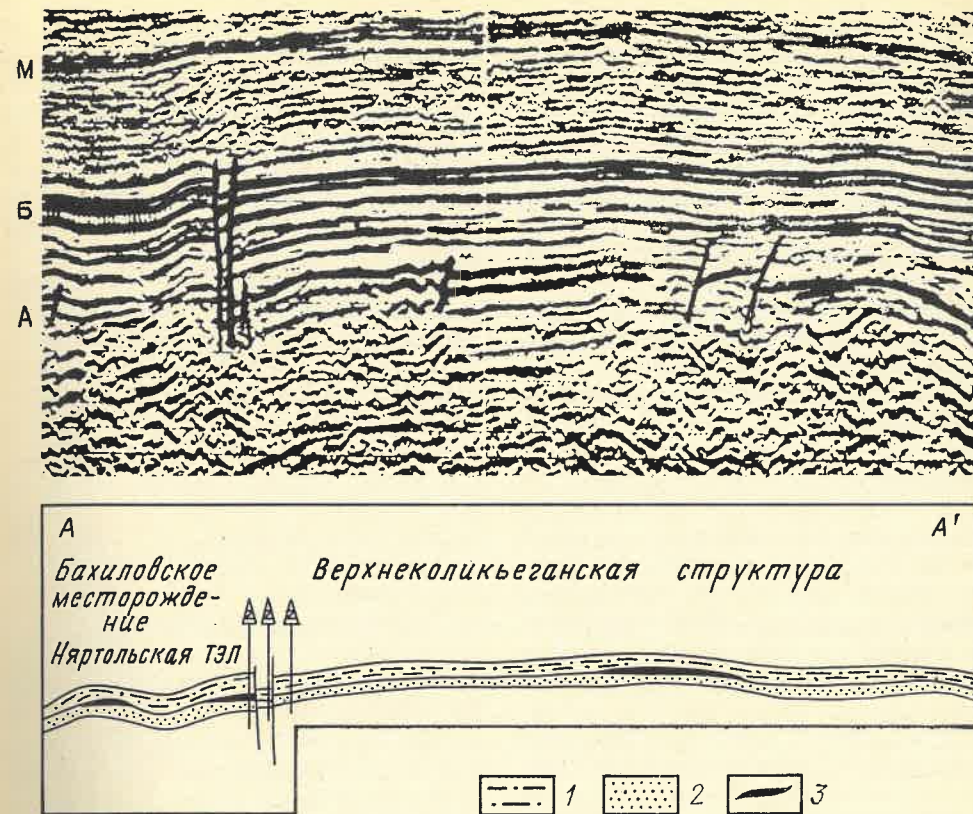


Рис. 2. Временной и сейсмогеологический разрезы Бахилловского и Верхнеколик'еганского месторождений нефти:

1 — глинисто-аргиллитовые породы верхней юры; 2 — песчаники васюганской свиты; 3 — залежи УВ пласта Ю<sub>1</sub>; А, Б, М — отражающие горизонты

ному месторождению позволяют выделить крупную сложно построенную Няртольскую ТЭЛ в продуктивном горизонте Ю<sub>1</sub> в васюганской свите верхнеюрских отложений. Это имеет большое значение, так как в восточной части Западно-Сибирской плиты с васюганской свитой связаны основные ресурсы углеводородов. Кроме того, процедура подготовки к глубокому бурению именно этого класса ТЭЛ и геологическая интерпретация геофизических материалов могут быть описаны уже в настоящее время.

Для выявления и подготовки к глубокому бурению любой ТЭЛ необходимо: а) картировать кровлю коллектора (или конформную ей границу) в той части ловушки, которая экранируется замкнутой структурной формой; б) картировать положение тектонического экрана; в) установить, что благодаря наличию тектонического экрана коллектор ловушки в направлении

восстания пород по латерали экранируется непроницаемой толщей (отсутствует ситуация «коллектор — в коллектор» до и после экрана). Для рекомендации точек заложения глубоких скважин следует по данным глубокого бурения выяснить гипсометрическое положение ВНК или ГВК (при сложных структурных формах).

Как показала стратиграфическая привязка основного маркирующего отражающего горизонта Б в многочисленных глубоких скважинах в Среднем Приобье и по данным геосейсмического моделирования, его первая фаза образована в основном границей и кровлей баженовской свиты, а вторая — границами в подошве баженовской свиты, в васюганской и георгиевской свитах. Таким образом, структурный план коллектора (в васюганской свите) и покровы (в георгиевской и баженовской свитах) определяется сейсморазведкой МОГТ по горизонту Б с

достаточно высокой точностью ( $\pm 15$  м) при плотности профилей примерно 1 км/км<sup>2</sup>. По динамическим особенностям горизонта Б более надежно, чем по другим горизонтам, можно фиксировать, а затем картировать дизъюнктивные нарушения, т. е. положение возможного тектонического экрана, и определить амплитуду нарушения (см. рис. 1 и 2).

Таким образом, для подготовки ТЭЛ, связанных с васюганской свитой (пласт Ю<sub>1</sub>), необходимо закартировать часть замкнутой антиклинальной ловушки по горизонту Б, коллектор которой по восстанию (по латерали) экранируется непроницаемыми породами — леонтьевскими глинами или баженовскими аргиллитами, опущенными на 50—60 м (суммарная мощность глин и аргиллитов) по дизъюнктивному нарушению. Итак, необходимо в первую очередь выявить сбросы по горизонту Б с амплитудой до 50—60 м.

Следует отметить, что в некоторых районах [4] на временных разрезах под горизонтом Б прослеживается интерференционная запись, относящаяся к границам в васюганской свите и имеющая определенную специфику в зависимости от формы и строения песчаных тел и вмещающих их пород. Тем не менее, как показал специальный анализ, и в этом случае картирование ловушки может выполняться по горизонту Б.

Этот подход можно проиллюстрировать на примере Няртольской ТЭЛ, которая, как указывалось выше, является составной частью Бахиловского нефтяного месторождения. Няртольская ТЭЛ приурочена к западному борту Верхнеколыбеганского поднятия — крупной антиклинальной структуры, на западном и юго-западном склонах которой отмечены поднятия-спутники и сложная по морфологии зона дробления пород.

В структурном плане ТЭЛ представляет собой всхолмленную террасу, околонтурную сейсмоизогипсой — 2640 м и ограниченную вдоль тылового шва зоной тектонических нарушений северо-восточного простирания (см. рис. 2). Последняя представляет собой систему дизъюнктивных нарушений, в осевой части которой просле-

жен сложно построенный блоковый грабенообразный прогиб амплитудой от 20 до 50 м, четко отображенный на временных разрезах. В самом прогибе и в непосредственной близости от него прослежены незначительные по протяженности и амплитуде разломы, которые классифицируются как оперяющие.

Суммарная мощность георгиевских и баженовских глин и аргиллитов превышает амплитуду тектонических подвижек, т. е. глины, испытав разрывные деформации, экранировали скопления УВ в васюганских песчаниках по латерали в восточном направлении, по восстанию пород. Именно формирование грабена, повлекшее за собой просадку глин, привело к образованию тектонического экрана васюганских песчаников.

Поисково-разведочное бурение на Бахиловском месторождении начато с учетом только структурного фактора. Первая поисковая скважина была заложена в свде небольшого, околонтурного изогипсой — 2600 м Няртольского поднятия, и после получения притока нефти для уточнения контура залежи бурение перенесли на его склоны. Оказалось, что размеры залежи несравненно больше площади указанной замкнутой структуры. В дальнейшем на западном склоне Верхнеколыбеганского поднятия была также установлена залежь в пласте Ю<sub>1</sub>, связанная с залежью в Няртольской ТЭЛ. В скважинах, пробуренных в зоне экрана и к востоку от него, пласт Ю<sub>1</sub> водоносен.

При анализе временных разрезов внешним контуром нефтеносности Бахиловского месторождения был выделен и прослежен по площади сброс, переходящий в резко выраженный флексурообразный перегиб (см. рис. 1). Амплитуда сброса 20—30 м. Учитывая наличие в отложениях васюганской свиты глинистых прослоев мощностью до 20 м, можно предположить, что за счет и внутри свиты возможно образование тектонических экранов. Из этого следует, что Бахиловское месторождение может иметь несколько самостоятельных тектонически экранированных залежей в пласте Ю<sub>1</sub> (Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3</sup>), расположенных на различных гипсометрических уровнях за устано-

вленным бурением контуром нефтеносности. Понижение гипсометрического уровня этажа нефтеносности доказано бурением на соседней Северо-Хохряковской площади.

Таким образом, в васюганской свите в пределах исследуемого региона могут формироваться ТЭЛ на различных гипсометрических уровнях, что позволяет на склонах крупных структур при наличии тектонических экранов прогнозировать новые залежи нефти.

Следует иметь в виду некоторые особенности строения коллектора васюганской свиты. Глубоким бурением выяснено, что он повсеместно имеет сложный характер, нередки замещения песчаников глинами по латерали и при отсутствии дизъюнктивных нарушений. Это обстоятельство может обусловить неполное заполнение ловушки нефтью, как это имеет место на Няртольской ТЭЛ, где глубоким бурением установлена зона глинизации коллектора. По-видимому, это достаточно характерно, ибо в позднелюрское время рассматриваемая территория представляла собой прибрежно-морскую террасу, на которой формировались сложно построенные песчаные тела васюганской свиты различных генетических типов — мелководно-морские и прибрежные. По данным работы [4], в состав последних входят предбаровый, баровый, забаровый, лагунный, пляжевый и другие генетические типы. Мелководно-морские осадки представлены переслаиванием песчаников, алевроитов и глин, состав которых изменяется по латерали. С этим связаны площадные изменения фильтрационно-емкостных свойств коллектора Ю<sub>1</sub>.

Рассматриваемая зона Западно-Сибирской плиты характеризуется повышенной тектонической активностью благодаря широкому развитию рифтовой системы в палеозойское и раннемезозойское время [5]. Повышенная тектоническая активность сохранилась и в юрский — меловой периоды, что отразилось в строении осадочного чехла [1, 3]. В пределах Пурской нефтегазоносной области [2] многие структуры затронуты дизъюнктивными нарушениями.

Широкий анализ сейсмических материалов МОГТ, выполненный автора-

ми в рассматриваемом регионе, позволил с различной долей вероятности выделить ряд дизъюнктивных нарушений на многих локальных объектах, среди которых могут быть и ТЭЛ (рис. 3).

Первоочередным для анализа объектом является Стахановское поднятие, на склонах которого по горизонту Б выделяются структурные террасы, осложненные поднятиями-спутниками и зонами дробления пород осадочного чехла. Как и в пределах Няртольской ТЭЛ, среди разломов преобладают грабенообразные провалы, сбросы и взбросы. Сопоставление морфологии разломов со структурным планом позволяет предположить, что на склонах Стахановской структуры существуют благоприятные условия для формирования ТЭЛ.

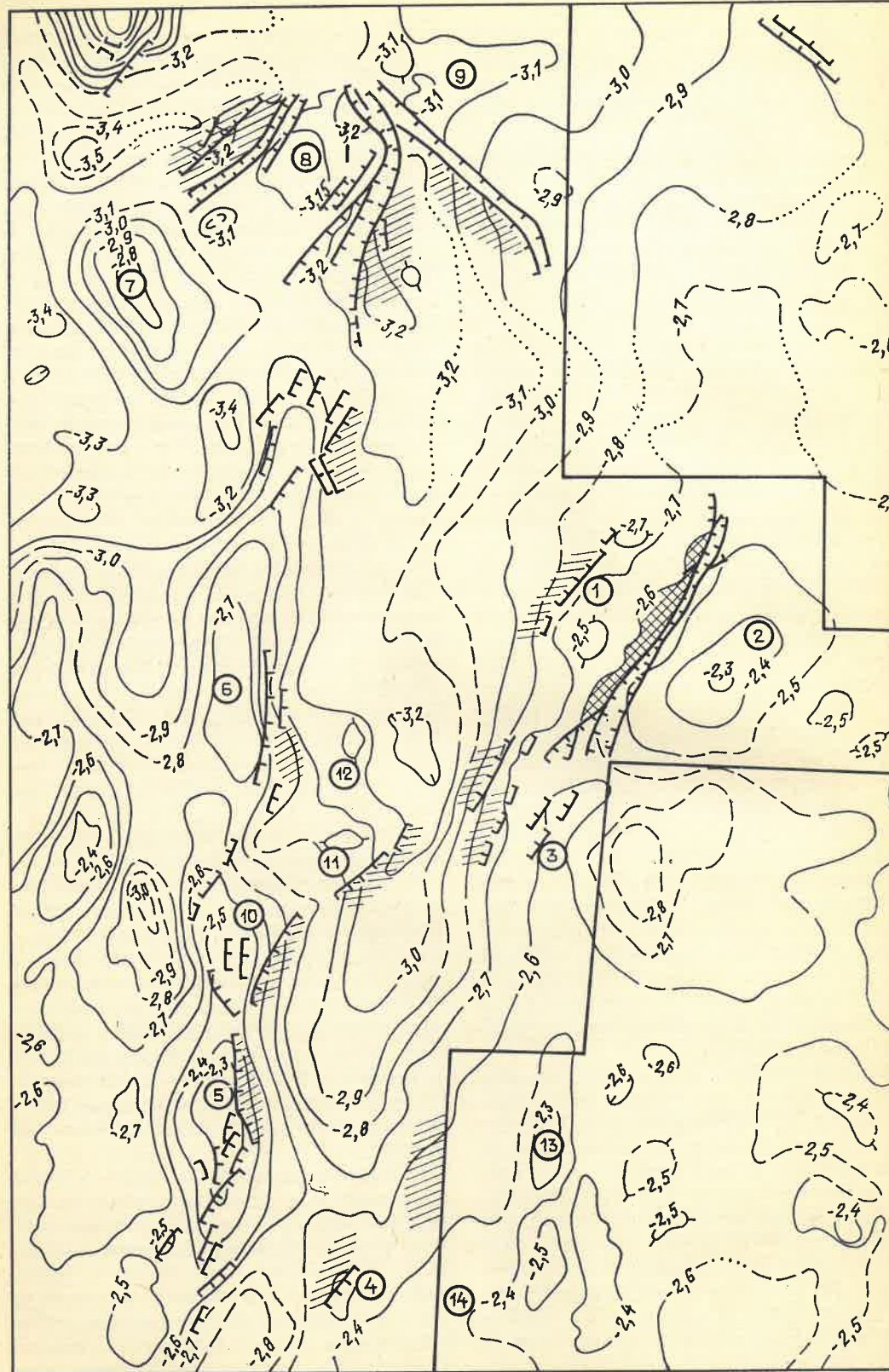
На рис. 3 схематично показано, что с этой точки зрения интересны Северо-Сикторская, Новомолодежная, Ярайнерская, Иохтурская, Айгульская, Сикторская, Западно-Сикторская, Тагринская, Новоаганская, Саемахская, Южно-Эниторская и другие площади. Однако для выделения в их пределах ТЭЛ необходимы более детальные структурные построения и более точное картирование дизъюнктивных нарушений.

В связи с вышеизложенным возможны следующие рекомендации.

1. По имеющимся геолого-геофизическим материалам в рассматриваемой зоне выделить протяженные дизъюнктивные нарушения и связанные с ними провалы аргиллито-глинистых отложений баженовской и георгиевской свит. Наличие и величину смещения пород указанных отложений по разломам в большинстве случаев можно установить по разрыву корреляции горизонта Б (аналогично случаю на рис. 2).

2. Проанализировать ход изогипс горизонта Б и установить области, где воздымающиеся породы васюганской свиты могут быть экранированы по латерали глинами георгиевской и баженовской свит. Это можно установить по структурной карте по горизонту Б с нанесением линии (области) дизъюнктивного нарушения (аналогично случаю с Няртольской ТЭЛ на рис. 1).

3. В случае необходимости выпол-



—2.4 1 2 3 4

детализацию сейсморазведкой ОГТ с густотой сети не менее  $1 \text{ км}/\text{км}^2$  с целью уточнения положения и амплитуды дизъюнктивных нарушений.

4. Указать точки заложения поисковых скважин.

Первоочередным участком исследований, а при необходимости и детализационных работ, является площадь, указанная на рис. 3. Прежде всего следует оценить роль уже закартированных дизъюнктивных нарушений и выделить те из них, которые могут привести к образованию латеральных эканов.

По мнению авторов, необходимы целенаправленные работы, которые позволят определить рациональный комплекс геолого-геофизических методов, включая дистанционные аэрокосмические методы для выявления и картирования дизъюнктивных нарушений. Специальные опытные работы целесообразны для использования с этой целью не только отраженных, но и дифрагированных волн.

При интерпретации геолого-геофизи-

ческих материалов следует учитывать возможность широкого распространения дизъюнктивных нарушений в юрско-меловом комплексе пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузменков С. Г. Новые данные о геологическом строении нефтегазовых месторождений Верхнеангаганского мегапрогиба//Поиски нефтяных и газовых месторождений. М., 1986. С. 31—38.
2. Прогнозирование генетических типов терригенных осадков по данным сейсморазведки/Д. Б. Тальвирский, А. А. Гусейнов, Н. С. Шик и др.//Геология нефти и газа. 1985. № 1. С. 34—40.
3. Рудкевич М. Я., Глухоходов Ю. М., Максимов Е. М. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции//Тр. ЗапСибНИГНИ. 1976. Вып. 92.
4. Скоробогатов В. А., Фомичев В. А. Перспективы нефтегазоносности юрских и меловых отложений Ямала и Гыдана//Геология нефти и газа. 1988. № 2. С. 1—4.
5. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойского чехла/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др.//Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 3—16.

Принята редколлегией 27 июня 1988 г.

К 550.362(470.2)

В. ГОРДИЕНКО, О. В. ЗАВГОРОДНЯЯ (Институт геофизики АН УССР), И. МОИСЕЕНКО (ВСЕГЕИ)

#### Тепловое поле Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

значения теплового потока (ТП), установленные ранее в этом районе [2], вызывают на заметный рост параметров для Русской плиты и его существенную изменчивость. Тепловой поток был изучен в 40 скважинах Печорской синеклизы и в двух скважинах южной притиманской части Мезенской впадины. Он определен нами раздельным методом по градиенту температуры  $\gamma$  и теплопроводности  $\lambda$  пород.

Использовались термограммы, полученные в выходящих скважинах каротажными партиями ПГО «Архангельскгеология» и других организаций. В нескольких скважинах использованы результаты измерений температуры при испытаниях. Определена теплопроводность пород основных стратиграфических комплексов региона от юры до девона. Вместе с данными авторов учтены и сведения о теплопроводности, полученные сотрудниками

3. Схема распространения объектов, на которых выявлены дизъюнктивные нарушения:

сейсмоизогипсы горизонта Б, км; 2 — тектонические нарушения: а — твердо установленные, б — положительно трассируемые; 3 — зоны возможного распространения ТЭЛ: а — менее вероятные, более вероятные; 4 — границы исследуемой

МОГТ территории; цифры в кружках — структуры: 1 — Нягтольская, 2 — Верхнеколийганская, 3 — Северо-Сикторская, 4 — Западно-Колийганская, 5 — Новомолодежная, 6 — Тагринская, 7 — Ярайнерская, 8 — Стахановская, 9 — Иохтурская, 10 — Новоангаганская, 11 — Айгульская, 12 — Саемахская, 13 — Сикторская, 14 — Южно-Эниторская

# Определения теплового потока в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции

| Координаты площади   |         | Количество скважин | ТП, м·Вт/м <sup>2</sup> | Координаты площади |         | Количество скважин | ТП, м·Вт/м <sup>2</sup> |
|----------------------|---------|--------------------|-------------------------|--------------------|---------|--------------------|-------------------------|
| с. ш.                | в. д.   |                    |                         | с. ш.              | в. д.   |                    |                         |
| Мезенская впадина    |         |                    |                         |                    |         |                    |                         |
| 66° 35'              | 46° 45' | 1                  | 46±1                    | 65° 50'            | 45° 35' | 1                  | 40±1                    |
| 65° 40'              | 44° 40' | 1                  | 40±11                   | 65° 05'            | 48° 30' | 1                  | 38±5                    |
| 65° 05'              | 46° 45' | 1                  | 41±5                    | 65° 05'            | 45° 30' | 1                  | 35±5                    |
| Печорская синеклиза  |         |                    |                         |                    |         |                    |                         |
| 69° 10'              | 50° 15' | 3                  | 45±1                    | 68° 40'            | 58° 20' | 2                  | 52±2                    |
| 68° 29'              | 58° 38' | 2                  | 46±2                    | 68° 27'            | 53° 27' | 1                  | 47±1                    |
| 68° 27'              | 53° 10' | 1                  | 44                      | 68° 20'            | 55° 14' | 1                  | 60±1                    |
| 68° 20'              | 59° 00' | 2                  | 44±3                    | 68° 16'            | 54° 30' | 1                  | 44±1                    |
| 68° 14'              | 53° 38' | 1                  | 68                      | 68° 13'            | 55° 16' | 1                  | 43±1                    |
| 68° 05'              | 60° 20' | 1                  | 47±5                    | 68° 04'            | 59° 10' | 1                  | 52±1                    |
| 67° 58'              | 58° 55' | 1                  | 52                      | 67° 58'            | 55° 29' | 2                  | 62±2                    |
| 67° 51'              | 59° 27' | 1                  | 62                      | 67° 37'            | 59° 50' | 1                  | 54±1                    |
| 67° 24'              | 54° 50' | 1                  | 55                      | 67° 16'            | 56° 37' | 2                  | 47±2                    |
| 67° 10'              | 55° 45' | 1                  | 55                      | 66° 56'            | 58° 52' | 1                  | 44±1                    |
| 66° 55'              | 54° 45' | 1                  | 55                      | 66° 54'            | 58° 48' | 1                  | 55±1                    |
| 66° 50'              | 58° 45' | 1                  | 69                      | 66° 40'            | 55° 00' | 1                  | 60±1                    |
| 66° 30'              | 58° 40' | 1                  | 52                      | 66° 40'            | 56° 58' | 1                  | 55±1                    |
| 66° 24'              | 57° 09' | 1                  | 40                      | 65° 40'            | 58° 10' | 5                  | 46±5                    |
| 65° 30'              | 58° 10' | 1                  | 42                      | 64° 30'            | 58° 00' | 2                  | 50±2                    |
| 63° 50'              | 57° 10' | 2                  | 62±12                   | 63° 44'            | 54° 42' | 4                  | 73±4                    |
| 63° 42'              | 54° 54' | 2                  | 76±1                    | 63° 21'            | 56° 20' | 2                  | 46±2                    |
| 63° 21'              | 56° 14' | 1                  | 44                      |                    |         |                    |                         |
| Предуральский прогиб |         |                    |                         |                    |         |                    |                         |
| 67° 42'              | 62° 34' | 1                  | 53±6                    | 66° 58'            | 61° 27' | 1                  | 49±1                    |
| 66° 22'              | 60° 00' | 1                  | 48                      |                    |         |                    |                         |

Института геологии Кольского филиала АН СССР. Лишь на единичных образцах установлена теплопроводность пород кембрия и верхнего докембрия Мезенской впадины. Общее количество изученных образцов пород около 300. Эти исследования позволили установить следующие средние значения теплопроводности стратиграфических комплексов, Вт/(м·К): юра 2,0; триас 1,9; пермь 2,1; карбон 2,6; девон 2,8. Средние значения теплопроводности определены с учетом литологических особенностей пород, составляющих комплексы. Различия в значениях теплопроводности пород близкого возраста с разной литологической характеристикой часто весьма существенны (например, теплопроводность известняков перми на 40 % выше, чем аргиллитов).

ТП устанавливался по значению  $\gamma$ , определенному на глубинах от 700 до 6200 м. Во многих случаях по скважи-

не удалось зафиксировать эти значения в разных интервалах. Разброс интервальных величин в какой-то мере, отмечается на юге Ижма-Печорской впадины и Ухта-Ижемского свода. Авторы связывали высокие значения ТП. О ней можно судить также по различиям теплового потока в скважинах одной площади, где значения его маловероятны. Соотношения особенностей этого района [2]. Новые данные показывают, что такая связь возможна не везде. Широкая, на

пада не оконтуренная, полоса, характеризующаяся довольно высокими значениями ТП. Отклонение от среднего значения сравнительно невелико — 850—60 м·Вт/м<sup>2</sup> значениями теплового потока, протягивается на север до побережья. Таким образом, повышенные (11 %) различия по соседним скважинам, хотя последние кроме Ижма-Печорской синеклизы. Лишь на периферии во многих пунктах значения ТП должны включать значения клона от среднего значения по крайней мере 50 м·Вт/м<sup>2</sup>. На западной окраине Урала отсутствует интенсивная отрицательная аномалия, выделенная ранее в его средней и южной частях, где тепловой поток составляет

кого горизонта. Соответственно ошибка  $\lambda$  при сопоставлении значений ТП обнаруживается. Вероятно, при определении ошибки в сложившейся ситуации следует ориентироваться на расхождение поинтервальных значений теплового потока.

Ранее были выполнены работы в основном в южной части Печорской синеклизы. Сопоставление вновь установленных значений с прежними возможно лишь на двух площадях. Отклонения от среднего составляют 9 %. Приведенные данные не могут полностью характеризовать точность определений, но порядок величин указывает на близость ошибки к обычной погрешности метода — 10—15 %.

Среднее значение ТП в Мезенской впадине составляет 42 м·Вт/м<sup>2</sup>, в Печорской синеклизе 52 м·Вт/м<sup>2</sup>, в Косью-Роговской впадине Предуральского прогиба, а также на северном продолжении Тиманского поднятия миоэпифициальной внешней зоны Урала (по шести определений) 48 м·Вт/м<sup>2</sup>.

Изолинии на карте ТП, учитывая относительную погрешность значений теплового потока, правомерно провести через 15—20 м·Вт/м<sup>2</sup>, поэтому на рис. 1, на котором они показаны через 10 м·Вт/м<sup>2</sup>, следует рассматривать как предварительную схему. На ней выделяется ряд аномалий теплового потока. Наиболее интенсивная положи-

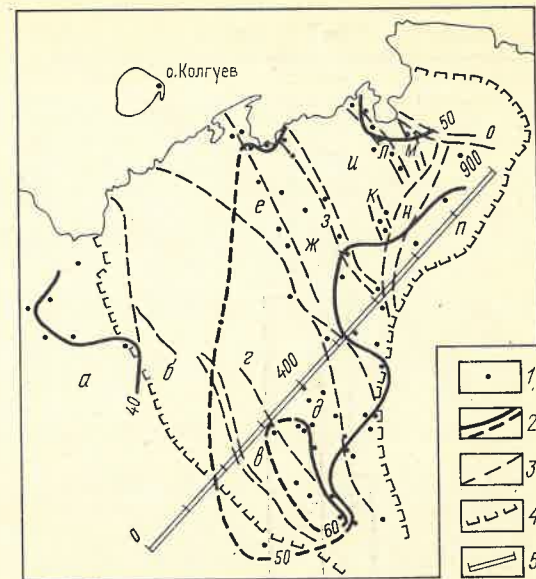


Рис. 1. Распределение теплового потока в Тимано-Печорском регионе:

1 — точки определения ТП; 2 — изолинии ТП; 3 — основные разломы; 4 — граница Печорской синеклизы, Предуральского прогиба с Уралом и Тимана с Русской плитой; 5 — северная часть профиля ГСЗ Черное море — Предуральский прогиб; а — Мезенская впадина; б — Тиман; в — Ухта-Ижемский свод; г — Ижемская система сбросов; д — Ижма-Печорская впадина; е — Печорско-Кожвинский вал; ж — Денисовская впадина; з — Колвинский вал; и — Хорейверская впадина; к — Салюкунский вал; л — вал Сорокина (Варандейский); м — вал Гамбургца; н — поднятие Чернышева; о — поднятие Чернова; п — Косью-Роговская впадина

25—30 м·Вт/м<sup>2</sup> [1]. Намечается лишь слабо выраженная тенденция к уменьшению его от Печорской синеклизы к Уралу.

В Печорской синеклизе часто наблюдаются очень резкие изменения теплового потока на небольших расстояниях (локальные возмущения). Сопоставляя единичные и групповые определения, выполненные на расстоянии до 30 км одно от другого, приведем такие пары значений: 63—47, 45—48, 62—42, 73—76, 73—56, 76—56, 69—50, 47—44, 44—68, 52—46 м·Вт/м<sup>2</sup>. Из этих данных следует, что в регионе существует аномалия интенсивностью до 20 м·Вт/м<sup>2</sup>, не связанная с изменениями ТП. Возможно, они вызываются структурным фактором и влиянием подземных вод. По гидрохимическим данным, для некоторых структур отмечаются восходящие потоки вод из отложений девона, карбона (где отмечены и зоны аномально высоких пластовых давлений) в образования перми — мезозоя. Естественно, что такие потоки, скорее все-



а) аномалия образована в осадочном слое (структурный и гидрогеологический эффекты); б) аномалия создана повышенной теплогенерацией в породах «гранитного» слоя; в) аномалия возникла под действием источников тепла в нижней части коры и верхней мантии, сформированных активизацией, начавшейся около 20 млн лет назад. Последний вариант источников подобран так, чтобы объяснить ТП в центре аномалии. Выбор возраста, глубины и горизонтального размера мало обоснован, так как форма аномалии не изучена. Полученные при этом температуры позволяют допустить частичное плавление в нижней части коры, если здесь имеются хотя бы в небольшом количестве породы амфиболитовой фации метаморфизма.

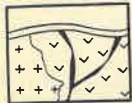
Без указанного гипотетического высокотемпературного распределения дифференциация глубинной температуры становится меньше, но все же довольно значительна: различия на 70 км между Мезенской впадиной и восточной частью Печорской синеклизы достигают 250 К.

Проведенный региональный геотектонический анализ не отражает всей сложности теплового поля региона, и его результаты могут послужить основой для более детальных исследований, характеризующих отдельные структуры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизическая модель тектоносферы Европы/В. Б. Бурьянов, В. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др.— Киев: Наук. думка, 1987.
2. Глубинный тепловой поток Европейской части СССР/Под ред. С. И. Субботина, Р. И. Кутаса.— Киев: Наук. думка, 1974.
3. Короновский В. Н. Краткий курс региональной геологии СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1984.
4. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.— М.: Наука, 1980.
5. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадочко Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли.— Л.: Наука, 1979.
6. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Восточная альпийская Европа и Западная Азия.— М.: Недра, 1977.

Принята редколлегией 30 мая 1988 г.



## РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.078:553.41:552.3/4:551.71

Д. В. РУНДКВИСТ, В. Б. ДАГЕЛАЙСКИЙ,  
Н. Н. КРАСНИКОВ (ИГГД АН СССР)

### Региональные критерии прогнозирования золотого оруденения в зеленокаменных поясах архея

Как показывает анализ мировых минеральных ресурсов, большая часть запасов руд важнейших металлов сконцентрирована в докембрийских толщах (Fe 81 %, Mn 89, Cr 98, Ti 40, V 95, Ni 34, Co 63, Cu 30, Pb 24, Zn 28, Pt 99, U 57 %). Особое значение имеют золоторудные докембрийские месторождения, на долю которых приходится 87 % общей мировой добычи зарубежных стран [11] и 73 % запасов\*.

\* От мировых запасов капиталистических и развивающихся стран на 1980 г. (по данным В. А. Горелова, ИГГД АН СССР).

Наряду с метаморфизованными раннепротерозойскими конгломератами интересны архейские зеленокаменные ясы, которые распространены в краях Австралии, Канады, Южной Африки, Индии [2, 7, 10—13, 15—17]. В общем балансе дают около 20 % золота в зарубежных странах. Для территории СССР, 10 % которой составляют докембрийские породы, причем преимущественно архейские (~7 %), задача выявления подобных месторождений весьма актуальна.

Золоторудные месторождения зеленокаменных поясов весьма разнообразны. В одних случаях — это секущие

интрузивные тела, в других — послойные интрузивные залежи, в третьих — штокверки среди кварц-карбонатных, кварц-альбитовых, кварц-серцитовых, метасоматитов, часто с высоким содержанием сульфидов (пирита, пирротина, арсенопирита). Месторождения характеризуются длительной многоэтапной историей формирования: от перигенетического сингенетического накопления рудных элементов в процессе развития архейских структур с осадочно-вулканогенным наполнением, последующей мобилизацией и переотложением рудных элементов в жилах, штокверках, метасоматических телах в процессе метаморфических преобразований толщ, нередко в связи с внедрением гранитоидных интрузий, и до проявления наложенных процессов в ходе тектоно-магматической активизации архейских ратонов. Сложность истории развития недостаточная ясность геолого-генетического положения золоторудных месторождений этого типа обусловили существование ряда взаимоисключающих моделей их формирования: вулканогенно-осадочной, гидротермальной, метаморфогенной. Вместе с тем, несмотря на различие форм проявления золоторудных тел и особенностей их генезиса, для группы золоторудных месторождений архейских зеленокаменных поясов в целом могут быть наметены общие закономерности их размещения и критерии прогнозирования.

Этому вопросу посвящены работы В. Силицына, Л. А. Ермолаевой, Д. Шера, В. И. Казанского, Г. В. Уткина, Ю. Н. Дерюгина; ценные обзоры были подготовлены В. В. Ушковым, Ю. Н. Дерюгиным и др.

Рассмотрим критерии прогнозирования данного типа оруденения в очередности их значимости по отношению к стабилизации прогнозных площадей, выходящих от региональных геолого-тектонических крупных единиц — поясов, областей, зон — до локальных гидротермально-метасоматических и структурных, контролирующих непосредственно размещение рудоносных тел.

**Региональные геолого-тектонические критерии.** Одна из наиболее важных закономерностей размещения золотого оруденения в раннедокембрийских регионах — приуроченность его к соб-

ственно зеленокаменным структурам гранит-зеленокаменных областей.

Особенности геологического строения и развития зеленокаменных поясов архея детально рассмотрены в обобщающей работе К. Конди [2]. Они сложены главным образом вулканитами основного состава, имеющими часто подушечную текстуру. В разрезе вулканитов наблюдаются коматиитовые лавы. Осадочные породы составляют иногда до 50 % и представлены граувакко-аргиллитовыми толщами и кремнистыми, реже карбонатными образованиями. С вулканитами тесно ассоциируют горизонты железисто-кремнистых пород (железистых кварцитов) различных литолого-геохимических фаций. Степень метаморфизма пород зеленокаменных поясов варьирует от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации, нередко возрастает в периферических частях поясов вблизи контактов с гранитоидами. Зеленокаменные пояса типичны для раннего докембрия и не имеют аналогов в более поздней геологической истории. По типу развития они являются прообразом фанерозойских рифтогенных и эвгеосинклинальных структур одновременно.

Тесная связь особенностей геологического развития и специфики металлогении архейских зеленокаменных поясов отмечена в ряде работ [1, 5, 6 и др.]. На примере Западно-Австралийского щита установлены две фазы развития зеленокаменных поясов — платформенная и рифтогенная\*, — причем каждая из них формировалась в две стадии — раннюю (древнее 3 млрд лет) и позднюю (3—2,6 млрд лет). Фазы развития зеленокаменных поясов различаются характером структур, соотношением коматиитовых и кислых вулканитов, тектоническим режимом осадконакопления и особенностями металлогении. Золоторудные месторождения присутствуют в зеленокаменных поясах всех типов и возрастов, но самые крупные из них связаны, по-видимому, с относительно молодыми зеленокаменными комплексами рифтогенной фазы. Эти комплексы формиро-

\* Названия неудачны, поскольку они не соответствуют общепринятому тектоническому смыслу этих терминов.



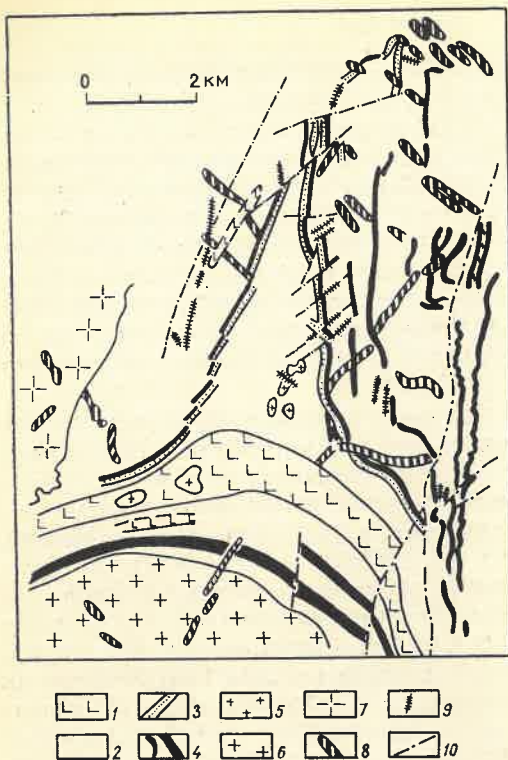


Рис. 1. Геологическое строение рудного поля Стейнсдорп, пояс Барбертон Каапваальского кратона Южной Африки [18]:

1 — коматииты; 2 — базальты; 3 — кислые вулканиды и туфиты; 4 — кремнистые сланцы; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — тоналитовые гнейсы; 7 — калиевые граниты; 8 — диоритовые дайки; 9 — золотоносные жилы; 10 — главные разломы

деятельности вулканических очагов различной глубинности. В качестве классического примера можно привести хорошо изученный пояс Барбертон Каапваальского кратона Южной Африки. Он сложен породами группы Онвервахт, характеризующейся чередованием лавовых потоков толеитов и базальтовых коматиитов с прослоями ультраосновных и кислых туфов (формации Сандспруйт, Тисспруйт, Комати). В верхней части формации Комати прослеживается выдержанный горизонт карбонатсодержащих туфов, перекрытый кремнистыми сланцами (горизонт Мидл-Маркер). В вышележающих формациях Хуггенуг, Кромберг, Сварткоппи наряду с толеитовыми базальтами развиты андезиты, в меньшей степени риолиты (рис. 1). Аналогичная картина одновременного присутствия в разрезе продуктов излияния толеито-коматиитовых и известково-щелочных магм отмечалась для

поясов Йилгарнского блока Австралии, сложенных коматиит-толеитовыми толщами Кулгарди и Маунт-Робинсон, перекрытыми толщей Ред-Лейк, состав которой входят наряду с базальтами в значительном количестве андезиты и риолиты. В богатых золотом месторождениях зеленокаменных поясах Родезийского кратона Южной Африки наряду с Мафической (подушечные толеиты и коматииты) присутствует также формация Малиам, сложенная главным образом андезитовыми лавами и туфами того же состава.

**Региональные геохимические критерии.** В зеленокаменных поясах фиксируются anomalно повышенные относительно регионального фона содержания золота в различных породах рудных структур. Ореолы высоких золоторудных содержаний в пределах крупных рудных полей достигают площади сотен квадратных километров [2, 8]. Непосредственно для территории рудных полей характерна высокая дисперсия распределения значений содержания золота с вариациями в 3—4 порядка. Важно обратить внимание на тот факт, что содержание золота вмещающих породах вблизи месторождений часто уменьшается на порядок по сравнению с региональным уровнем. Последнее, вероятно, связано с его выносом из окорудных зон переотложением рудного вещества в пределах рудных залежей.

Золотому оруденению сопутствуют положительные геохимические аномалии мышьяка, сурьмы, теллура, иногда меди. Например, на месторождении Калгурли золото часто встречается теллуридами (колорадитом, калавертом) [17]. Эти элементы, как предполагается, переносятся вместе с золотом в виде комплексных соединений, разлагаясь при определенных условиях, формируют специфические геохимические ореолы, являющиеся своеобразным геохимическим критерием поисков.

Геохимические поиски в докембрийских регионах целесообразно проводить в два этапа: на первом — площадное спектрохимическое изучение разновидностей пород с целью выявления положительных аномалий золота и главных рудоконтролирующих

структур, а на втором — опробование локальных участков методами атомной абсорбции или нейтронной активации. Устанавливаются особенности распределения золота в первичных породах и продуктах их метаморфического и метасоматического изменения.

**Магматические критерии.** Важность этих критериев неоднократно подчеркивалась ранее в связи с петрохимическим и петрологическим своеобразием вулканитов основного и ультраосновного (в частности коматиитового) состава. В качестве благоприятного признака следует указать широкое проявление в продуктивных зеленокаменных поясах гранитоидного магматизма позднеархейского возраста (2,8—2,6 млрд лет) и даек основных пород. Золотое оруденение локализуется в контактовых частях интрузий.

В поясе Абитиби, например, крупные месторождения Холлинджер и Мак-Интайр расположены в метатолитах, в зоне их контакта с крупными трубообразным штоком гранит-порфиров. Золотая минерализация здесь развита в кварц-анкеритовых жилах, образующихся в ходе метасоматических процессов, вызванных внедрением кислой интрузии. Метасоматические процессы протекают в два этапа. Как показывают результаты флюидного анализа, ранний метасоматоз связан с региональным амфиболитовым метаморфизмом, который приводил к общей дегазации пород, а поздний — с формированием гранитоидов [16]. Жильные золотоносные тела могут встречаться не только в метасоматически измененных вулканитах, но и в самих гранитоидных интрузиях.

Золотоносные жилы месторождений, обусловленных внедрением кислых интрузий, преимущественно бессульфидные и сложены кварцем, карбонатом (анкеритом), часто в виде акцессориев отмечаются турмалин и шеелит.

В пределах многих золоторудных полей зеленокаменных поясов развито большое число даек базитового состава, относящихся к поздним магматическим образованиям (см. рис. 1). Дайки нередко позволяют выявить направления важных крупных долгоживущих структур. Пересечения последних с зеленокаменными структурами определяют места локализации основных

рудных узлов. Кроме того, возможно, дайки были проводниками постмагматических растворов. Пример связи золотого оруденения и дайкообразования — месторождение Кэмпердаун, расположенное в зоне пересечения крупнейшей базитовой Великой Дайки Родезии и зеленокаменного пояса Селукве — Гвело, сложенного коматиитовыми вулканитами себакийской группы Родезийского кратона.

Исследования последних лет [13] в Австралии, США, Канаде показали пространственную, временную и генетическую связь роев даек лампрофиров кальциево-щелочной серии (минерал — спессартит — керсантит) и золотого оруденения разного возраста, в том числе и докембрийского. Лампрофиры, таким образом, рассматриваются как поисковый признак на золото.

**Метаморфические критерии.** Эмпирически установлена и описана [1—4, 6 и др.] закономерная приуроченность золота в раннедокембрийских регионах к областям проявления сравнительно слабого метаморфизма, не превышающего низкотемпературной амфиболитовой фации. В зеленокаменных поясах, например, Каапваальского и Родезийского кратонов Южной Африки содержание золота уменьшается к периферическим частям этих структур, где наблюдается более высокая степень метаморфизма пород. Эмпирические данные обобщены в теоретических моделях геолого-тектонической и металлогенетической эволюции архейских зеленокаменных поясов, а также в модели генезиса золотых месторождений этих структур путем метаморфического замещения [14]. Экспериментальные исследования по газово-жидким включениям [10] показывают, что наиболее благоприятны для миграции и отложения золота термодинамические условия зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой фации пониженных давлений. Немаловажны также рН-условия флюидной среды рудообразования. Для золото-кварцевого жильного типа, например, таковыми являются щелочные восстановленные надкритические флюиды  $H_2O-CO_2$  низкой солёности (менее 4% NaCl). Золото при этом отлагалось в интервале температур 300—450 °C и давлений 80—

200 Па в результате взаимодействия флюидов с вмещающими породами [10].

В некоторых случаях отмечено присутствие золоторудных месторождений в породах амфиболитовой фации метаморфизма — например, месторождений Биг-Белл (Западная Австралия), Колар (Южная Индия) — и предполагается, что мобилизация золота из вулканогенных толщ происходит при несколько более высоких температурах. Для подобной геологической обстановки разработан (месторождение Биг-Белл) генетическая модель, согласно которой отложение золота предшествовало этапу (пику) наиболее интенсивного метаморфизма, а породы, вмещающие оруденение, представляют собой метаморфизованные позднее в условиях амфиболитовой фации продукты гидротермального околорудного изменения [9].

**Локальные метасоматические критерии.** В зеленокаменных поясах промышленные концентрации золота формируются в ходе региональных метасоматических преобразований, тесно связанных с процессами метаморфизма. Крупнейшие месторождения приурочены к зонам интенсивной метасоматической переработки, протекающей в результате сложного кислотно-основного взаимодействия с образованием кварц-хлорит-карбонатных, кварц-серицит-альбитовых, кварц-карбонатных и мономинеральных кварцевых пород. Согласно принятой классификации метасоматических фаций В. А. Глебовицкого и С. А. Бушмина, золотоносные метасоматиты зеленокаменных поясов относятся к альбит-кварцевой и мусковит (серицит)-кварцевой фациям.

В ходе преобразований метавулканитов формируется метасоматическая зональность: внешние зоны сложены хлоритом, мусковитом, олигоклазом, роговой обманкой, а внутренние — кварцем, карбонатами (кальцитом, анкеритом), альбитом, сульфидами (пиритом, пирротин, арсенопиритом). Золотая минерализация ассоциирует с внутренней зоной.

В поясе Йеллоунайф (месторождения Джант-Йеллоунайф, Кон-Майн и т. д.) золото приурочено к кварцевым линзам и жилам, которые наряду с другими метасоматическими зонами

секут первичную полосчатость в метавулканитах (андезитах, базальтах, дацитах). От вмещающих пород к рудным жилам отмечается следующая метасоматическая зональность: I — хлорит + амфибол + эпидот + олигоклаз + карбонаты + кварц; II — хлорит + эпидот + альбит + анкерит + кварц; III — анкерит + серицит + альбит + кварц; IV — серицит + альбит + кварц; V — кварц + серицит; VI — кварц (+ сульфиды). Золото приурочено к последней зоне. Участки метасоматических преобразований сопровождаются интенсивным рассланцеванием и резко выделяются среди зеленокаменных толщ. По основным вулканитам развиваются, как правило, метасоматиты, содержащие золото-пирит-пирротинную минерализацию.

Месторождение Калгурли расположено в зоне метасоматической переработки долеритовой интрузии, залегающей среди метабазальтов. Метасоматическая колонка напоминает таковую для пояса Йеллоунайф. Во внутренних частях формируется кварцевая зона с пиритовой минерализацией и высоким содержанием карбонатов. Она представлена тонкими струйчатоподобными жилками, развивающимися среди обесцвеченных пород, состоящих из кварца, серицита и анкерита. Золото концентрируется преимущественно в приконтактной с кварцевой телом зоне, сложенной мономинеральными пиритовыми агрегатами, в виде микроглобулей (0,5—2 мкм) в пиритовых агрегатах. Анализ рассмотренных критериев, рагенизис золота и пирита с теллуридами. Поздние стадии метасоматических изменений отмечены увеличениями в том, что промышленные содержания серы и  $\text{CO}_2$ . Золото, содержащееся в зеленокаменных поясах, переносилось вместе с тесами архей формировались в результате лумор в виде комплексных соединений многих разнообразных процессов: первично повышенной концентрации в стратифицированных преимущественно в зеленокаменном поясе Бермудских вулканогенных толщ, особенно в коффорд-Лейк на юго-востоке Манитобских гор, последующей мобилизации (Канада). Они приурочены к системам концентрации в ходе более позднего кварцевых жил, образовавшихся в магматизма, метаморфизма, метасоматических стадиях процесса кислотно-основного выщелачивания, развивающегося в интрузиях габбро, залегающих среди осадочных пород.

Золотоносные метасоматиты в пределах зеленокаменных поясов могут развиваться не только по базитам. Так, на месторождении Ред-Хилл (Австралия) золоторудная минерализация приурочена к системе лестничных жил, образующихся в ходе метасоматического изменения дацитовых порфиров (рис. 2, а). Вмещающие порфиры конгломераты, обломочная часть которых представлена ультраосновными породами, также подвергаются метасоматическим изменениям, в ходе которых формируются золотоносные жилы (месторождение Канова-Майн-Риф (см. рис. 2, б)).

**Локальные структурные критерии.** Благоприятный структурный фактор контроля размещения золоторудной минерализации — приуроченность последней к зонам дробления, рассланцевания, а также участкам отслоения пород, возникающим в замках изоглиальных складок, столь характерных для ранних стадий развития зеленокаменных поясов [2]. В австралийском поясе Уилуна — Норсмен месторождения ассоциируют с широкими зонами пологих надвигов, что отчетливо видно на примере Калгурли, где рудные тела располагаются в зонах разрывных нарушений северо-северо-западного простирания. В Барбертоне крупные жилы приурочены к направлениям главных разломов и оперяющих их систем трещин. В Барбертоне крупные жилы приурочены к направлениям главных разломов и оперяющих их систем трещин.

Так, в поясе Барбертон таковыми оказываются складки ранних фаз складчатости. Анализ рассмотренных критериев, рагенизис золота и пирита с теллуридами. Поздние стадии метасоматических изменений отмечены увеличениями в том, что промышленные содержания серы и  $\text{CO}_2$ . Золото, содержащееся в зеленокаменных поясах, переносилось вместе с тесами архей формировались в результате лумор в виде комплексных соединений многих разнообразных процессов: первично повышенной концентрации в стратифицированных преимущественно в зеленокаменном поясе Бермудских вулканогенных толщ, особенно в коффорд-Лейк на юго-востоке Манитобских гор, последующей мобилизации (Канада). Они приурочены к системам концентрации в ходе более позднего кварцевых жил, образовавшихся в магматизма, метаморфизма, метасоматических стадиях процесса кислотно-основного выщелачивания, развивающегося в интрузиях габбро, залегающих среди осадочных пород.

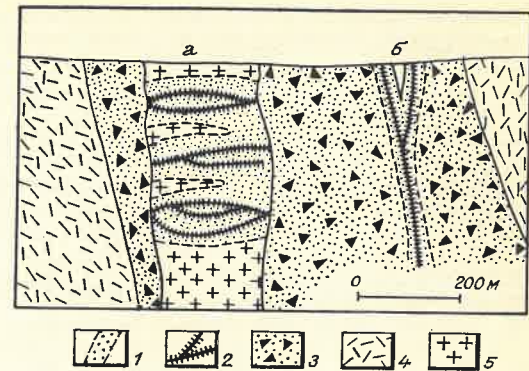


Рис. 2. Геологический разрез месторождения Ред-Хилл [10]:

а — Канова-Майн-Риф; б — пояс Уилуна-Норсмен блока Йилгарн, Австралия; 1 — зона метасоматических изменений; 2 — кварц-золотоносные жилы; 3 — конгломераты; 4 — вулканиты; 5 — дацитовые порфиры

На основании приведенного материала может быть предложена методика оценки территорий на стадии региональных геологических исследований и выбора наиболее перспективных площадей на золотое оруденение. Предполагается последовательное установление в соответствии с намеченными критериями все более локальных бла-



Рис. 3. Закономерности локализации золотого оруденения в зеленокаменном поясе, по Б. Уиндли:

1 — гнейсо-гранулитовые комплексы основания; 2 — вулканиты толенто-коматитовой серии; 3 — силлы основных пород; 4 — кислые вулканиты и пирокласты; 5 — железистые кварциты; 6 — граувакки, аркозы; 7 — вулканиты известняково-щелочной серии; 8 — полимиктовые конгломераты; 9 — ранние натровые граниты; 10 — поздние граниты повышенной калиевоности; участки локализации золотого оруденения: I — тип Йеллоунайф-Колар (золото-пирит-пирротин-кварцевый парагенезис), II — тип Калгурли (золото-теллуриды-пирит-кварц-анкеритовый парагенезис), III — тип Барбертон (золото-пирит-антимонит-кварц-анкеритовый парагенезис), IV — южноафриканский тип (золото-арсенопирит-пирит-пирротин-кварц-анкеритовый парагенезис), V — тип Мак-Интайр (золото-пирит-кварц-анкеритовый парагенезис)

# Последовательность использования критериев прогнозирования золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах архея

| Критерий                              | Благоприятные признаки                                                                                                                                                                                                                     |
|---------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1. Региональный геолого-тектонический | Архейские кратоны<br>Зеленокаменные пояса<br>Рифтогенная стадия развития<br>Значительные мощности вулканогенно-осадочных толщ                                                                                                              |
| 2. Геохронологический                 | Преимущественно позднеархейский возраст (3—2,6 млрд лет)                                                                                                                                                                                   |
| 3. Литолого-стратиграфический         | Чередование контрастных по составу и плотности пород<br>Наличие в разрезе кремнистых и углеродистых сланцев, порфировидной формации, сульфидоносные горизонты<br>Переслаивание кислых и основных метавулканитов                            |
| 4. Петрохимический                    | Толент-базальтовый и коматитовый состав вулканитов<br>Ассоциация различных по составу (от кислых до ультраосновных) вулканитов и вулканокластитов                                                                                          |
| 5. Региональный геохимический         | Аномально повышенный региональный фон<br>Значительные колебания содержания золота в породах рудного поля<br>Положительная корреляция с Те, As, Sb, иногда с Cu                                                                             |
| 6. Магматический                      | Гранитоидный магматизм возраста 2,8—2,6 млрд лет (гранодиориты — калиевые граниты К-На серии нормального ряда)<br>Контактные части гранитоидных интрузий<br>Рои базитовых даек (индикаторов возможных путей миграции рудоносных растворов) |
| 7. Метаморфический                    | Низкоградиентный метаморфизм зеленосланцевой — эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фаций                                                                                                                                              |
| 8. Локальный метасоматический         | Зоны кислотного выщелачивания<br>Внутренняя кварц-(сульфидная) метасоматическая зона<br>Альбит-кварцевая и мусковит (серицит)-кварцевая фации метасоматитов                                                                                |
| 9. Локальный структурный              | Замковые части изоклинальных складок ранней генерации<br>Зоны дробления и рассланцевания<br>Зоны надвигов и взбросов и оперяющие их системы трещин                                                                                         |

гоприятных признаков (таблица) перспективных золотоносных зон в пределах регионов, сложенных архейскими породами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанский В. И. Металлогения раннего докембрия. Рудные месторождения. — М.: Наука, 1983. Т. 13.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
3. Красников Н. Н. Генетические особенности золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах // Сов. Геология. 1985. № 7. С. 33—40.
4. Роль регионального метаморфизма в концентрации золота в докембрийских породах Таймыра // И. Д. Забияка, А. И. Забияка, В. А. Верниковский, А. Ф. Коробейников // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 6. С. 1430—1438.
5. Рундквист Д. В., Дагелайский В. Б. Новые типы руд докембрийских регионов и

- критерии их прогнозирования // Разведка и охрана недр. 1985. № 2. С. 4—9.
6. Ручкин Г. В., Дерюгин Ю. Н. Золоторудные месторождения раннедокембрийских зеленокаменных поясов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 944—947.
7. Сафонов Ю. Г., Кришна Рао Б., Кришна Раджу В. Геологические особенности золоторудных месторождений кратона Карнатака (Южная Индия) // Рудоносные структуры докембрия. М., 1982. С. 117—136.
8. Boyle R. W. Geochemistry of gold and deposition // Geol. Surv. Canada. 1979. В. 280.
9. Chown E. H., Hicks J., Philips G. N., Tonnend R. The disseminated Archaean Big Bar gold deposit, Murchison province, Western Australia: an example of premetamorphic hydrothermal alteration // Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam, 1982. P. 305—324.
10. Controls of distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. D. J. Groves, S. E. Phillips, C. A. Henderson. o. // Gold'82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Rotterdam, 1982. P. 689—712.

11. Frith R., Frith R. A., Doig R. The geochronology of the granitic rocks along the Bear-Slave structural province boundary, north-west Canadian Shield // Can. J. Earth Sci. 1977. Vol 14. No 6. P. 1356—1373.
12. Groves D. J., Batt W. D. Spatial and temporal variations of Archaean metallogenic associations in terms of evolution of Granitoid-Greenstone terrains with particular emphasis on the Western-Australian Shield // Archaean Geochemistry. Berlin—Heidelberg, 1984. P. 73—98.
13. Lamprophyres as potential gold exploration targets: some preliminary observations and speculations // N. M. S. Rock, P. Duller, R. S. Haszeldine, D. J. Groves // Recent Advances in understanding Precambrian gold deposits. Univ. West. Australia, 1987. P. 271—286.
14. Phillips G. N., Groves D. J., Ho S. E., Neall F. B. A metamorphic-replacement model for genesis of Archaean gold deposits. //

- Proc. Conf. Metallogeny Precambrian, Tabor, May, 1985. Prague, 1986. P. 125—132.
15. Rb-Sr geochronology of rocks from the Kolar schists belt, South India // N. S. Bhalla, J. M. Gupta, C. Tucam, S. G. Vasudeva // Archaean geochemistry. Amsterdam, 1978. P. 79—84.
16. Smith T. H., Cloks P. L., Kesler S. E. Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario, Canada // Econ. Geol. 1984. Vol. 79. P. 1265—1285.
17. Travis G. A., Woodall R., Bariman G. D. The geology of the Kalgoorly goldfield // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1971. Vol. 18. Pt. 3. P. 175—190.
18. Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J. Metallogenesis and ore control in the Steynsdorp Goldfields, Barberton Mountain Land, South Africa // Econ. Geol. 1969. Vol. 64. No 4. P. 778—797.

Принята редколлегией 25 апреля 1988 г.

УДК 553.493.5.041

И. Н. ТИМОФЕЕВ (ВИМС)

## О геологическом обеспечении локального прогноза на месторождениях редких элементов

Повышение эффективности поисков и разведки месторождений редких элементов — одна из актуальных задач геологической службы нашей страны. Решение ее требует дополнительного совершенствования методологии поисковых работ, в первую очередь повышения уровня научного обоснования и результативности локального прогноза. В 1987 г. на Всесоюзной конференции, посвященной данной проблеме, было подчеркнуто, что локальное прогнозирование должно войти в практику поисковых и разведочных работ как неотъемлемый их компонент, и развитие геологоразведочного производства на любой стадии должно опираться на конкретные положения локального прогноза.

На месторождениях редких элементов целью локального прогнозирования является выяснение поведения оруденения на флангах известных рудных узлов и на глубине, т. е. в зонах, относительно менее изученных по сравнению с основной территорией. Объектами прогноза могут стать и участки внутри рудного поля, особенно если оруденение распределяется неравномерно. Прогнозирование проводится по следующим позициям (их список

может быть расширен в зависимости от конкретного объекта и степени его изученности):

возможность (или невозможность) распространения рудных тел на фланги рудного объекта и на глубину, вероятность существования слепых тел;

преимущественное направление продолжения рудных тел;

геологические ограничения рудных тел и зон, тип этих границ, определяемый каким-либо элементом структуры поля или постепенным уменьшением мощностей рудных тел и содержаний рудных компонентов в относительно однородной среде;

степень непрерывности — прерывистости (выдержанности) рудных тел или зон в конкретном направлении;

морфологические изменения рудных тел (возможность появления раздувов, пережимов, коленообразных изгибов и пр.);

изменчивость состава руд;

предполагаемые размеры невоскрытых рудных тел и связанные с ними прогнозные ресурсы полезных компонентов.

Практика показывает, что локальное прогнозирование особенно успешно осуществляется в районах крупных

эксплуатируемых и геологически хорошо изученных месторождений в связи с планированием их доразведки: накопленный за многие годы материал по геологическому строению, вещественному составу и зональности рудного поля служит надежной основой для прогнозных построений. По сравнению с этим геологическое обеспечение локального прогноза при поисках, поисково-оценочных работах и даже предварительной разведке какого-либо месторождения лишено таких возможностей и поэтому часто оказывается недостаточным.

Для осуществления локального прогноза на фланговых и глубинных зонах месторождения обычно требуется:

- 1) суммировать весь имеющийся материал, характеризующий распределение прямых и косвенных признаков оруденения на заданной территории;
- 2) получить четкое представление о геологической структуре рудного поля и месторождения и месте известных рудных тел в этой структуре;
- 3) установить факторы контроля, т. е. геологические причины или главные обстоятельства, которые обеспечили данное распределение рудного вещества.

Первая из отмеченных операций хорошо известна геологам, занимающимся крупномасштабным и локальным прогнозом. Одним из основных источников необходимого фактического материала служат предшествующие работы: отчеты по съемке, поискам или иным исследованиям данной территории, карты полезных ископаемых, штихового опробования, первичных или вторичных ореолов рассеяния рудных и сопутствующих элементов, карты геофизических аномалий и др. Увязке фактического материала помогают современные достижения в области геологии редкометалльных месторождений, а также существующие геолого-генетические модели последних.

Выяснение структуры месторождения требует проведения детальной геологической съемки. Составление геологических карт предусматривается инструктивными документами Министерства геологии СССР как для поисковых и поисково-оценочных работ (масштаб 1:25 000—1:2000 в зависимости от размеров участков и вида по-

лезного ископаемого), так и для стадии предварительной разведки (масштаб 1:10 000—1:500 в зависимости от размера и сложности строения месторождения). Представляемые геологические карты формально удовлетворяют существующим требованиям, так как сеть точек наблюдения в соответствии со стандартом сгущается за счет дополнительных горных выработок в районах с плохой естественной обнаженностью или за счет дополнительных геологических маршрутов; тщательно прослеживаются рудные тела и оконтуриваются рудные зоны. Однако детальная геологическая съемка в собственном смысле слова не проводится. В наиболее распространенном случае геологическая карта месторождения представляет собой детализацию и модернизацию предшествующей карты, однако осуществить увязку ранее сделанных и новых наблюдений, как правило, не удается.

Выявление факторов контроля методическими указаниями не предусмотрено и традиционно относится к сфере научных исследований. В сводках о результатах геологоразведочных работ сведения о факторах контроля крайне скудны или вообще отсутствуют, а из формально составленной геологической карты они не могут быть выведены.

В итоге в практике геологоразведочных работ в качестве основы прогнозов используются главным образом (или только) прямые поисковые признаки и другие фактографические данные, характеризующие собственно оруденение. Например, для месторождений редкометалльных пегматитов это контуры известного жильного поля господствующая в нем ориентировка пегматитовых тел, зональность распределения пегматитов разного состава и рудоносности, наличие отдельных выходов или пересечений редкими скважинами рудоносных пегматитов и т. п. или ином участке территории, геохимические аномалии и т. п. Эти признаки недостаточно для проведения локального прогнозирования, даже если геолого-генетическая или иная модель пегматитовых месторождений разработана в совершенстве. Основанием для такого вывода служит широко известная дискретность распреде-

ния рудоносных тел и участков в пределах жильного поля, которая обычно обуславливается различиями геологоструктурной обстановки на рудных полях и в интервале между ними.

Таким образом, в результате общих и специализированных поисков, поисково-оценочных работ и даже предварительной разведки месторождений мы часто не располагаем необходимыми возможностями для обоснования локальных прогнозов. В связи с тем, что объектами такого прогноза являются рудные участки (зоны) и отдельные тела в пределах месторождений, на их флангах и глубоких горизонтах, требуются радикальные меры для повышения геологического обеспечения прогнозирования, проводимого на базе поисковых и разведочных работ. Такой мерой, с нашей точки зрения, может быть систематическая детальная геологическая съемка территории поисков или разведываемого месторождения вместе с его флангами, направленная на выявление факторов, контролирующих распределение оруденения. Рассмотрим сущность факторов контроля и некоторые методологические основы детального геологического картирования редкометалльных месторождений.

**Факторы контроля.** Применительно к отмечавшимся выше объектам локального прогнозирования главнейшую роль играют две группы факторов контроля: геодинамические и геологоструктурные. Первые определяются природой инициальных сил, обеспечивших местное уплотнение — разуплотнение геологического пространства, необходимое для появления объема, ныне занимаемого рудными телами. Вторые характеризуют конкретные условия среды, в которой эти процессы реализовались. Обе группы факторов действуют совместно и не могут рассматриваться изолированно. Значение указанных факторов пока не получило должной оценки.

Ниже предлагается конкретизация факторов контроля, использующая примеры месторождений редкометалльных пегматитов, т. е. месторождений главным образом жильного типа.

Образование жильного пространства — это одна из форм разрушения прежде монолитного геоблока, чаще всего вследствие тектонического воз-

действия извне, однако в апикальных и надынтрुзивных зонах некоторых гранитных тел сходные эффекты обуславливаются объемной термической усадкой (М. А. Осипов, 1974), т. е. могут иметь и нетектоническое происхождение. В общем случае участки жильного поля, содержащие тела максимальной мощности, — это зоны наибольшего разрушения; границы жильного поля — рубежи, за которые разрушение не проникло вследствие истощения энергии инициального тектонического воздействия, неоднородности геоблока и наличия в нем зон более высокого сопротивления разрушению.

В неоднородной геологической среде инициальное тектоническое воздействие неизбежно разлагается на составляющие: нормальную и параллельную границам механически разнородных элементов толщи. Чаще всего эффективной оказывается одна из них, реже обе, но в разной степени; при этом границы двух сред осложняются разрывными нарушениями.

Образование жильного тела включает собственно появление трещины и ее раздвиг («раскрытие») с одновременным заполнением образующегося жильного пространства жидкой или флюидной фазой [6]. Как показали эксперименты [1], для возникновения и раздвигания трещин в данном геоблоке необходима концентрация механических напряжений. Типичные области накопления напряжений (среда, благоприятствующая образованию жил выполнения) могут быть представлены отдельными телами и небольшими массивами относительно жестких и механически изотропных пород или приконтактовыми зонами более крупных массивов, ориентированными субнормально к направлению распространения инициального тектонического воздействия. На месторождениях редкометалльных пегматитов — это крупные дайки и линзовидные тела метабазитов или гранитов в толщах кристаллических сланцев, а также зоны интенсивной дорудной складчатости в менее дислоцированной сланцевой толще. Позиция и ориентировка наиболее мощных пегматитовых жил зависят от геометрической формы и ориентировки этих элементов структуры геоблока [9].

Раскрытие жильных трещин в глубинных условиях осуществляется в направлении, которое допускает отторжение блоков, разорванных трещинами. Если это направление вверх или, что реже, вниз, раскрытию подвергаются пологие трещины; если оно субгоризонтально, то раздвигаются соответствующие крутопадающие и вертикальные трещины и т. д. Нередко перемещение испытывает только один из блоков, тогда как другой остается незабытым.

В условиях мощного ориентированного тектонического воздействия указанное смещение жестких блоков возможно за счет дополнительного смятия и прессования смежных относительно пластичных пород [3]. Отсюда важным фактором контроля является объемное и пространственное соотношение в данном геоблоке относительно жестких и пластичных пород, т. е. геологическая структура геоблока. Это тем более важно, что от возможности и направления раздвигания блоков, разорванных жильными трещинами, зависят мощности рудных тел.

Раздвиг жильной трещины и прочие сопутствующие ему дислокации служат средством «гашения» энергии инициального тектонического воздействия и вместе с эффектом концентрации напряжений содействуют превращению его в серию импульсов сжатия, чередующихся с состояниями релаксации и растяжения. В таких условиях новые участки концентрации механических напряжений и, следовательно, области формирования других жильных полостей в объеме напряженного геоблока могут смещаться. При относительном постоянстве структуры поля таким путем формируются жильные серии, представленные субпараллельными телами.

Процесс кристаллизации жильного вещества происходит на протяжении длительного периода времени [5], в течение которого жильные полости остаются механически наиболее слабыми элементами данного геоблока. Импульсный характер тектонических движений в этот период способствует деформации жильных полостей и выжиманию остаточного флюида в сопредельные трещины, подвергающиеся

при этом насильственному расклиниванию изнутри. В связи с этим среди пегматитовых (а также и многих кварцево-жильных) месторождений широко распространены изолированные, отшнурованные от материнского источника рудные тела и жилы с деформированными полостями [6], а также внутрижильная неоднородность распределения рудных компонентов, общая «пульсационная» зональность месторождений, разнообразные структурные ловушки, обусловленные эффектом выжимания и локального экранирования остаточных рудоносных флюидов и др.

Энергетическая ограниченность инициального тектонического воздействия превращение его в серию импульсов и постепенное угасание в соответствующей геологической ситуации служат одной из возможных причин возникновения расплывчатых («условных») границ многих жильных месторождений.

Широко известное преломление трещин при переходе из одной среды в другую, отличающуюся по прочностным свойствам и механической анизотропии, при раздвиге способствует образованию жил с переменной мощностью, а при последующей деформации жильных полостей — появлению в них раздувов и пережимов.

С изменением свойств вмещающей толщи связаны не только естественные границы многих жильных месторождений, но и «внутренние барьеры», способствующие образованию перерывов рудных тел по простиранию. Эти обстоятельства в конкретных условиях геологической структуры также могут привести к возникновению структурных ловушек, концентрирующих наиболее богатые руды.

Различия вмещающих пород в отношении минерального и химического состава, а также степени метаморфизма обуславливают неодинаковую способность этих пород поглощать летучие и рудные компоненты, выносимые формирующейся жильной зоной. Связанная с этим разная степень дегазации и разубоживания рудогенерирующей фазы обеспечивает обратную пропорциональную степень ее рудоносности в финале — на стадии отложения [3].

Следует подчеркнуть также большое значение размеров или объема конкретных элементов структуры рудного поля. Например, в условиях горизонтального тектонического сжатия интрузивное тело гранитоидов, расширяющееся на глубину, в наиболее тонкой апикальной части может быть полностью рассечено пологими жильными трещинами. На более глубоких горизонтах эти разрывы локализуются преимущественно в фронтальной зоне его эндо- и экзоконтактов, а в глубинных зонах, где интрузив начинает играть роль контрфорса, зона развития и раздвига жильных трещин целиком переходит во вмещающую толщу на удалении от интрузивного тела.

Те же структурные факторы в соответствующих модификациях действуют, видимо, и на месторождения иного типа. Так, в массивах метасоматически измененных гранитов с тонковкрапленной редкометалльной минерализацией необходимое поровое пространство и рудоносные микротрещины, по всей вероятности, образуются не только вследствие термоусадочных явлений и тектонической активности, но также и объемного эффекта метасоматических реакций. Контуры рудных зон, повсеместно условные, согласуются с контурами участков наиболее высокой неоднородности внутреннего строения интрузивного тела. Эта неоднородность обеспечивается обилием глубинных ксенолитов и внутриинтрузивными фазовыми взаимоотношениями между породами, характеризующими последовательные этапы кристаллизации гранитного массива как магматического тела, а также фациальной сменой минеральных ассоциаций, возникших в результате аутометасоматических преобразований гранитных пород [2].

Приведенные набор и значение факторов контроля редкометалльных месторождений далеко не исчерпаны. Если роль геодинамических факторов в какой-то мере определяется на основании результатов экспериментов из области механики горных пород при высоких давлениях и региональных палеотектонических реконструкций, то геолого-структурные факторы при всем их разнообразии остаются вполне конкретными, поскольку впол-

не конкретна реальная геологическая ситуация. Необходимо подчеркнуть, что кроме рассмотренных двух групп факторов контроля действует сложный комплекс геогенетических факторов. Например, для магматогенных месторождений редких элементов важное значение приобретают кристаллизационная дифференциация вещества и постмагматические преобразования, для месторождений в корях выветривания — эволюция седиментогенеза и т. д. Роль этих факторов в той или иной мере отражена в соответствующих моделях месторождений.

**Детальная геологическая съемка.** Подобная съемка служит наиболее эффективным средством выявления факторов контроля, так как позволяет рассмотреть в совокупности рудные тела или зоны и вмещающую толщу и собрать материал о поведении рудных тел в разной, подчас изменчивой геологической обстановке. Прогнозирование (крупномасштабное и локальное) и детальная геологическая съемка должны проводиться на всех стадиях геологоразведочных работ, причем ее масштаб укрупняется соответственно стадиям. С учетом возможных корректив за счет размеров и сложности месторождения при специализированных поисках и поисково-оценочных работах масштаб съемки должен быть не мельче 1 : 10 000—1 : 5000, при предварительной и детальной разведке — не мельче 1 : 2000—1 : 1000. В период разведки месторождения геологическая съемка должна становиться объемной, поскольку необходимая геологическая увязка результатов бурения и разведки подземными горными выработками невозможна без детальной геологической карты поверхности.

В отличие от стандартной геологической съемки картирование месторождения для целей локального прогноза имеет ряд специфических особенностей.

Систематика наблюдений при геологической съемке требует максимально обоснованных представлений о последовательности формирования предрудной структуры месторождения, а также появления рудных тел, этапов их консолидации, эпизодов внутрирудных и пострудных дислокаций, т. е. истории

ческого подхода к квалификации геологических событий.

Геологическая съемка не исчерпывается формальной фиксацией наблюдений и обобщенным оконтуриванием разновозрастных элементов структуры месторождения или жильного поля. Она должна обеспечивать возможность реставрации геологической обстановки, существовавшей непосредственно перед началом рудообразования и служившей для него фоном с вполне определенной структурой.

В процессе детальной геологической съемки должны быть выявлены эффекты унаследованности в распределении каждого последующего образования относительно предшествовавшего ему состояния и структуры среды и, хотя бы приблизительно, оценена степень такой унаследованности.

Геологическая основа, характеризующая предрудный этап, должна обеспечивать возможность статистического анализа неоднородности и выявление тех ее элементов (и соответствующих участков рудного поля), которые наиболее благоприятствуют генерации пространства, ныне занятого рудным веществом.

Геологическая увязка разрозненных наблюдений при детальной съемке существенно облегчается, если на первом этапе работы провести изучение двух—трех опорных разрезов. Опорные пересечения приурочиваются к участкам с максимальной естественной или искусственной обнаженностью (долинам горных рек, гребням хребтов, магистральным канавам, штрекам или квершлагам в системах подземных выработок и т. д.). Изучение опорных разрезов включает сплошную их документацию и описание с детальностью, значительно превышающей требования масштаба будущей геологической карты. Так, флишеидная осадочно-метаморфическая толща расчленяется с количественной оценкой ритмичности чередования пород, местами «с линейкой в руках». Если объектом картирования является массив метасоматически измененных гранитов, требуются весьма тщательные наблюдения переходов и взаимоотношений между разновидностями гранитов, визуальные оценки объемных соотношений минеральных агрегатов замещения, констатация ин-

декс-минералов, характеризующих ту или иную стадию формирования месторождения, и т. п.

Изучение опорных разрезов нередко требует значительно большего времени, чем собственно геологическая съемка территории. Однако оно себя оправдывает, так как помимо облегчения геологической увязки наблюдений по скважинам, шурфам или в разрозненных обнажениях опорные разрезы обеспечивают получение статистических характеристик подразделений вмещающей толщи, необходимых для определения и сопоставления свойств вмещающей среды и других видов анализа геологических материалов. Коннекция опорных пересечений осадочно-метаморфической толщи позволяет получить предварительные представления о степени сложности строения района и проследить конкретные элементы структуры поля или месторождения между опорными разрезами (маркирующие пласты или пачки, зоны метаморфизма, контакты интрузивных тел, породы дайково-жильной серии, тектонические нарушения, рудные тела и др.).

Одним из важнейших результатов изучения опорных разрезов является легенда геологической документации и соответствующая эталонная коллекция пород и руд, тиражируемая для всех исполнителей и пополняемая в процессе исследований. Это неперемное условие успеха, поскольку работа обычно ведется несколькими лицами и необходима идентификация полевого номенклатуры пород и руд [8].

Подчеркнем, что стандартизировать методику геологической съемки можно лишь до определенных пределов исходя из формационного типа месторождения. Однако ввиду широкого разнообразия структур месторождений редких элементов одной и той же формации часто требуются дополнительные методические разработки, учитывающие конкретную геологическую структурную ситуацию. Подобные разработки, а также попытки решения отдельных методических вопросов освещены в ряде публикаций [3, 4, 7, 10].

Переход к локальному прогнозированию протекает без особых затруднений, если детальная геологическая

съемка охватывает фланги месторождения или рудного поля. Предполагается, что на ограниченных участках территории (или объема) в период рудообразования геодинамическая обстановка характеризуется стабильным уровнем напряженности. Поэтому закономерные связи между рудными телами и средой, в которой они формируются, могут сохраняться или оставаться относительно устойчивыми. Отсюда многие факторы контроля, которые удовлетворительно «объясняют» основные закономерности распределения рудных тел в структуре поля, могут быть с достаточным основанием использованы в качестве факторов локального прогноза для фланговых и в меньшей степени для более удаленных зон, сопредельных с данными месторождениями. В результате анализа материалов и наблюдений, полученных при совмещении поисковых или разведочных работ с детальной геологической съемкой, удастся оконтурить участки флангов, характеризующиеся положительными сочетаниями факторов прогноза, и распространить на них перспективы поиска рудных тел.

Выводы об условиях, благоприятствующих формированию и концентрации рудных тел, всегда имеют вероятностный характер. Повышению их значимости способствует статистическая обработка исходных материалов. Ранжирование проявлений того или иного фактора контроля «числом и мерой» в соответствии с масштабами сопряженного с ними оруденения представляет собой по существу разработку критериев рудоносности участков данного рудного поля. Опыт локального прогнозирования на территории поисков или на разведываемых редкометалльных месторождениях показывает, что при анализе вмещающей среды чаще других функционируют качественные критерии: наличие или отсутствие вмещающих пород определенного типа, конкретных элементов структуры и т. п. Основанием же для формулировки количественных критериев обычно служат ранжированные поисковые признаки собственно оруденения: ореолы рассеяния элементов, геофизические аномалии и др.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Осуществление локального прогнозирования на стадиях поисков, поисково-оценочных и разведочных работ, а тем более повышение результативности прогнозов в районе поисков или на флангах и на глубине разведываемых месторождений редких элементов требуют серьезного геологического обеспечения.

Использование геолого-генетических, физических, физико-химических, статистических и других моделей редкометалльных месторождений и процессов рудообразования содействует повышению научной обоснованности локальных прогнозов. Однако геолого-историческая обстановка и структура вмещающей среды на данном месторождении вносят ощутимые коррективы в типовую модель, и для осуществления локального прогноза всегда требуется анализ специфики конкретной геологической ситуации.

Необходимое обеспечение локального прогноза может дать только детальная геологическая съемка района поисков или разведываемого объекта и его флангов, направленная на выявление факторов, контролирующих распределение, форму и ориентировку рудных тел или зон оруденения, их масштабы и характер границ.

Проведение такой съемки целесообразно включить в комплекс геолого-разведочных работ как самостоятельный и неотъемлемый элемент изучения месторождения на каждой стадии. Ее масштаб должен укрупняться при переходе от одной стадии к другой, более детальной. Завершающим должно стать объемное картирование как результат увязки геологических данных, полученных в процессе разведки, с картой, детальность которой должна соответствовать ее масштабу.

Методика детальной геологической съемки, ориентированной на обеспечение локального прогноза, не может быть в полной мере стандартизированной, и положения соответствующих методических инструкций, будучи обязательными, не всегда являются достаточными. «Неформальная» сторона методики подобного картирования, изложенная в отмеченных выше публикациях, включает в качестве ключевых позиций детальное изучение опорных пересечений, разработку легенды геоло-

логической документации, составление эталонной коллекции картируемых пород, геологическую увязку опорных разрезов и прослеживание элементов геологического строения рудного поля на всей его территории.

Проведение детальной геологической съемки в процессе геологоразведочных работ обеспечит при ограниченных затратах повышение качества изучения месторождения, позволит увеличить число факторов локального прогноза и расширить круг количественных критериев оценки рудоносности фланговых и глубинных зон за счет анализа структуры среды и геодинамической обстановки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воларович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях.— М.: Наука, 1979.
2. Геологические особенности формирования танталосодержащих массивов и закономерности распределения в них редкометалльного оруденения//В. В. Матиас, И. Н. Тимофеев, Л. Г. Фельдман, А. С. Бабкин//Бюл. ОНТИ ВИАМС. 1967. № 8. С. 35—45.
3. Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов.— М.: Недра, 1979.

УДК 553.078(470.22)

А. К. СИЛЬВЕСТРОВ (ВИМС)

### Условия локализации оловянного оруденения в скарнах Северного Приладожья

Физические и механические свойства горных пород играют важную роль в формировании месторождений полезных ископаемых. Наиболее тесная взаимосвязь свойств и рудообразования установлена для гидротермальных месторождений [1, 2]. Функционирование гидротермальной системы приводит к необратимым изменениям физико-механических свойств пород. Это связано, прежде всего, с метасоматическими преобразованиями пород, через которые фильтруются растворы, а также с эволюцией свойств под воздействием теплового поля конвективной системы и существовавшего тогда геодинамического режима [3].

Цель настоящей работы — попытка использовать комплекс физико-механических свойств в качестве новых поисковых предпосылок и критериев при изучении скарновых месторождений с наложенным оловянным оруденением. Применение этой методики на различных гидротермальных месторождениях позволяет более достоверно судить о рудоносности исследуемых площадей [3, 4, 6].

4. Леонтьев Г. И., Завалишин М. А., Чесноков В. Н. К вопросу о применении метода графической коннекции при стратиграфических сопоставлениях ритмически слоистых осадков мамской кристаллической толщи//Проблемы изучения геологии докембрия Л., 1967. С. 150—152.
5. О длительности формирования редкометалльных пегматитов по радиологическим данным//Э. К. Герлинг, Э. С. Варшавская, Э. П. Кутявин и др./Геология и генезис пегматитов. Л., 1983. С. 166—178.
6. Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых тел//Тр. ВНИИасбестцементных тел. 1956. Вып. 5. С. 156—215.
7. Роненсон Б. М. Некоторые геологические предпосылки для корреляции разрезов толщ кристаллических сланцев//Бюл. МОИП. 1961. Отдел геол. Т. XXXVI. Вып. С. 59—75.
8. Роненсон Б. М., Ройзенман В. М., Ортенберг Н. А. Методы расчленения метаморфических комплексов.— Л.: Недра, 1976.
9. Тимофеев И. Н. Некоторые особенности геологической позиции и условий образования пологозалегающих пегматитовых тел//Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 36—48.
10. Тимофеев И. Н., Луговской Г. П. О возможности реставрации состава и структуры замещенных пород в метасоматически измененных гранитах//Новые данные по метасоматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., 1971. С. 257—271.

Принята редколлегией 27 июня 1988

Кителское месторождение приурочено к брамлению северного крыла купола архейских гнейсогранитов. Граниты рапакиви I фазы, развитые в восточной части месторождения, прорывают гнейсограниты и пороги ладожской и сортавальской серий.

В истории формирования структуры месторождения отчетливо выделяются два этапа. На первом возникла сложная линейно-купольная (брахиформная) структура, во времени соответствующая главным фазам складчатости в ладожской подвижной зоне в раннем протерозое. На втором этапе образовался широкий комплекс тектонических, главным образом дизъюнктивных нарушений и магматических проявлений, связанных со становлением многофазной интрузии гранитов рапакиви.

Оловянное и сопутствующее оруденение локализовано в трех субпараллельных пластообразных скарновых залежах в питкярентской вите. Промышленное значение имеет только Ожная залежь, расположенная вблизи контакта скарнов второй подсытки с гнейсогранитами купола.

Простирание пород в пределах месторождения близко к субширотному, с крутым падением на север и северо-восток (70—85°), реже на юг (80—85°). Форма скарновой залежи грубопластовая, согласная с вмещающей карбонатных пород. Мощность ее от 5 до 30 м. В направлении от контакта с гнейсогранитами в разрезе залежи отмечается смена гранат- и магнетитсодержащих пироксеновых скарнов пироксеновыми, кальцит-пироксеновыми скарнами и кальцифирами. Фациальная смена разновидностей скарнов нередко наблюдается и по простиранию скарновой залежи. Для месторождения также характерно развитие калишпат-кварцевых метасоматитов как по скарнам, так и по сланцам. Все это, а также наличие в пределах залежи прослоев сланцев и на восточном фланге — многочисленных апофиз гранитов обусловило сложное внутреннее строение залежи.

Оловрудные тела локализованы главным образом в нижней части разреза скарновой залежи, вблизи контакта с гнейсогранитами. Для них характерны пласто- и линзообразные формы, отсутствие четких геологических границ и приуроченности к каким-либо разновидностям скарнов. Отдельные линзы и неправильные участки с высоким содержанием олова обычно локализованы в приподожвенной части рудного тела и близ контакта с калишпат-кварцевыми метасоматитами [5].

На основе детального структурно-геологического картирования был проведен структурно-петрофизический анализ с целью: 1) установления структурно-петрофизических особенностей Кителского месторождения; 2) определения роли физико-механических свойств пород в процессе рудообразования; 3) реконструкции палеополей напряжения; 4) выявления факторов контроля оруденения. Исследования осуществлялись согласно известным методическим приемам [2, 3].

На месторождении из западного и центрального блоков был отобран и изучен 131 образец пород и руд со второго горизонта горных выработок. По данным детального геологического картирования и структурно-

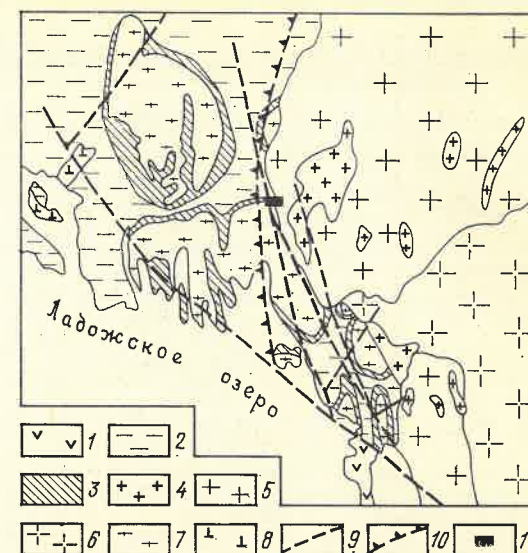


Рис. 1. Геолого-структурная схема Северного Приладожья (по данным Р. А. Хазова, К. И. Инина, А. М. Ларина и др.):

1 — среднеархейские образования: диабазы, диабазовые порфиры, их туфы (верхняя подсытка салминской свиты); 2 — ладожская серия: кристаллические сланцы и гнейсы, PR; 3 — сортавальская серия, питкярентская свита: амфиболиты и другие сланцы, мраморы, скарны; нижнеархейский габбро-анортосит-рапакивитгранитный комплекс; 4 — биотит-протолитонитовые граниты (III фаза), 5 — биотитовые граниты (II фаза), 6 — биотит-амфиболитовые оловянные граниты (I фаза); свекофенские магматические породы: 7 — купола гнейсогранитов, 8 — перидотиты, пироксениты, габброанортиты, габбродиориты, диориты; 9 — разрывные нарушения; 10 — граница области пологого погружения массива гранитов рапакиви; 11 — участок работ

петрофизических исследований выделяются два основных этапа формирования месторождения. С первым связаны региональный метаморфизм амфиболитовой фации, образование куполов гнейсогранитов и ранних магматических скарнов. Геодинамический режим этого этапа характеризуется субширотным или диагональным по отношению к слоистости толщ растяжением и близгоризонтальным сжатием от север-северо-восточного в западной части месторождения до север-северо-западного — в восточной. Ориентировка главных осей нормальных напряжений сохранилась в образцах гнейсогранитов, сланцев и амфиболитов, а также не претерпевших последующей перекристаллизации мраморов. В пределах скарновой залежи породы подверглись перекристаллизации при внедрении массива гранитов рапакиви, и элементы анизотропии упругих свойств первого этапа здесь почти не проявляются.

Второй этап формирования месторождения связан с внедрением многофазной интрузии рапакиви. Он наиболее изучен, поскольку этот этап обусловил возникновение здесь промышленного оловянного оруденения. При внедрении второй фазы гранитов рапакиви образовались апомагнезиальные известковые скарны, явившиеся благоприятной рудовмещающей средой для наложенного оловянного и полиметаллического оруденения. Граниты рапаки-

Таблица

## Петрофизические группы пород и руд Кительского месторождения

| Комплекс | Группа | Литологическая характеристика                                | $P_0$ , % | $A$ , % | $\rho$ , г/см <sup>3</sup> | $\mu$ | $E$ , 10 <sup>4</sup> МПа | $T$ , К | $K_{пк}$ |
|----------|--------|--------------------------------------------------------------|-----------|---------|----------------------------|-------|---------------------------|---------|----------|
| Первый   | Ia     | Мрамора, кальцифиры, скарны, кварцевые метасоматиты, руды    | 4,50      | 2,23    | 2,80                       | 0,23  | 5,29                      | 387     | 0,3      |
|          | II     | Скарны, метасоматиты, руды                                   | 2,37      | 1,68    | 2,93                       | 0,25  | 6,45                      | 416     | -0,4     |
|          | Vb     | Скарны, кварцевые метасоматиты, руды                         | 5,88      | 1,12    | 2,87                       | 0,26  | 6,16                      | 410     | -0,4     |
| Второй   | Ib     | Сланцы, полевошпат-биотит-кварцевые метасоматиты, кальцифиры | 1,83      | 0,58    | 2,63                       | 0,29  | 4,82                      | 371     | 0,0      |
|          | Va     | Сланцы, скарны                                               | 1,80      | 0,40    | 2,83                       | 0,28  | 6,05                      | 407     | -0,5     |
| Третий   | III    | Сланцы, скарны, руды                                         | 1,34      | 0,48    | 3,13                       | 0,27  | 9,30                      | 485     | -1,2     |
|          | IV     | Калишпат-кварцевые, кварцевые метасоматиты                   | 1,08      | 0,34    | 2,69                       | 0,10  | 7,25                      | 483     | -0,2     |
|          | Iv     | Граниты, калишпат-кварцевые метасоматиты, сланцы             | 0,90      | 0,41    | 2,69                       | 0,28  | 6,49                      | 430     | -0,3     |

Примечание.  $\mu$  — коэффициент Пуассона;  $E$  — модуль Юнга,  $T$  — температура Дебая, остальные параметры см. в тексте.

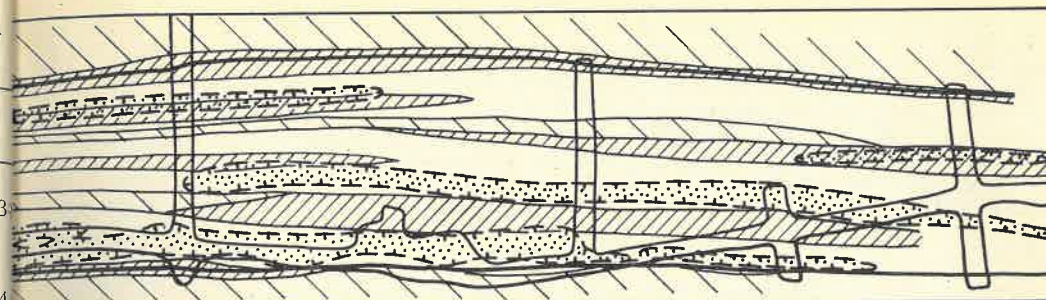


Рис. 2. Схема расположения петрофизических комплексов пород и руд на погоризонтном плане Кительского месторождения:

1, 2, 3 — комплексы (см. табл. 1); 4 — рудные тела; 5 — горные выработки, где отбирались образцы

С целью изучения закономерностей пространственного размещения различных элементов, а также выявления взаимосвязей геохимических характеристик и петрофизических параметров рудовмещающих пород был построен дендрограф по геохимическим характеристикам. Для него использовались данные центрального полукорреляционного анализа образцов, по которым изучались физико-механические свойства. По дендрографу выделено семь групп пород, объединенных по наличию интенсивности развития распространенных в них элементов в три геохимических комплекса (табл. 2). Первый состоит из двух групп пород (скарны и руды) и характеризуется высокими значениями содержаний всех основных рудных элементов. Во втором комплексе

объединены породы, обрамляющие скарновую залежь, и калишпат-кварцевые, кварцевые метасоматиты с повышенными содержаниями таких элементов, как барий, скандий, ванадий. Третий комплекс образован гранитами рапакиви и выделяется резко повышенными содержаниями редкоземельных элементов. Положение первого геохимического комплекса (в него входит большинство рудных тел) в значительной степени совпадает с распространением высокопроницаемых пород первого петрофизического комплекса.

Из анализа выделенных комплексов пород и руд (петрофизических и геохимических) можно сделать вывод, что рудные тела локализовались в зоне контакта пород, характеризующихся высокими значениями  $P_0$ ,  $A$ ,  $K_{пк}$  и

ви II фазы мало распространены на западе месторождения. Систематическое изучение палеотектонического поля становления массива проводилось лишь в восточной части центрального блока. Они характеризуются полоним субширотным сжатием и субмеридиональным, до северо-западного растяжением. Анализ геодинамического режима оловянной стадии показал приуроченность наиболее богатых центральных частей рудных тел к участкам с субширотными сжимающими напряжениями и субмеридиональными растягивающими. В безрудных участках и в зоне выклинивания рудных тел сжатие становится субмеридиональным, а растяжение диагональным по отношению к скарновой залежи. Последнее приводит к закрытию межпластовых трещин и менее интенсивной циркуляции гидротермальных растворов, и, как следствие, к отсутствию крупных скоплений оловянных руд (центральный блок месторождения).

Завершающая рудный процесс полиметаллическая стадия характеризуется субмеридиональным направлением растяжения и северо-западным — сжатия.

Пострудные образования широко представлены на месторождении кварцевыми и карбонатно-кварцевыми метасоматитами, формировавшимися, по-видимому, в несколько стадий. Можно выделить, по меньшей мере, три такие стадии, различающиеся геодинамическим режимом.

Результаты лабораторных исследований физико-механических свойств пород обрабатывались с помощью кластерного анализа. 12 петрофизическим параметрам был построен дендрограф и выделено восемь групп пород, которые можно объединить в три группы пород, обладающих высокой проницаемостью и относительно более высокими значениями комплексного петрофизического коэффициента  $K_{пк}$ . Этот комплекс сложен из интенсивной циркуляции гидротермальных растворов, в которых по отношению к рудному процессу можно выделить два различных типа участков. Участки пород с высокими значениями эффективной пористости  $P_0$  особенно условно-мгновенного насыщения (до 5%) могли играть роль рудоподводящих каналов. Содержание рудных элементов в них незначительное, что, вероятно, обусловлено выщелачиванием и выносом их из этих тел. Концентрация элементов и формирование рудных тел происходили на участках пород средними значениями  $P_0$  (2—7%) и  $A$  (2,5%).

В третий комплекс вошли три группы пород с низкой проницаемостью, более высокими значениями упруго-прочностных параметров и низкими  $K_{пк}$ . Породы этого комплекса служили барьерами рудоотложения, при этом рудные тела находятся в зоне контакта первого и третьего комплексов (рис. 2).

Таблица 2. Геохимические группы пород и руд Кительского месторождения, содержание в них элементов, 10<sup>-4</sup> %

| Комплекс | Группа | Литологическая характеристика                       | Be   | Sn   | Zn   | Nb   | Ba  | Sc    | Mn   | Y    |
|----------|--------|-----------------------------------------------------|------|------|------|------|-----|-------|------|------|
| Первый   | IV     | Скарны, руды                                        | 7,44 | 1494 | 1744 | 3,4  | 84  | 1,99  | 2833 | 7,9  |
|          | IIIb   | Скарны                                              | 1,50 | 350  | 43   | 12,5 | 200 | 2,05  | 3000 | 15,0 |
| Второй   | I      | Калишпат-кварцевые метасоматиты, мрамора, скарны    | 1,98 | 105  | 190  | 3,2  | 156 | 1,95  | 816  | 8,7  |
|          | IIIa   | Калишпат-кварцевые метасоматиты, сланцы             | 1,54 | 6    | 50   | 4,2  | 415 | 8,34  | 530  | 10,9 |
|          | V      | Сланцы, полевошпат-биотит-кварцевые метасоматиты    | 3,41 | 74   | 265  | 9,9  | 583 | 18,62 | 1125 | 23,6 |
|          | VI     | Кальцифиры, калишпат-кварцевые метасоматиты, скарны | 4,22 | 44   | 80   | 7,8  | 545 | 4,76  | 1060 | 11,3 |
| Третий   | II     | Граниты, кварцевые метасоматиты                     | 9,63 | 40   | 124  | 97,5 | 204 | 1,56  | 288  | 103  |

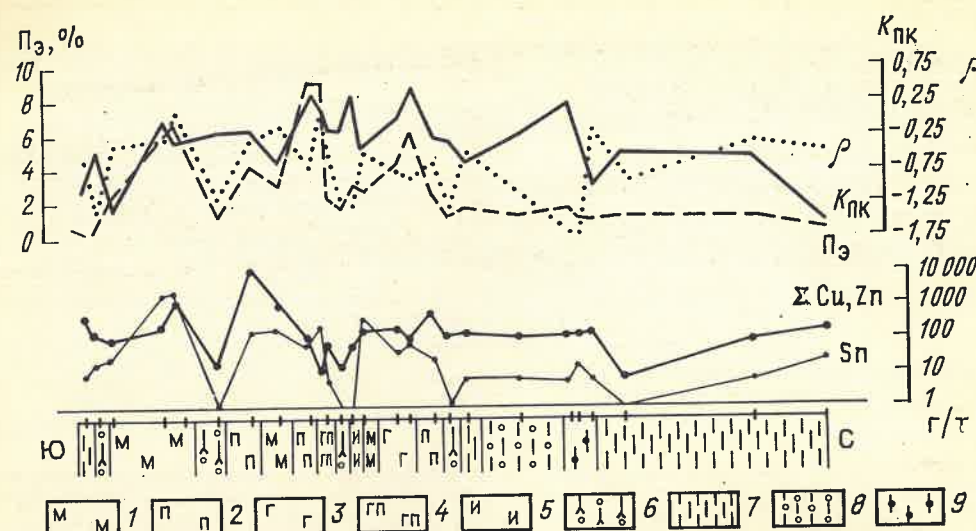


Рис. 3. Петрофизическо-геохимический профиль через скарновую залежь Китейского месторождения: скарны: 1 — магнетит-пироксеновые, 2 — пироксеновые, 3 — гранатовые, 4 — гранат-пироксеновые, 5 — мрамора, кальцифиры; 6 — кварц-полевошпатные

пород с низкими значениями этих параметров и высокими — модуля Юнга, температуры Дебая. Основная масса рудных тел при этом размещается среди пород первого типа.

Для выяснения взаимосвязи изменчивости физико-механических свойств пород и содержания в них элементов изучены несколько поперечных сечений скарновой залежи. Наиболее информативными из петрофизических параметров оказались  $K_{pk}$ ,  $P_z$  и плотность  $\rho$ . В поперечном сечении наличие рудных тел фиксируется большим разбросом и наличием положительных значений  $K_{pk}$  (рис. 3). Первое, по-видимому, связано с интенсивным проявлением стадий дорудного и рудного процессов, что вело к образованию пород, разнообразных по физико-механическим свойствам. Отмечается также приуроченность оловорудных тел к участкам максимумов  $\rho$ . Безрудные интервалы характеризуются незначительными изменениями  $K_{pk}$  (0...0,5) и соответствуют либо высокопроницаемым зонам, либо участкам со слабым проявлением дорудных и рудных процессов. Положение оловорудных тел в поперечном сечении скарновой залежи определяет резкий перепад значений  $K_{pk}$ , обусловленный их локализацией в зоне контакта пород с различными физико-механическими свойствами. В отличие от оловянного завершающего рудный процесс полиметаллическое оруденение устойчиво фиксируется минимумами значений  $K_{pk}$ . При наложении этой стадии на оловорудные тела или на породы в непосредственной близости от них происходит частичное сглаживание петрофизического контроля рудных тел с оловянной минерализацией.

В результате анализа взаимосвязей геохимических и петрофизических характеристик выявлена важная роль различий физико-механических свойств пород при формировании и локализации промышленных рудных тел ме-

метасоматиты; 7 — сланцы кварц-полевошпат-амфиболитовые, биотит-кварцевые; 8 — тонкое переслаивание сланцев с мраморами, пироксеновыми скарнами; 9 — сланцы графитовые.

сторожения.

Сформулируем основные выводы.

1. В истории формирования структуры крупного месторождения выделяется несколько этапов: первый — регионального морфизма, второй — связанный с внедрением массива гранитов рапакиви, который характеризуется полистадийностью развития и неоднократной сменой геодинамических режимов. В продуктивную стадию оловянные руды более интенсивно формировались в блоках субширотным (продольным) сжатием и меридиональным или диагональным растяжением.

2. Близость ориентировок главных осей напряжений известковых апомагнезиальных скарнов (пироксеновые и гранатосодержащие), наложенного на них оловянного оруденения (при слабом проявлении процессов амфиболитизации) и II фазы гранитов рапакиви, по-видимому, обусловлена единым процессом формирования этих скарнов и связанных с внедрением второй и, возможно, третьей фаз гранитов рапакиви.

3. В локальном плане расположение рудных тел контролируется зонами пород с различными фильтрационными и упруго-прочностными свойствами, что обуславливает петрофизический контроль оруденения. Оловорудные тела локализируются в породах, характеризующихся средними значениями  $P_z$  (2—7%),  $A$  (2—2,5%) и имеющих максимальную плотность.

4. Наиболее информативным петрофизическим параметром является  $K_{pk}$ . В поперечном сечении скарновой залежи положение оловянных рудных тел фиксируется резким перепадом значений, а полиметаллических — минимума. Различное поведение  $K_{pk}$  в рудных и безрудных сечениях позволяет рекомендовать применение комплексного петрофизического коэффициента при проведении поисковых работ на оловянное оруденение в скарнах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Звягинцев Л. И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование. — М.: Наука, 1978.
- Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. — М.: Недра, 1979.
- Старостин В. И. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений. — М.: Недра, 1984.
- Старостин В. И., Владимиров В. Д. Геодинамические и петрофизические условия

- рудообразования в палеовулканах центрального типа // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1985. № 6. С. 41—52.
- Хазов Р. А. Металлогения Ладозско-Ботнического геоблока Балтийского щита. — Л.: Наука, 1982.
- Хркович К., Старостин В. И., Шатагин Н. Н. Петрофизический метод при поисках жильных рудных тел (полиметаллическое месторождение Злетово) // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1983. № 6. С. 35—42.

Принята редколлегией 22 декабря 1987 г.



## СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.762/.763.022.4+[561:581.3](571.54/.55-11)

А. А. СИРОТЕНКО (ПГО «Читагеология»)

## Опыт палинотратиграфических исследований верхнего мезозоя Восточного Забайкалья

Восточное Забайкалье — крупный регион (около 60 тыс. км<sup>2</sup>), расположенный на юго-востоке Читинской области, в междуречье Шилка и Аргунь, и составляющий большую часть Аргунской зоны Монголо-Охотского складчатого пояса. Пресноводно-континентальные вулканогенно-осадочные образования верхнего мезозоя выполняют здесь разобщенные вулканотектонические структуры и наложенные на них грабен-синклинали.

Со стадиями тектонических движений позднего мезозоя связаны гранитонные интрузии и субвулканические породы, к которым приурочены различные эндогенные рудопроявления. Для определения критериев целенаправленных поисков необходима разработка детальной стратиграфической схемы верхнего мезозоя региона.

В 1962 г. Ю. П. Писцовым предложена стратиграфическая схема, которая использовалась почти без изменений до конца 70-х годов. Схема касалась в основном угленосной серии нижнего мела и частично образований вулканогенной, причем взаимоотношения между ними толковались неверно (помещение аргунской свиты в верхи разреза и др.). Одновременно существовало несколько различных по объемам и датировке выделяемых го-

ризонтов биостратиграфических схем, составленных палеонтологами на основании изучения моллюсков, филлопод, остракод. Сейчас прибавилась схема по растительным макроостаткам. Есть примеры несопоставимости схем даже по одной группе у разных авторов (по филлоподам — у С. С. Красинца, А. Н. Олейникова и Е. К. Трусковой), что свидетельствует о слабой изученности пресноводной фауны. Имеют место случаи, когда автор очередной схемы без серьезной критической оценки применяет чужой палеонтологический материал, выбирая при этом то, что согласуется с его концепцией, и игнорируя все, что ей противоречит, создавая иллюзию комплексности исследований.

Механическое использование традиционных ошибочных взглядов при изучении новых групп ископаемых остатков приводит к неверной интерпретации их стратиграфического значения. Так, комплексы остракод в 70-х годах датировались С. М. Синицей по моллюскам, хотя в то время уже назрела необходимость в ревизии биостратиграфических материалов по этой группе; комплекс насекомых *Proameletus* — *Samarura* по филлоподам отнесен В. В. Жерихиным к апту — альбу [2], а для объяснения его архаичности привлечена версия о горном рефугии, хотя



ные в одноименных грабенах. В некоторых разрезах Балейского грабена выявлено повышенное содержание *Classopollis*, что характерно для ундино-даинской серии. Обоснование позднеюрского возраста балейского палинокомплекса [5] имело принципиально важное значение для решения одной из узловых проблем стратиграфии верхнего мезозоя рассматриваемого региона. Новые палинологические материалы по Оноховскому и другим грабенам Ундино-Даинской структуры свидетельствуют о том, что и они сложены преимущественно верхнеюрскими и частично переходными к нижнемеловым отложениями. Многообразие палинокомплексов, отражающих разновозрастные типы флор и растительных формаций, дает основание предполагать, что тургинская серия в какой-то мере является искусственным объединением частей различных серий.

Стратиграфический разрез верхнего мезозоя завершается кутинской свитой, представленной отложениями терригенной формации, с которыми связаны месторождения бурого угля. Она выполняет наиболее погруженные части грабен-сиклиналей и согласно залегает на тургинской серии. По мнению большинства палеонтологов, возраст свиты раннемеловой. Палинологическая характеристика ее, по сравнению с другими стратонами, отличается значительно большей полнотой: богатые и разнообразные по составу палинокомплексы установлены во всех крупных впадинах, по всему разрезу свиты.

Становление нового типа поздне-мезозойской флоры, начавшееся, вероятно, во второй половине тургинского времени, в кутинское достигает апогея. Повсеместное распространение получили типичные раннемеловые растительные формации, почти полностью вытеснившие характерные для юры сообщества, отдельные представители которых сохранились лишь в экологических нишах. Кутинский эволюционный уровень ознаменовался появлением пыльцы первых покрытосеменных монотипного рода *Asteropollis asteroides* Hedl. et Norr., расцветом папоротникообразных, мохообразных, голо-семенных семейств *Schizaeaceae*, *Polypodiaceae*, *Sphagnaceae*, *Cupressaceae*,

*Podozamitaceae*. В суммарном палинокомплексе насчитывается до 50 характерных видов (из перечисленных семейств и формальных родов). Многие из них имеют планетарное распространение в отложениях нижнего мел. 10 видов *Cicatricosisporites* (в это формальный род включены роды *Ruffordia*, *Pelletieria*, *Anemia*), 12 — *Lygodium*, 8 — *Aequitriradites*, *Couperiporites*, *Cooksonites*, по 2—3 вида *Sphagnumsporites*, *Gleichenioidites*, *Leptolepidites*, *Foraminisporites*, *Chomotriletes*, *Podozamites*, *Cupressacites* и др.

Группа переменных доминантов палинокомплексах, свойственных, к правилу, автохтонному или субавтохтонному типам захоронения миоцено включает более 20 характерных видов, принадлежащих к родам *Sphagnumsporites*, *Densoisporites*, *Cicatricosisporites*, *Lygodium*, *Cingulatisporites*, *Podozamites*, *Cupressacites* и др.

Многочисленные палинокомплексы кутинской свиты, выделенные в различных частях региона, различаются по составу основных компонентов. Прослеживается неоднократное появление адекватных спектров на разных стратиграфических уровнях и разнообразие их на одном уровне, что свидетельствует о многообразии ландшафтно-фитоценологических и тафономических обстановок, в которых существовали одновременно менялись во времени.

Палинологические данные позволяют пока рассматривать кутинское время как единый крупный этап в развитии поздне-мезозойской растительности, как единую экосистему. Для выделения более мелких фитоценозов необходимы детальные экостратиграфические исследования.

Положение кутинской свиты и ее аналогов в общей стратиграфической шкале на уровне яруса трактуется по-разному. В. А. Вахрамеев, И. З. Котова [1] отложения с остатками покрытосеменных *Asteropollis asteroides* (кутинская свита, Северо-Западное Забайкалье) датируют барремом — аптом. По мнению В. А. Красиловой, А. П. Расницына [4], вся биота здесь, кроме покрытосеменных, типично неокеновая. Предполагается, что *A. asteroides* найденный вместе с другими покрытосеменными в альбе Оклахомы (США), Австралии и Европы, в Центральной

Азии появляется в неокено. К этому можно добавить, что в данной свите большую роль играет юрская пыльца юрских *Protoconiferus*, *Piceites*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus*, папоротников *Oniopteris* и незначительную — глейхениевые, что характерно для палинокомплексов неокена Сибири.

Отложения верхнего мела в Забайкалье практически не изучены в связи со сложностью вычленения их из кайнозойских толщ. Они установлены по палинологическим данным пока в двух районах за пределами площади стратиграфических исследований и в схеме не рассматривались. В междуречье Онон и Хила верхнемеловые отложения (глины, галечники с песчано-глинистым заполнителем) закартированы в виде небольших пятен на обширной площади в пределах мезозойского Сунтуй-Хилинского грабена.

В ряде мест Оловской впадины скрыта песчано-глинистая толща, залегающая на коре химического выветривания и сформировавшаяся за счет продуктов ее перемыва. А. М. Блох, И. З. Котова (1967) объединили эти отложения в байгульскую свиту. На восточном месторождении тугоплавких и огнеупорных глин в полосе развития мощных кайнозойских отложений выделен наиболее выразительный (реперный) поздне-меловой палинокомплекс, который представляет собой резко отличающийся от кутинского кайнофитный тип палинофлоры. Ее ядро составляет группа ключевых таксонов (по терминологии Е. Д. Заклинской) специфической пыльцы покрытосеменных: *Mancicarpus senonicus* Mitch., *Aquilapollenites* spp., *Tricolpites* sp., *Duplosporis borealis* Chlon., *Translucentipollis regulatus* Chlon., *Fibulapollis mirificus* Chlon., *Tricolpites* sp., *Kupriani-*

Эту группу дополняют ряд форм, являющихся характерными компонентами поздне-меловых палинофлор многих регионов: *Balmeisporites glenelgensis* Cook. et Dett., *Ansaites cristatus* (Sten.) Bratz., *Dictyotriletes samoilovitsche* Griaiz., *Stenozonotriletes radiatus* Chlon., *S. dedaleorimosus* Frad., *Klukisporites visibilis* (Bolch.) Bolch., *Anemia crimensis* Bolch., *Phyllocladidites* spp., *Marsupipollenites* sp., *Ditycha viluica* Frad. Обилие и разнообразие пыльцы таксодиевых, в том числе болотного кипариса, спор папоротникообразных свидетельствует, по-видимому, о гумидном характере экосистемы.

Последовательно сменяющие друг друга палинокомплексы юры и мела Восточного Забайкалья с полным основанием можно считать эталонными. Они имеют первостепенное значение не только для стратификации, корреляции и датировки отложений в пределах региона, но могут быть использованы для разработки унифицированной стратиграфической схемы всего Забайкалья.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрамеев В. А., Котова И. З. Древние покрытосеменные и сопутствующие им растения из нижнемеловых отложений Забайкалья // Палеонтол. журн. 1977. № 4. С. 101—109.
2. Жерихин В. В. Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов. — М.: Наука, 1977.
3. Ильина В. И. Палинология юры Сибири. — М.: Наука, 1985.
4. Красилов В. А., Расницын А. П. Уникальная находка: пыльца в кишечнике раннемеловых пилильщиков // Палеонтол. журн. 1982. № 4. С. 83—96.
5. Сиротенко А. А., Симонов Ю. И. Новые данные о позднеюрском возрасте балейской и даинской свит Балейского грабена // Зап. Забайкальский фил. Геогр. о-ва СССР. 1981. Вып. 110. С. 115—120.

Принята редколлегией 30 ноября 1987 г.

ДК 504.8:551.762(47+57)

Л. ПРОЗОРОВСКАЯ (ВСЕГЕИ)

#### Расчленение юрских отложений Юга СССР по брахиоподам

Брахиоподы до недавнего времени не считались перспективной группой для стратиграфического расчленения ме-

зозойских отложений. Однако в последние годы в нашей стране и за рубежом появляется все больше работ,



Схема выходов юрских отложений:

1 — Северо-Западный Кавказ; 2 — Западная Грузия;  
3 — Северная Армения; 4 — Нахичевань; 5 — Юго-Восто-

чная Армения; 5 — Большой Балхан; 6 — Тува;  
7 — Копетдаг; 8 — Кугитанг

опровергающих данное мнение и доказывающих большие возможности использования брахиопод для подразделения мезозойских и в частности юрских образований, в том числе Юга СССР [1, 3, 5, 6], а также для корреляции, в первую очередь, внутрирегиональной.

В морских юрских отложениях Юга СССР, а именно: в Северной и Юго-Восточной Армении, Нахичевани, Западной Грузии, западной части Средней Азии, а также (по данным В. П. Камышана [1, 2]) на Северо-Западном Кавказе брахиоподы имеют широкое распространение. В большей или меньшей степени ими охарактеризованы все ярусы юры, обнажающейся в указанных районах (рисунок). Однако каждому из них свойственны в основном свои ориктоценозы различного систематического состава, что значительно затрудняет межрайонную корреляцию и установление региональных стратиграфических подразделений по брахиоподам. Тем не менее нам удалось выделить по ним ряд местных биостратонов, являющихся различными биостратиграфическими зонами (чаще всего акме-зонами) как комплексными, так и монотаксонными. Поскольку сейчас не представляется возможным по брахиоподам расчленять весь разрез или большую его часть на самостоятельные биостратоны (их обычно выделяется лишь несколько в объеме полного разреза), мы устанавливаем биостратоны пока в качестве вспомогательных биостратиграфиче-

ских подразделений и называем с. . . [3, 5].

Корреляция выделенных стратон с подразделениями общей стратиграфической шкалы показала, что они весьма изменчивы: от подъяруса стандартной аммонитовой зоны, из которой даже до части последней. Совместное нахождение брахиопод и аммонитов позволяет устанавливать стратон иногда даже более дробные, стандартные зоны (хр. Кугитанг). При этом следует иметь в виду, адекватность объемов и границ дробных стратон и таковых стандартных аммонитовых зон в значительной степени условна. Это объясняется только принципом установления стратон по разным группам организмов, недостаточной изученностью данных вопроса.

В случаях, когда установить по брахиоподам самостоятельные подразделения невозможно, для ряда интересных разрезов нами выделялись типичные комплексы брахиопод, свойственные подразделениям того или иного ранга общей стратиграфической шкалы. В последней мы приводим только стандартные зоны, которые известны на Юге СССР и с которыми мы не коррелировать стратон или типичные комплексы брахиопод (таблица).

Северо-Западный Кавказ. Расчленение юры по брахиоподам здесь разработано главным образом В. П. Камышаном [1, 2, 5]. Наиболее древние брахиоподы известны из верх-

него яруса, где они представлены двумя ассоциациями [2]. Нижняя ассоциация позволяет выделить слои с *Spiriferina walcotti*, верхняя состоит из типичных *Salgirella*, *Piarorhynchia*, *alpellirhynchia*, *Tetrarhynchia*. Нижний плинсбах охарактеризован также двумя комплексами. В нижней части подъяруса можно выделить слои с *Spiriferina angulata*, в верхней — слои с *Spiriferina alpina*. Своеобразная ассоциация, состоящая почти исключительно из эндемичных видов *Homoeorhynchia*, *Curtirhynchia*, *Ptyctorhynchia*, *Pseudogibbirhynchia*, встречается в верхней половине стандартной зоны *Dumortieria levesquei* верхнего тоара.

В отдельных разрезах в интервале нижнего аалена — верхний байос В. П. Камышаном [1] установлен ряд биостратонов, названных им также слоями. Это слои с *Capillirhynchia urupensis*, примерно отвечающие нижней части зоны *Leioceras opalinum*, слои с *Trichorhynchia renngarteni* в верхах стандартной аммонитовой зоны, из которой. В верхнем аалене им выделяют слои с *Rhynchonelloidea formalis*, с *Pseudogibbirhynchia varians* и с *Sphenorhynchia rubrisaxensis* в объеме зоны *Ludwigia murichsonae*; слои с *Pseudogibbirhynchia plicata*, условно соответствующие зоне *Graphoceras concavum*. В ряде разрезов нижнего байоса указанным автором установлены слои с *Leptorhynchia crossi* и с *Pseudogibbirhynchia plena* в объеме зоны «*Sonnia sowerbyi*», слои с *Rhactorhynchia quadruplicata* и с *Stolmorhynchia pterix* в объеме зоны *Otoites sauzei*, слои с *Stolmorhynchia urupensis* и с *Leptorhynchia inflata* в зоне *Stephanoceras humphriesianum*. В верхнем байосе выделены слои с *Calvirhynchia curvata*, соответствующие примерно стандартной зоне *Strenoceras subfurcatum*.\*

Верхнеюрские брахиоподы, хотя и представляют характерные комплексы [2], однако не позволяют выделять на Северо-Западном Кавказе слои. Вероятно, только к зоне *Macrocephalites macrocephalus* приурочены немногочис-

По мнению К. О. Ростовцева, столь дробное расчленение средней юры здесь недостаточно обосновано, а брахиоподы интервала между *renngarteni*—*plicata* происходят из го- ланта криноидных известняков раннебайосного возраста.

ленные *Lacunosella*, *Cardinirhynchia*, а *Ptyctothyris*, *Goniothyris*, *Tchegemithyris* свойственны нижнекекеловейскому подъярису в целом. Типичный комплекс, состоящий из *Stolmorhynchia caucasica* Uhlig, *Caucasella trigonella* Rothpl., *Sphenorhynchia ferryi* Desl., *Ptyctothyris* spp., *Tchegemithyris tchegemensis* Moiss., *Gusarella gusarensis* Moiss. [2, 6], характеризует зону *Cosmoceras jason*. Зона *Erymnoceras coronatum* содержит только малочисленные транзитные виды, зона *Quenstedtoceras lamberti* — *Rhynchonelloidea*, *Thurmanella*, *Ptyctothyris*. Комплекс, состоящий из *Lacunosella* spp., *Lobidothyris* aff. *zieteni* Lог. и др., отвечает нижнему подъярису оксфорда. Среднему подъярису свойственны *Septaliphoria moravica* Glock., *Acanthorhynchia impressa* Roll., *Ptyctothyris andelotensis* Haas, *Lobidothyris valfinensis* Lог., распространение которых, видимо, соответствует интервалу зоны *Perisphinctes plicatilis*. Комплекс с *Rhactorhynchia pinguis* Roem., *Praecyclothyris moeschii* Haas, *Juralina kobyi* Lог. приурочен к верхней части верхнего подъяруса оксфорда. Весьма типична ассоциация нижнего кимериджа, включающая *Lacunosella visulica* Opp., *L. triloboides* Qu., *Septaliphoria inconstans* Sow., *Lophrothyris subsella* Leym., *Lobidothyris subformosa* Roll., *L. zieteni* Lог.

Северный Кавказ — единственный район на Юге СССР, отложения которого богато охарактеризованы типичными брахиоподами. Здесь установлены три комплекса брахиопод: типичный раннетитонский (*Septaliphoria astieriana* Orb., *Cheirothyris trigonella* Qu., *Ismenia pectunculoides* Schl., *Lobidothyris formosa* Suess, *Postepithyris immanis* Z e u s c h n.); приуроченный к нижней части верхнего титона (*Septaliphoria baksanensis* Moiss., *S. costelanensis* Jac. et Fal., *Postepithyris moravica* Gl., *P. fritzoviensis* Roll.); позднетитонский (*Monticlarella suessi* Zitt., *Septaliphoria salevensis* Roll., *Postepithyris bieskidenensis* Z e u s c h n., *Lobidothyris ex gr. formosa* Suess). Как представляется, большинство из названных комплексов могут служить основой для выделения биостратиграфических зон.

Слои с брахиоподами и типичные комплексы брахиопод в юрских отложениях Юга СССР и их корреляция со стандартными зонами

| Отдел        | Ярус         | Стандартные зоны, выделяемые на Юге СССР | Кавказ                        |                 |                  |                                   | Средняя Азия   |                                    |                        |                |
|--------------|--------------|------------------------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|-----------------------------------|----------------|------------------------------------|------------------------|----------------|
|              |              |                                          | Северо-Западный Кавказ [1, 2] | Закавказье      |                  | Юго-Восточная Армения, Нахичевань | Большой Балхан | Туаркыр                            | Копетдаг               | Кутитанг       |
|              |              |                                          |                               | Западная Грузия | Северная Армения |                                   |                |                                    |                        |                |
| Титонский    | Верхний      | Virgatospinctes transitorius             | Комплекс                      |                 |                  |                                   | Tropeothyris*  |                                    |                        |                |
|              |              |                                          | Комплекс                      |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
|              | Сред.-нижний |                                          |                               |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
|              |              |                                          | Комплекс                      |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
| Кимериджский | Верхний      |                                          |                               |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
|              | Нижний       |                                          |                               |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
| Оксфордский  | Верхний      |                                          | Комплекс                      |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
|              | Средний      | Perispinctes plicatilis                  | Комплекс                      |                 |                  |                                   | Комплекс       |                                    | Loboidothyris* zieten* | Комплекс       |
|              | Нижний       | Cardioceras cordatum                     | Комплекс                      |                 |                  |                                   |                | Septaliphoria tuarkyensis*         |                        |                |
| Батский      | Верхний      | Clydoniceras discus                      |                               |                 |                  |                                   | Комплекс       | Tchegemithyris и Sphaeroidothyris* |                        | Комплекс       |
|              |              | Proecticoceras retrocostatum             |                               |                 |                  |                                   |                |                                    |                        | Septaliphoria* |
|              | Средний      | Tulites tula                             |                               |                 |                  |                                   |                |                                    |                        | Loboidothyris* |
|              |              | Parkinsonia württembergica               |                               |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |
| Байосский    | Верхний      | Parkinsonia parkinsoni                   |                               |                 |                  |                                   | Комплекс       |                                    |                        |                |
|              |              | Garantiana garantiana                    |                               |                 |                  |                                   | Комплекс       |                                    |                        |                |
|              |              | Stenoceras subfurcatum                   | Calceirhynchia cubanensis*    |                 |                  |                                   |                |                                    |                        |                |

Продолжение табл.

| Отдел     | Круж | Подъярус      | Стандартные зоны, выделяемые на Юге СССР | Кавказ                                 |                 |                  |                                   | Средняя Азия   |         |          |          |
|-----------|------|---------------|------------------------------------------|----------------------------------------|-----------------|------------------|-----------------------------------|----------------|---------|----------|----------|
|           |      |               |                                          | Северо-Западный Кавказ [1, 2]          | Закавказье      |                  | Юго-Восточная Армения, Нахичевань | Большой Балхан | Туаркыр | Копетдаг | Кутитанг |
|           |      |               |                                          |                                        | Западная Грузия | Северная Армения |                                   |                |         |          |          |
| Байосский |      | Нижний        | Stephanoceras humphriesianum             | <i>Acanthothyris inflata</i> *         |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Stolmorhynchia urupensis</i> *      |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               | Otoites sauzei                           | <i>Stolmorhynchia dupleryx</i> *       |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Phactorhynchia subquadriplata</i> * |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               | "Sonminia" sowerby                       | <i>Pseudogibbichia plethyncha</i> *    |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Acanthothyris crosst</i> *          |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Pseudogibbichia plethyncha</i> *    |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               | Graphoceras concavum                     | <i>Sphenorhynchia rubrixensis</i> *    |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Pseudogibbichia plethyncha</i> *    |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          |                                        |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
| Нижний    |      | Плоскобасский | Leioceras opalinum                       | <i>Trichorhynchia renngarteni</i> *    | Комплекс        |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Capillirhynchia urupensis</i> *     |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               | Dunortieria levesqui                     | Комплекс                               |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          |                                        |                 |                  |                                   |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          |                                        |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          |                                        |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Spiriferina alpina</i> *            |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Spiriferina angulata</i> *          |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | Комплекс                               |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |
|           |      |               |                                          | <i>Spiriferina walcotii</i> *          |                 |                  | Комплекс                          |                |         |          |          |

\* Слой с . . .



брахиоподовой биоте. Это связано, вероятно, прежде всего, с сильнейшим эндемизмом этой группы фауны, обусловленным ее необычайно чуткой реакцией на малейшие фациальные изменения, со спецификой ее экологии и эволюции, а также со сложностью палеогеографической обстановки территории в юрский период и с затрудненностью связей между отдельными частями Тетического бассейна.

2. Довольно различающийся систематический состав комплексов брахиопод в разных районах затрудняет установление по ним региональных стратиграфических подразделений и проведение межрегиональной корреляции.

3. Выделяемые по брахиоподам биостратоны являются различными по своей природе биостратиграфическими зонами, обычно акме-зонами, как комплексами, так и монотаксонными, которые мы пока называем слоями с... Корреляция их с подразделениями общей стратиграфической шкалы показала, что объем их различен: от подъяруса до стандартной зоны, а иногда даже до части последней. Необходимо отметить значительную условность адекватности объемов и границ слоев с брахиоподами и подразделений общей шкалы.

4. В тех случаях когда выделение по брахиоподам самостоятельных стратонов не представляется возможным,

удалось установить для подразделений общей шкалы того или иного объема типичные комплексы брахиопод.

5. Мезозойские брахиоподы являются весьма перспективной группой для изучения важнейших особенностей его стратиграфии (особенно местной) и структурной и петрологической зональности, установлено широкое развитие вулканических ультрамафитов в Анадырско-Корякской складчатой системе, что позволило рассматривать многие офиолитовые ассоциации как вулканоплутонические.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Камышан В. П., Бабанова Л. И. Среднеюрские и позднерюрские брахиоподы Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма. Харьков: Высшая школа, 1973.
2. Камышан В. П., Долгих Л. Т. Распространение брахиопод. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. — М.: Недра, 1985.
3. Прозоровская Е. Л. Зональное подразделение юрских отложений Юга СССР по брахиоподам // Материалы 5-й Межведомственной стратиграфической конференции. Баку, 1986. С. 114—116.
4. Юрские отложения юрской части Закавказья / К. О. Ростовцев, Е. Л. Прозоровская, В. Я. Вукс, В. С. Беленкова. — Л.: Наука, 1985.
5. Prossorovskaya E. L. Brachiopod biozones of the Jurassic of the South USSR. Actes du 1-er Congrès International sur les Brachiopodes, Brest, 1985 // Biostratigraphie du Paléozoïque. Vol. 4. P. 357—361.
6. Prossorovskaya E. L., Rostovtsev K. O. Jurassic zones of the South of the USSR. International Symposium on Jurassic stratigraphy. Vol. III. Copenhagen, 1984. P. 78—809.

Принята редколлегией 28 сентября 1986 г.



## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК [551.21+551.24]:551.76(571.65)

В. Ф. БЕЛЫЙ, М. Л. ГЕЛЬМАН (СВКНИИ ДВО АН СССР),  
К. В. ПАРАКЕЦОВ (ИГО «Севостгеология»)

### Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР

Территория Северо-Востока СССР, где ярко выражена общая перипацифическая зональность и широко распространены вулканогенные толщи, а структуры, формировавшиеся в процессе вулканической деятельности, очень разнообразны, исключительно

благоприятна для изучения связи вулканизма и структурообразования. В результате геологических исследований, проведенных за последние 30 лет [10], получены новые данные о структурах зоны перехода между Верхояно-Чукотской и Корякско-

Камчатской складчатыми областями, уточнены принципиальные вопросы тектонического положения и природы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, изучены важнейшие особенности его структурной и петрологической зональности, установлено широкое развитие вулканических ультрамафитов в Анадырско-Корякской складчатой системе, что позволило рассматривать многие офиолитовые ассоциации как вулканоплутонические.

На схеме тектонического районирования (рис. 1) показаны важнейшие элементы структуры Северо-Востока СССР, которые в геологической истории региона проявлялись достаточно выразительно и как области, различающиеся по типам и интенсивности вулканической деятельности. Это ортогеосинклинали, андезитовая геосинклиналь, рифтогенные зоны, окраинно-континентальный вулканогенный пояс [4]. Ортогеосинклиналями, вслед за П. П. Леоновым, мы называем геосинклинали, в которых (на ранних стадиях развития) формируются офиолитовые ассоциации. В Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области выделяется Алазейско-Олойская ортогеосинклинальная система, в Корякско-Камчатской кайнозойской — Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская. Они отличаются не только возрастом складчатости, но и характером тектонической зональности. На юго-восточном окончании Алазейско-Олойской системы (в бассейнах рек Юлон и Еропол) показаны палеозойские ортогеосинклинальные складчатые структуры, которые, возможно, являются образованиями ранней консолидации.

В отличие от ортогеосинклиналей с преобладающими толечитовыми базальтами Тайгонская андезитовая геосинклиналь (ТАГ) выполнена вулканогенными толщами островодужного характера (высокоглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы) триасового, юрского и неокенового возраста. ТАГ располагается вдоль границы Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. В качестве рифтогенных структурно-формационных зон на Северо-Востоке СССР, вслед за Л. Л. Красным и М. Тильманом, традиционно выделяются узкие протяженные структуры — Илин-Тасская и Южно-Анюйская, сложенные позднерюрскими — неокеновыми вулканогенно-осадочными и вулканогенными существенно базальтоидными толщами, которые сочетаются с осадочными накоплениями геосинклинального характера, а в Южно-Анюйской зоне входят в состав офиолитовой ассоциации. Зоны образовались на ранней стадии эпигеосинклинального орогенеза в Верхояно-Чукотской складчатой области. Формационное несоответствие их вещественного выполнения орогенному этапу определяется приуроченностью к рифтам, возникшим на орогенном этапе на шовных границах Алазейско-Олойской ортогеосинклинальной системы с Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклинальными системами. К структурам этого типа нами относится также Раучанская зона с андезитовым вулканизмом, представляющая собой рифт того же возраста внутри Чукотской системы.

В Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклинальных системах вулканические формации в составе геосинклинальных отложений резко подчинены осадочным.

Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс, возникший в альбе — сеномане на границе Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей, показан на схеме (см. рис. 1) крапом, отражающим главные элементы его зональности и отношение этой зональности к структурам основания.

Для совместного анализа эволюции вулканизма и развития структуры изучаемого региона нами использованы мелкомасштабные (1 : 2 500 000) палеовулканологические карты, составленные на наиболее характерные «моменты» (для кратких возрастных диапазонов продолжительностью век или часть века) мезозойской истории региона. Разработка принципов построения и составление этих карт начаты нами [7] одновременно с работами по созданию палеовулканологических карт СССР масштаба 1 : 5 000 000 для возрастных диапазонов в два-три геологических периода [12]. Комплекты палеовулканологических карт для кратких и длительных возрастных



ствии с Атласом литолого-палеогеографических карт СССР [1]. Дополнительно изображаются вулканические гряды — островные вулканические дуги и их продолжение на суше. Дано палеотектоническое районирование, предусмотрено отображение геодинамических обстановок и их индикаторов, включая тип синвулканического регионального метаморфизма. Показаны интрузивные тела, синвулканические и уже размывающиеся, образовавшиеся в близкую предшествующую эпоху.

Вулканический ареал определяется нами как площадь, на которой вулканические накопления составляют не менее 10 % общей мощности отложений соответствующего возраста. Вулканические накопления в каждом своем ареале образуют естественную ассоциацию горных пород. Термин «естественная ассоциация изверженных пород», который употреблялся А. Н. Заварицким преимущественно при характеристике районов новейшего вулканизма, уместен и для обнаруживающих петрохимическое родство древних вулканических пород. Накапливаясь в течение определенного этапа развития, такие ассоциации образуют ту или иную магматическую формацию. Иногда состав формации и слагающей ее ассоциации горных пород качественно совпадает, но в целом соотношения между ними такие же, как между осадочной формацией и породной ассоциацией в литологии.

Структуры вулканических полей: 1) изометричные отрицательные простые и сложные (кальдеры, кальдерообразные структуры оседания, прикальдерные и прикупольные депрессии, кольцевые интрузивно-эффузивные комплексы); 2) купольные; 3) простые и сложные, преимущественно линейные вулкано-тектонические (простые грабены и приразломные прогибы, моноклинали, грабен-синкли-

нали, магматогенные поднятия, вулкано-тектонические прогибы).

Наиболее характерные стадии эволюции вулканизма и формирования главных тектонических элементов веро-Востока СССР отражены на палеовулканологических картах масштаба 1:2 500 000, составленных в норийского века позднего триасового века поздней юры, готерского века, среднего и позднего албского века (ранний мел). На основе этих карт нами составлены палеовулканологические схемы региона (рис. 2, 3).

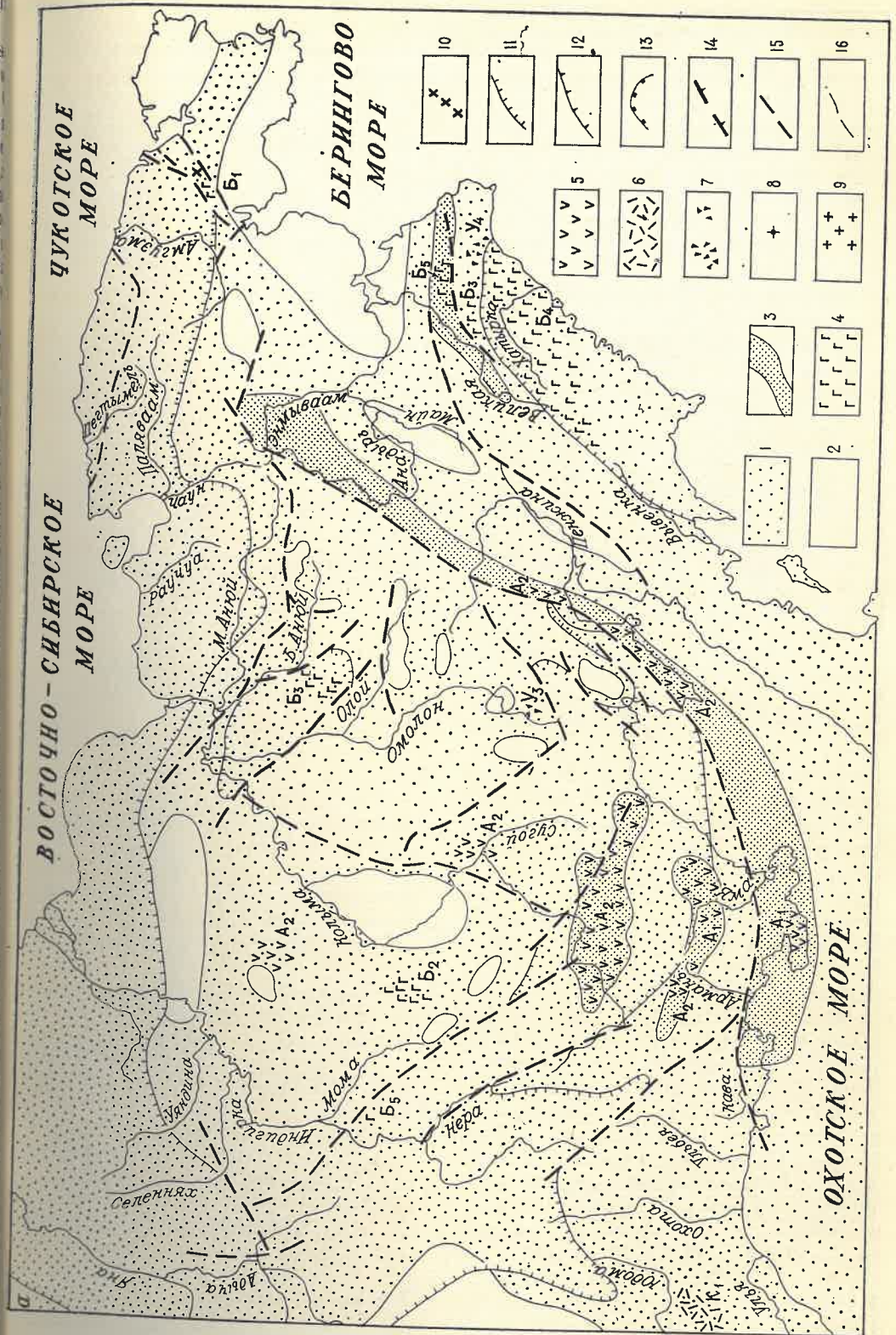
**Поздний триас, норийский век** (рис. 2, а). В мезозойской истории веро-Востока СССР норийский век выделяется как время интенсивного проявления вулканизма на фоне общей трансгрессии в условиях редифференцированных геосинклинальных погружений. Контрастность погружений была особенно свойственна внутренней зоне Анадырско-Корякской складчатой системы, где верхнетриасовые отложения местами имеют стостромовый характер. По распространению на п-ове Кони норийских туфов, тефроидов (в том числе зольных туфов) высокоглиноземистых зальтов, андезибазальтов и андезитов на п-ове Тайгонос дораннеюрских и туфов андезибазальтов и андезитов, а также по широкому развитию веретриасовых тефроидов высокоглиноземистых базальтов и андезитов на п-ове Валижген, в бассейне р. Ва на левобережье р. Анадырь, в долине р. Кутинская выявлена, по-видимому, наиболее древняя в геологической истории региона крупная зона островного андезитового вулканизма — Таловско-Майнского андезитовая геосинклиналь.

К юго-востоку от ТАГ, на месте временных структур Пенжинского прогиба и Таловско-Майнского поднятия и как бы на продолжении Эскимосского срединного массива, существовало поднятие, сложенное маломощ-

Рис. 2. Вулканизм и геологические структуры триасового и юрского этапов развития Северо-Востока СССР:

а — поздний триас, норийский век; б — поздняя юра, волжский век; палеогеографические обстановки: 1 — море, 2 — суша, 3 — вулканические гряды, в том числе островные дуги; ареалы вулканизма: 4 — базальтового, 5 — андезитового, 6 — кислого, 7 — ультраосновного, 8 — целочного типов; синвулканические интрузивные проявления: 9 — габбро-гранит-

ная серия, 10 — гипербазиты; структурные типы: 11 — геосинклинальные прогибы, 12 — вулкано-тектонические прогибы и грабен-синклинали, 13 — кальдеры и кальдерообразные депрессии, 14 — глубинных разломов — предполагаемые палеосмофокальные зоны, 15 — прочие глубинные разрывные нарушения; 16 — границы вулканических провинций; индексами обозначены вулканические провинции (см. таблицу)





континентальными и шельфовыми отложениями. Далее в бассейне р. Ваеги и на правом берегу р. Березовая-Майнская прослеживается зона морских терригенных отложений с олистолитами палеозойских образований, возможно, фиксирующая положение бывшего континентального склона. Еще далее к юго-востоку, в бассейнах рек Хатырка и Вывенка, находилась обширная глубоководная область кремненакопления и спилитового вулканизма. Вдоль северной границы области намечается зона с бонинитами и трахибазальтами, а непосредственно за ней Кэнкэрэнская вулканическая дуга с контрастной базальт-андезит-риолитовой ассоциацией [9]. Эти вулканические сооружения сходны с современными островными дугами, выдвинутыми в океан.

В тылу ТАГ располагалась Верхояно-Чукотская область морского терригенного осадконакопления. Вулканизм здесь проявлен менее интенсивно и по-разному в различных геологических структурах. В Яно-Колымской системе распространены базальт-андезит-базальтовая и преимущественно андезитовая ассоциации. В юго-восточной части системы, по-видимому, возникали небольшие (длиной до 300 км) островные вулканические дуги. Для Алазейско-Олойской системы была характерна вулканическая ассоциация базальтового типа, в том числе анальцимовые базальты. В пределах Омогонского срединного массива известны пикриты и авгититы. На востоке Чукотской складчатой системы вдоль ее границы с Эскимосским срединным массивом выявлена зона базальтового вулканизма с кремнистыми и терригенными отложениями [14], с интрузивными гипербазитами.

**Поздняя юра, волжский век** (см. рис. 2, б). В середине поздней юры Верхояно-Чукотская область мезозойского орогенеза. В Анадырско-Корякской системе в это время закладываются главные геосинклинальные прогибы, устанавливается тектоническая зональность, четко проявленная в ее современной складчатой структуре. Палеотектоническая обстановка на Северо-Востоке СССР в конце поздней юры хорошо сопоставляется с совре-

менным морфоструктурным комплексом Курило-Камчатского и Охотоморского регионов.

Тайгоноская андезитовая геосинклиналь в этот этап развития прослеживается от юго-восточной границы Охотского срединного массива к п-ову Тайнос в виде наземного вулканического сооружения, окруженного холмистыми равнинами. Далее она простирается на северо-восток и приобретает характер островной вулканической дуги, которая в междуречье Палаяваам—Чауна причленяется к Чукотской холмистой суше. В этом же районе, но несколько восточнее намечается небольшое островодужное сооружение северной части хр. Пекульней. Островодужный характер вулканизма выражен в следующих чертах: а) преобладающий тип вулканизма — андезитовый, господствуют базальт-андезит-базальтовая и андезитовая ассоциации вулканических пород значительной мощности (сотни и тысячи метров); б) соотношения лав и пирокластических отложений в разрезах довольно разнообразные (2:1, 1:3); в) в островной части дуги к ним присоединяются осадочные терригенные и смешанные отложения (10—20 %, редко до 45 %); в) наличие специфических пропилитизированных грубообломочных толщ формации «зеленых туфов». Преобладающим типом формирующихся структур были, по-видимому, вулканотектонические грабен-синклинали.

Геосинклинальные прогибы Анадырско-Корякской системы существенно различались между собой в зависимости от их положения относительно ТАГ. Вдоль вулканической дуги, в пределах шельфовой зоны, располагавшейся на месте современного Пенжинского прогиба, формировались прогибы, компенсированные андезитовой и базальтовой тефрой мощностью до 1000 м, поступавшей при извержениях в вулканической дуге. Они достаточно уверенно сопоставляются с преддуговыми прогибами (и структурными террасами), возникающими на океанической стороне современных островных дуг. Далее располагалось Таловско-Майнское поднятие — невулканическая островная дуга, за которой находилась область некомпенсированных

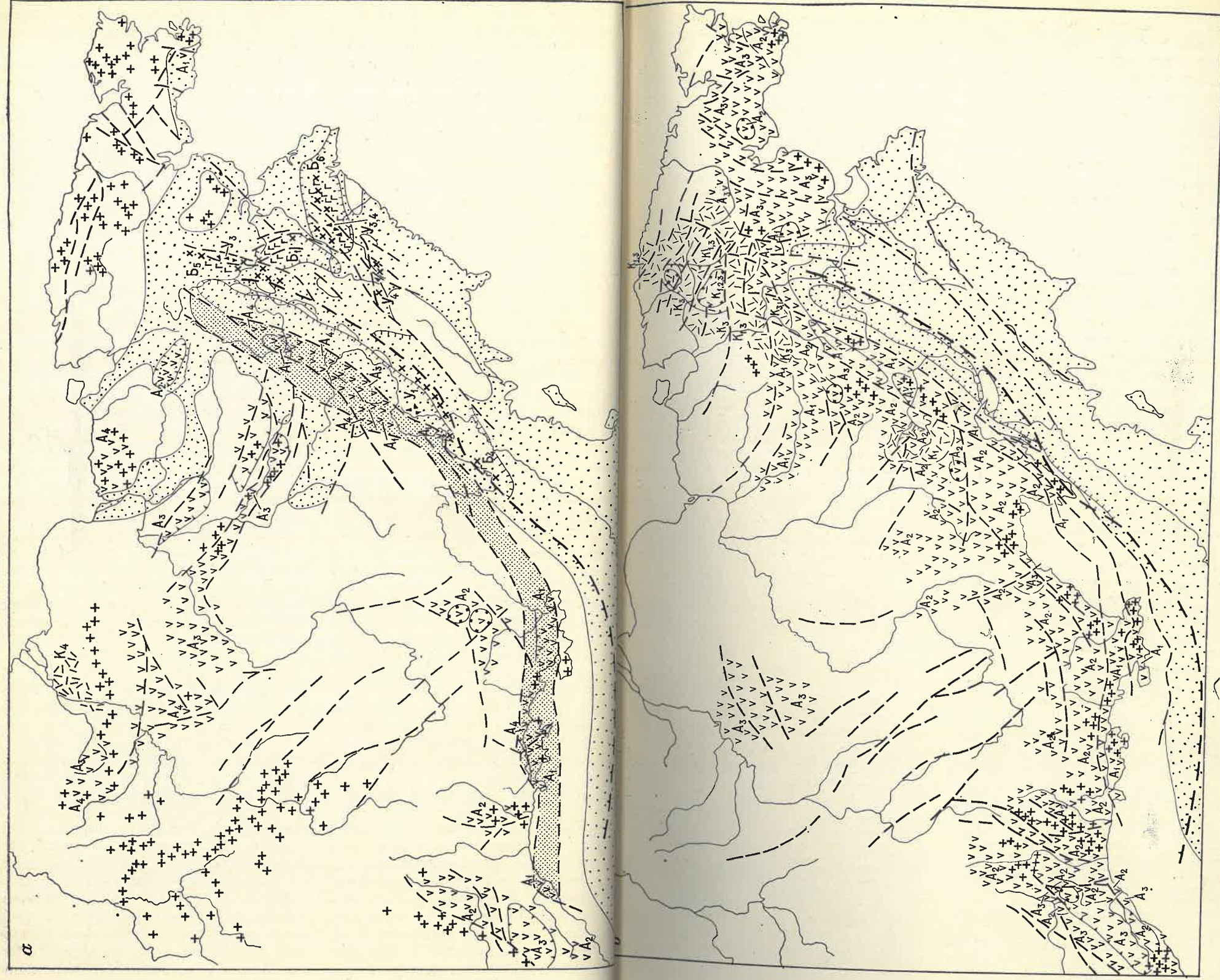


Рис. 3. Вулканизм и геологические структуры раннемелового этапа развития Северо-Востока СССР:  
 а — ранний мел, готерив; б — ранний мел, средний альб; усл. обозн. см. рис. 2

прогибов, палеогеографически выраженных как глубоководные бассейны. Им свойственны кремнистые отложения, а карбонатные и терригенные появляются только на окраинах некоторых из них. Границей между Таловско-Майнской невулканической дугой и глубоководной областью служила долгоживущая Коначано-Куюльская зона глубинных разломов, показанная на палеовулканологической карте как зоны Бенюфа. Область некомпенсированных геосинклинальных прогибов в северной части Анадырско-Корякской системы имела ширину 150—250 км. Далее к юго-востоку четко выделяется зона накопления существенно терригенных осадков (мощностью до 800 м), в которой базальтовые туфы и лавы составляют не более 10 %. Рядом, вероятно, находилась область размыва в виде вулканических островов или крупного поднятия.

В Верхояно-Чукотской области, охваченной эпигеосинклинальным орогенезом, формируются обширные поднятия, а в пределах резко сократившихся морских бассейнов закладываются структуры рифтового типа — Илинью-Тасская, Южно-Анюйская, Раучуанская. В волжское время интенсивным базальтовым (спилитовым) вулканизмом и внедрением гипербазитов выделяется Южно-Анюйская зона, тогда как вдоль юго-западного борта Раучуанской зоны развивался андезитовый вулканизм. Наиболее выразительные проявления эпигеосинклинального вулканизма в обстановке мелкого моря имели место в Олойской зоне: в центральной части одноименного вулканотектонического прогиба среди преобладающих терригенных отложений накапливались лавы и туфы базальтов, а на периферии — андезитовые и дацитовые туфы. К северо-востоку от прогиба, на границе Олойской и Южно-Анюйской зон, известны лейцитовые базальты и лейцититы, а к юго-западу, в пределах Омолонского массива, — трахибазальты.

Вулканические проявления волжского времени на суше мало известны. Крупный ареал андезитового вулканизма отмечается севернее Тауйской губы. Он имеет субширотное простирание и прослеживается от среднего течения р. Яма до верховьев р. Кава.

Здесь в субэвральных условиях формировался вулкано-тектонический прогиб, выполненный породами базальт-андезитобазальтовой ассоциации. Палеогеографически этот район мог представлять собой вулканическое нагорье (плато). Предполагается, что над некоторыми из гранитных массивов Колымского пояса, относимых к позднеюрскому, располагались вулканические аппараты.

**Ранний мел, готеривский век** (см. рис. 3, а). В геологической истории Северо-Востока СССР готерив — время окончания ранней стадии позднеюрского тектогенеза, что отражалось в начинающейся обширной регрессии моря, имевшей региональное значение на Дальнем Востоке [10]. В Верхояно-Чукотской области значительно расширилась суша, но еще существовали морские проливы, соединявшие Палеоокеан и бореальное море; завершалась ранняя стадия эпигеосинклинального орогенеза — стадия накопления нижних моласс. В Анадырско-Корякской системе сокращались глубоководные прогибы, происходило общее обмеление моря — заканчивалась раннегеосинклинальная стадия развития, за которой в середине раннего мела последовало формирование геосинклинальных поднятий, сопровождавшееся складчатостью.

Тайгоноская андезитовая геосинклиналь прослеживается до нижнего течения р. Ульы, т. е. на 150 км западнее, чем в волжское время. В по-прежнему различаются две части юго-западная, представлявшая собой наземное сооружение, и северо-восточная — островная. Преобладающие продукты вулканической деятельности — высокоглиноземистые базальты, андезиты и андезиты, среди базальтов часто наблюдаются субщелочные разновидности. Местами в северо-восточной части формировалась контрастная андезитобазальт-риодацитовая ассоциация. В бассейнах рек Пенжина и Анадыря обильны готеривские интенсивно пилитизированные переотложенные вулканические накопления («зеленые туфы»). На п-ове Тайгонос, где существовал морской залив, часто встречаются вулканогенно-осадочные отложения.

В шельфовой зоне Анадырско-

Корякской системы, располагавшейся перед фронтом ТАГ, накапливались тефры, а также продукты размыва геосинклинальных поднятий Таловско-Майнской невулканической дуги. В примыкавшем к ней с юго-востока непротяженном глубоководном прогибе (р. Куюл) отлагались кремнистые алевролиты и граувакки мощностью до 3 км. По-видимому, глубоководный прогиб волжского времени был уже в значительной мере компенсирован осадконакоплением.

Геосинклинальные прогибы внутренней зоны Анадырско-Корякской системы в бассейнах рек Хатырка, Великая, Научирынай и в пределах хр. Печульной подверглись деструкции, сопровождавшейся активизацией древних и заложением новых разломов, ультраосновным вулканизмом, внедрением альпинотипных интрузий, зеленосланцевым и голубосланцевым метаморфизмом. Продукты ультраосновного вулканизма — преимущественно пикриты (лавы, различные брекчии, гиадокластиты) — накапливались в мелководных условиях; в указанных районах они относятся к завершающей стадии формирования позднеюрской — неокомовой офиолитовой ассоциации. Особое место среди готеривских образований принадлежит гарцбургит-порфировым лавам, экструзивным и эксплозивным брекчиям, слагающим вулканоструктуру горы Длинная на Валижгенском поперечном поднятии во внешней зоне Анадырско-Корякской системы [6]. С определенной долей условности с ними параллелизуются гарцбургитовые брекчии в верховьях р. Хатырка.

Сравнительное рассмотрение геологических, петрографических и петрохимических соотношений вулканических ультрамафитов и гипербазитов офиолитовых ассоциаций полуострова Елистратова и Валижген, хр. Печульной [5, 6] позволяет распространить представление о субвулканической природе и готеривском возрасте на все раннемеловые гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы, отнести их к синвулканическим. Основанием для этого являются: систематическое сонахождение гипербазитовых массивов с кремнисто-вулканогенными и терригенными позд-

немезозойскими (в том числе и готеривскими) образованиями; б) новые данные о близповерхностных, субвулканических, условиях кристаллизации [5] и петрографическом сходстве некоторых из них с вулканическими ультрамафитами; в) результаты проведенного С. А. Федотовым [15] теоретического анализа механизма поднятия к земной поверхности магматических расплавов разного состава. Внедрение ультраосновной магмы в верхние горизонты земной коры и ее извержения возможны в периоды резкого возрастания тектонических напряжений, создающих дополнительное давление на периферические магматические очаги. Таким периодом и был готеривский век, на который пришлось завершение раннегеосинклинальной стадии развития Анадырско-Корякской системы.

В Верхояно-Чукотской области, в тылу ТАГ, выделяются несколько ареалов наземного, преимущественно андезитового вулканизма. Некоторые из них — Олойский, Верхнеседедемский, Арман-Ямский — унаследованы от позднеюрского времени. Верхнемайский и часть небольших ареалов Центральной Чукотки формировались только в неокоме. В готериве, по-видимому, происходило становление большей части гранитоидных массивов Яно-Колымской складчатой системы, началось внедрение гранитоидов чукотского комплекса. В Чукотской складчатой системе отчетливо выявляется фациальная зональность магматизма: в междуречье Малый Анюй — Раучуа вулканические сооружения формировались над мезозональными массивами, сопровождающимися мигматитами и метаморфическими ореолами гранатамфиболитовой фации.

**Ранний мел, средний альб, поздний альб** (см. рис. 3, б). К альбу на обширной территории Верхояно-Чукотской области образовалась гетерогенная кора континентального типа, установился режим общего воздымания. Накоплением моласс и внедрением гранитоидов калиево-натриевого ряда закончилось развитие ТАГ. В Корякско-Камчатской области сохранились основные черты зональности позднеюрского — неокомового этапа развития, в частности, высокой тектонической активностью характеризовалась

Коначано-Куолская зона глубинных разломов (древняя сейсмофокальная зона). В альбе резко усилилось прогибание геосинклиналей Анадырско-Корякской системы. В низовьях рек Хатырка и Укэлаят в позднем альбе возобновился геосинклинальный вулканизм.

На краю континента, как установил Е. К. Устиев, начал формироваться Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП). Приуроченные к нему ареалы наземного вулканизма, расположенные как вдоль, так и вкрест его простираения, далеко выходят за пределы структур ТАГ (см. рис. 1). Общая геотектоническая обстановка формирования ОЧВП, его размещение, исключительно субаэральные условия вулканизма и осадконакопления — признаки, на основании которых он выделяется как окраинно-материковый вулканогенный пояс и противопоставляется закончившей развитие ТАГ. ОЧВП свойственна скоротечность вулканических процессов: главные его структуры сформировались в альбе, к альбу относятся 80—85 % вулканических накоплений, 15—20 % приходится на верхнемеловые образования [2, 3]. В среднем альбе (см. рис. 3, б) преобладает андезитовый вулканизм, в позднем — кислый.

Сложная структурно-петрологическая зональность ОЧВП (см. рис. 3, б) тесно связана с характером структур его основания. На структуры ТАГ наложена внутренняя зона ОЧВП. Здесь преимущественно распространены лавы и туфы высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов мощностью 5—7 км. Определяющие типы структур — грабен-синклинали (в унаследованной подзоне) и магматогенные поднятия (в новообразованной подзоне). В ядрах поднятий находятся габбро-гранитные батолиты и штоки. Эти структуры ориентированы параллельно общему простираению внутренней зоны ОЧВП.

Внешняя зона наложена в основном на структуры мезозойского. Вулканические ареалы на северо-восточном и юго-западном окончаниях ОЧВП выделяются во фланговые зоны. Основание последних принадлежит главным образом к структурам дорифейских срединных массивов (см. рис. 1). Во фланговых

зонах и почти во всех районах внешней зоны андезитовый вулканизм в среднем альбе был менее интенсивным и менее продолжительным, чем во внутренней зоне. Здесь преобладают андезитовая и андезидацитовая (особенно на флангах) ассоциации и в отличие от внутренней зоны почти нет базальт-андезибазальтовой. Кислый вулканизм в позднем альбе характерен почти исключительно для внешней и фланговых зон. Лишь в двух районах внешней зоны ОЧВП устанавливается иная последовательность развития вулканизма. В Анадырском секторе, наложенном на структуры Алазейско-Олоейской ортогеосинклинальной системы среди среднеальбских образований широко распространены высокоглиноземистые базальты, а в составе позднеальбских накоплений преобладают андезиты. В Центральночукотском секторе, наоборот, сначала произошло извержения иго-бритов кислого и умеренно кислого состава; к позднему альбу относятся крупные поля андезитового вулканизма.

Определяющими структурными формами внешней и фланговых зон являются изометричные вулканоструктуры оседания, кальдеры, кольцевые диамитивно-эффузивные комплексы диаметром 50—80 км, грабены и обширные вулканотектонические прогибы — Певово-Тымельский, Ульяновский [2]. Нередко вулканические поля внешней зоны простираются на сотни километров вдоль зон разломов, поперечных общевосточных или юго-восточных.

На палеовулканологических картах альбского века обнаруживается асимметрия в размещении проявлений андезитового и кислого вулканизма. В юго-восточном и южном направлениях ареалы известково-щелочного вулканизма почти не распространяются за современную границу ОЧВП. Анадырско-Корякской складчатой стемой. На севере и северо-западе ОЧВП не имеет четких ограничений за его пределами, на значительных удалениях, в мезозойских известковых карбонатных ареалах андезитовой, андезидацитовой и риолит-трахитовой ассоциаций. Мощность вулканических накоплений и их основность закономерно уменьшаются в направлении от внутренней к внешней зоне ОЧВП.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Последовательное изучение обзорных палеовулканологических карт Северо-Востока СССР, прежде всего, дает возможность сопоставлять закономерности одновременных проявлений вулканизма в обрамлении Тихого океана. В западной части этого обрамления в качестве структур планетарного характера выделяются пояс кайнозойского и современного островодужного вулканизма существенно андезитового типа и окраинно-континентальные вулканогенные пояса (андезитовый и кислый вулканизм) мелового и мелово-палеогенового возраста. Современные островные дуги рассматриваются как образования неотектонического. Если системы глубоководного желоба — островная дуга — окраинное море представляют собой современную геосинклинальную область, как часто считают, то все равно «... есть основания полагать, что современный геосинклинальный план является молодым, развившимся на фоне разрушения структур иных тектонических комплексов» [13, с. 99]. Как показывают анализ палеовулканологических карт, в течение не менее 100 млн лет (норий — готерив) в мезозойской истории региона выделяется зона устойчивого островодужного андезитового вулканизма. Это Тайгоноская андезитовая геосинклиналь, которая не является какой-либо стадией в истории развития ортогеосинклинальных или миогеосинклинальных систем, а составляет единый с ними латеральный ряд. Структурная самостоятельность ТАГ проявляется в геоблоковой модели строения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса [10].

Морфоструктуры региона на протяжении позднего триаса — готерива испытывают эволюцию и инверсии, при этом ТАГ (вулканическая дуга) выступает в качестве наиболее устойчивого (консервативного) структурного элемента. В норийском веке в тылу ТАГ в мезозойских геосинклиналях, в условиях умеренных глубин располагается область интенсивного осадконакопления. Эту область можно сопоставлять с окраинным морем, но в ее структурном плане определяющее зна-

чение имеют северо-западные простираения, типичные для мезозойских, и поперечные к вулканической дуге. В ближайшей к ТАГ части Яно-Колымской геосинклинальной системы устанавливаются непротяженные островные вулканические гряды, для которых нет прямых аналогов в современных окраинных морях. Расположенная далеко впереди фронта вулканической дуги (в Анадырско-Корякской складчатой системе) зона мелкого моря и суши представляла собой бордерленд, сложенный палеозойскими складчатыми структурами. Таким образом, в целом ТАГ в норийском веке по соотношению со смежными структурными комплексами напоминает раннеюрскую Арауканскую зону Чилийских Анд [11] и миоценовую зону зеленых туфов в северо-восточной части о-ва Хонсю [4].

Реконструированное для волжского и готеривского веков сочетание ТАГ с обрамляющими структурными комплексами похоже на положение современных приматериковых вулканических дуг, но при этом имеются и отличия. Мезозойские бассейны, положение которых аналогично окраинным морям, мелководные, в них широко проявился андезитовый вулканизм, а в формирующихся в их пределах рифтовых структурах (Южно-Ануйская зона) известны спилиты и гипербазиты. Базальтовый вулканизм и гипербазиты свойственны также волжским и готеривским геосинклинальным прогибам, которые сопоставляются нами с глубоководными желобами.

Данные о притихоокеанских дугах геологического прошлого расширяют представления о их генетическом и морфологическом разнообразии, полученные при изучении современных вулканических дуг. Помимо Тайгоносской вулканической дуги (ТАГ), на палеовулканологических картах выделяют зоны андезитового, базальт-андезибазальтового, марианит-бонинитового вулканизма, которые по составу вулканических продуктов, характеру и условиям извержений, положению в общей петрографической и палеогеографической зональности также могут быть сопоставлены с островодужными сооружениями. Однако развитие таких вулканических зон не привело к формированию соответствующих геологи-

ческих структур, и они представляют собой вулканические дуги — эфемериды. Тайгоноская вулканическая дуга отличается от них также размером и, главное, длительностью истории развития. Совокупность ареалов норийских бонинитовых и базальт-андезит-риолитовых ассоциаций, расположенных перед фронтом ТАГ и между Эскимосским массивом и ареалами спилитового (океанического) вулканизма, напоминает закономерную приуроченность подобных вулканических накоплений к современным островным дугам, далеко выдвинутым в океан, и некоторым океаническим островам. При этом надо иметь в виду, что в сравнении с современной ситуацией весь ансамбль доальбских вулканических структур Северо-Востока СССР заметно приближен к палеоконтиненту.

В альбском веке подобного ансамбля структур уже нет. Характер вулканизма на окраине континента существенно меняется, формируется ОЧВП. Ареалы спилитового вулканизма и глубоководные обстановки отодвинуты от него далеко на юго-восток, каких-либо признаков сопряженности эвгеосинклинальных прогибов с ОЧВП не наблюдается. Возможно, эта перестройка предшествует кайнозойскому смещению зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану на юго-восток относительно ее положения в мезозое.

Благодаря своему расположению на краю континента, исключительной эффективности субаэрального вулканизма альбский Охотско-Чукотский вулканогенный пояс можно сравнивать с позднекайнозойским Андийским (Чилийско-Перуанским, по [4]). При этом обрамлении этих вулканогенных поясов в историко-геологическом отношении существенно различается. В Чилийско-Перуанском поясе отсутствуют аналоги сложной структурной и петрографической (по общей основности и щелочности горных пород) зональности, которая характерна для ОЧВП. Кроме того, между Чилийско-Перуанским поясом и Тихим океаном находится широкая полоса суши, тогда

как к ОЧВП почти вплотную примыкало мелководное море Анадырско-Корякской геосинклинальной системы.

Несмотря на установленные различия между мезозойскими и современными структурами зоны перехода континент — океан, общие закономерности вулканизма и тектонической зональности оказываются устойчивыми во времени. Модельный механизм, развитый в гипотезе тектоники плит и опирающийся на предположение о субдукции океанической плиты, даже если принять, что это явление существует, применим к объяснению изученной геологической реальности. В частности, необходимо обратить внимание на следующее общее несоответствие. В современной структуре Анадырско-Корякской складчатой системы сохраняется правильная зональность в расположении вулканических структур: норийского, волжского, готеривского возраста, а по заключению, вытекающей из моделей плитной тектоники, эта система должна представлять собой аккреционную призму, где наибольшее перемещение материала происходило бы в альбе, в соответствии с максимальным масштабом вулканизма ОЧВП в этом веке.

Наконец, выявляется роль вулканизма как первородного структурообразующего фактора. Если в Корякско-Камчатской складчатой области проявления во многом определяются развитием разломов на окраине Тихого океана, то в Верхояно-Чукотской складчатой области [8] и особенно ТАГ и ОЧВП [4] механическая активность магматических расплавов (в недрах) и аккумуляция вулканического материала (на поверхности) само по себе обуславливают многообразие геоструктурных форм. В настоящее время глубинная структурообразующая роль вулканизма, связанного с формированием периферических магматических очагов и кристаллизацией расплавов, не поддается сомнению. Несомненно, однако, масштабы его превышают структурообразующий эффект вулканизма, наблюдаемый на земной поверхности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Триасовый, юрский и меловой периоды/Гл. ред. А. П. Виноградов.— М.: Недра, 1968. Т. 3.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.
3. Белый В. Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса//Тихоокеанская геология. 1982. № 3. С. 101—109.
4. Белый В. Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана//Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 23—32.
5. Белый В. Ф., Акинин В. В. Геологическое строение и офиолиты п-ова Елистратова (Петрография ультрамафитов и габброидов. Рудопроявления. Тектоническое развитие).— Магадан, 1985.— Препринт/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР.
6. Белый В. Ф., Гельман М. Л. Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья//Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, 1983. С. 138—150.
7. Белый В. Ф., Гельман М. Л., Паракецов К. В. Проект легенды мелкомасштабных палеовулканологических карт (на примере Северо-Востока СССР и сопредельных территорий).— Магадан, 1982.— (Препринт/СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).
8. Гельман М. Л. Некоторые особенности магматизма Верхояно-Колымского региона//Магматизм складчатых и платформенных

регионов СССР (Алтае-Саянской и Верхояно-Чукотской складчатых систем и Русской платформы). Л., 1981. С. 99—111.

9. Гельман М. Л., Бычков Ю. М. Триасовые вулканы хребта Кэнкэрэн и зональность геосинклинального вулканизма в Корякском нагорье//Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 53—62.
10. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Восток СССР. Т. 8/Под ред. Л. И. Красного и В. К. Путинцева.— Л.: Недра, 1984.
11. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма.— М.: Недра, 1983.
12. Палеовулканологические карты СССР м-ба 1:5 000 000/Т. В. Джанелидзе, В. Л. Масайтис, Н. А. Румянцева и др.//Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986. С. 50—54.
13. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли//Тр. ГИН. 1972. Вып. 234.
14. Тынанкергав Г. А., Бычков Ю. М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения запада Чукотского полуострова//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 698—700.
15. Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 5—16.

Принята редколлегией 25 апреля 1988 г.

УДК 551.243:553.078(235.211)

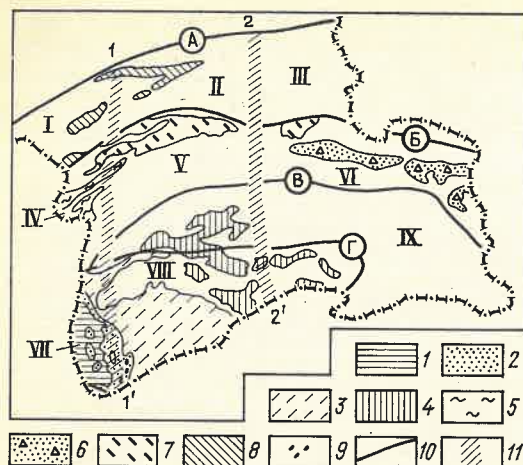
А. АЛИЕВ, Л. В. ИДРИСОВА (Таджикский госуниверситет)

## Структурные особенности размещения магматических и рудных образований Памира

Разновозрастные структурно-фациальные зоны Памира возникли после докембрия вследствие миграции геосинклинальных процессов с севера на юг. Границами зон служат субширотные долгоживущие краевые разломы (И. Е. Губин, 1943; М. М. Кухтиков, 1956; Б. П. Бархатов, 1963), поэтому в современном структурном плане региона преобладают субширотно ориентированные тектонические структуры. Важную роль в геологическом строении Памира играют сквозные системы нарушений [Е. А. Похвиснева, 1972; Л. Н. Афиногенова, 1973; 1, 2]. Последние, согласно М. А. Фаворской, И. Н. Томсону и др. (1968, 1974), представляют собой линейные зоны древнего заложения повышенной

проницаемости, характеризующиеся геологическими, геохимическими и геофизическими аномалиями, а также дискретно расположенными участками длительной магматической и тектонической активности. Иногда подобные зоны являются рудоконцентрирующими, в их пределах локализуются крупные рудные объекты.

В настоящей статье рассматривается влияние сквозных рудоконцентрирующих структур на размещение докембрийских отложений [3, 7], а также магматических и рудных образований [В. И. Буданов, 1963, 1964; 5, 6, 7]. Характер распространения докембрийских отложений (рисунок) в целом отвечает тектонической схеме, предложенной И. Е. Губиным (1943),



Структурно-фациальные зоны, блоки и размещение докембрийских отложений Памира:

1 — горанская серия (AR); шахдаринская серия (AR); 2 — хорогская свита, 3 — даршайская, шугнанская, врангская, друмдаринская свиты; 4 — аличурская серия (PR); 5 — шинадская серия (PR); 6 — музкольская серия (PR); 7 — ванч-язгулемская, таш-копская серии (R); 8 — боршитская серия (PR); 9 — гипербазиты даршайского комплекса (AR); 10 — глубинные разломы, разграничивающие структурно-фациальные зоны: А — Северо-Памирский, Б — Ванч-Танымасский, В — Рушанско-Пшартский, Г — Гунт-Аличурский; 11 — сквозные рудоконцентрирующие системы нарушений: 1—1' — Пянджская, 2—2' — Яшилкуль-Зулумартская; блоки, характеризующиеся различным магматизмом и металлогенезом: I, II, III — Северной зоны, IV, V, VI — Центральной, VII, VIII, IX — Юго-Восточной и Юго-Западной

в которой Памир подразделен на Северную, Центральную, Юго-Западную и Юго-Восточную структурно-фациальные зоны. Наиболее широко докембрийские образования развиты в пределах Юго-Западной зоны (здесь известны выходы древнейших из них). В Юго-Восточной зоне они установлены только в ее западной части.

Анализ размещения докембрийских отложений региона показывает, что меридиональные сквозные структуры служили границами, к которым были приурочены дифференцированные движения, обусловившие неравномерное распространение и последующее сохранение древнейших образований. Так, Пянджская сквозная система нарушений ограничивает поле развития горанской серии — самой древней на Памире. К востоку от нее тела архейских гипербазитов не встречаются [3]; они сосредоточиваются только в области распространения хорогской свиты (AR). Восточнее Яшилкуль-Зулумартской сквозной структуры выходы пород архейского возраста не извест-

ны, а отложения аличурской серии (PR) развиты в основном к западу от нее. В пределах Центрального Памира протерозойские метаморфические породы музкольской серии отмечаются только к востоку от этой структуры; к востоку же от нее на территории Юго-Восточного Памира выходы докембрийских отложений отсутствуют.

Таким образом, наряду с широтными разломами, в размещении древнейших пород Памира значительную роль играют две сквозные системы нарушений (Пянджская и Яшилкуль-Зулумартская) из восьми выделенных ранее [2].

Каждая из сформировавшихся в докембрии структурно-фациальных зон протекание фанерозоя отличалась своей историей геологического развития, что отразилось на размещении магматических образований региона. Продукты интрузивной деятельности фанерозойского магматизма с севера на юг становятся более молодыми. В этом же направлении возрастает содержание щелочей в породах, увеличивается площадь распространения кислых разностей магматических пород и т. п. Как отмечают многие исследователи [В. И. Буданов, 1963, 1964; широко развиты в блоке VI, где они представлены различными по составу 6, 7], магматизм каждой зоны характеризуется специфическими особенностями, что свидетельствует о значительной роли субширотных краевых разломов — границ зон.

В то же время размещение магматических образований внутри каждой зоны также неоднородно. Поперечная зональность является результатом также возрастает мощность земной коры. Неоднородность магматизма лумартской сквозных систем нарушений дополняется различиями в оружении как по количеству рудопроявлений, так и по спектру полезных компонентов. Юго-Западная зона разделяется на несколько блоков (см. рисунок), два блока, которые отличаются по возрасту метаморфических пород, соотношению интрузивных и эффузивных проявлений магматизма и его индериантов магматических продуктов. При этом в блоке VII так и по их составу при относительно распространены архейские породы, близком времени образования. Так, в блоке VIII — архейские и протерозойские вулканогенные породы [3], а в блоке VIII — архейские и протерозойские базитовые метаморфиты, в которых отмечаются выходы эффузивов, а также позднелазейского — раннемезозойского возраста. Особенности размещения вулканогенных и плутонических

беднее рудной минерализацией, чем второй.

Юго-Восточный Памир (за исключением крайней северо-западной части) имеет очень сложное строение. Эту территорию при более детальном ее изучении можно разделить на ряд площадей (с различной историей магмо- и рудообразования), разграниченных Зоркуль-Каракульской и Истык-Рангкульской сквозными структурами [2]. Для блока IX характерны отсутствие выходов докембрийских отложений, преимущественное развитие интрузивных массивов, значительная мощность (более 70 км) земной коры, а также наличие многочисленных и разнообразных по набору полезных элементов рудопроявлений. Здесь, как и в блоке VI, в составе магматических пород от более древних к молодым возрастает содержание калия.

Итак, в размещении магматических образований Памира наблюдается как продольная, так и поперечная зональность. Причем если зональность продуктов магматизма с севера на юг выражена в увеличении объема кислых пород, повышении щелочности, а также в омоложении магматических образований, то с запада на восток происходят смена основных разностей кислыми, повышение щелочности с постепенным возрастанием роли калия, получают преимущественное развитие продукты интрузивного магматизма.

Отмеченные особенности подтверждают влияние Пянджской и Яшилкуль-Зулумартской сквозных зон нарушений на распространение магматических пород Памира. Эти структуры играли важную роль и в размещении рудных образований региона: общий металлогенический профиль структурно-фациальных зон (Северной, Центральной, Юго-Западной, Юго-Восточной) был, вероятно, обусловлен спецификой их геологического строения и краевыми долгоживущими разломами, а рудная специализация конкретных блоков определялась сквозными структурами. При этом некоторые типы рудных формаций тяготеют к участкам пересечения краевых разломов и сквозных систем нарушений.

Так, для эвгеосинклинальной зоны Памира характерно колчеданное оруденение с полиметаллами, связанное с

## Характерные особенности магматизма и оруденения блоков

| Блоки                                     | Вулканыты                                                                                                                                                     | Интрузивы                                                                                                                                                                                                                                                    | Оруденение                                                                                                                            |
|-------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Северный Памир</b>                     |                                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                       |
| I                                         | По площади значительно превосходят интрузивы; состав основной (С—Р) с резко выраженным натриевым профилем, в подчиненном количестве присутствуют андезиты (Т) | Натриевая базит-гипербазитовая ассоциация (С—Р), небольшие массивы гранодиоритов и гранитов (С—Р) и дайки габбродиоритов (Т)                                                                                                                                 | Ярко выраженная медно- и серноколчеданная, медно-железорудная, медистые песчаные                                                      |
| II                                        | Имеют преимущественное развитие; состав основной — средний (С—Р) и средний (Т) с калий-натриевым уклоном                                                      | Преобладают гранодиориты, в меньшей степени развиты мелкие тела габбро, в значительной мере — граниты (С—Р), отмечается несколько массивов гранодиоритов (Т)                                                                                                 | Колчеданно-полиметаллическая минерализация и проявления благородных металлов                                                          |
| III                                       | По возрасту и составу аналогичны вулканитам блока II, но занимают значительно меньшую площадь                                                                 | Представлены главным образом крупными плутонами гранитов и гранодиоритов, в меньшей мере кварцевых диоритов (Т), в которых калий преобладает над натрием                                                                                                     | Медно-висмутово-полиметаллические рудные проявления, рассеянная олово-вольфрамовая минерализация и минерализация благородных металлов |
| <b>Центральный Памир</b>                  |                                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                       |
| IV                                        | Занимают примерно равную площадь с интрузивными породами; преимущественно континентальные образования, субщелочные (Na>K) основного и среднего состава (К—Р)  | В основном гранодиориты нормального (К—Na) и в меньшей степени субщелочного (К) профиля (PR, К—Р); древние массивы имеют небольшие размеры и основной состав, молодые — средние размеры и средний — кислый состав                                            | Молибденовая и вольфрамо-молибден-медно-висмутовая с золотом минерализация                                                            |
| V                                         | По возрасту и составу аналогичны вулканитам блока IV, но занимают меньшую площадь                                                                             | Массивы субщелочных гранитов калий-натриевого профиля (К—Р), в меньшей степени отмечаются плагиограниты (К—Р), а также мелкие тела габброидов (PR)                                                                                                           | Небольшие по площади проявления благородных и редких металлов                                                                         |
| VI                                        | По площади уступают плутоническим породам; состав — основные, средние, кислые с субщелочным и щелочным профилем (Е, Р—Т, J—K, Р—N)                            | Преобладают граниты и граносиениты (К—Р, N) натриево-калиевого и калиевого профиля; небольшие массивы (PR) основных пород имеют резко натриевый профиль, в мел-палеогеновых массивах увеличивается содержание калия, а неогеновые становятся резко калиевыми | Медно-висмутово-полиметаллические проявления и редкометаллическая минерализация                                                       |
| <b>Юго-Восточный и Юго-Западный Памир</b> |                                                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                       |
| VII                                       | Слагают хоргоский ортокомплекс (AR) основного состава среди древнейших образований                                                                            | Мелкие тела гипербазитов (AR), а также небольшие массивы гранодиоритов и монзонитов (среди архейских и протерозойских метаморфитов), в которых калий преобладает над натрием                                                                                 | Камнесамоцветное сырьевое молибденовое и вольфрамовое минерализация                                                                   |

## Продолжение табл.

| Блоки | Вулканыты                                                                                                                                                                | Интрузивы                                                                                                                       | Оруденение                                                                                                        |
|-------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| VIII  | Незначительные по площади выходы в северной части блока, представленные субщелочными (калий-натриевыми, натриевыми) породами (Р—N?) среднего — основного состава         | Крупные плутоны (К—Р) ультракислого и кислого состава, щелочного (калий-натриевого) профиля (средне докембрийских метаморфитов) | Рудопрооявления полиметаллов с серебром и редкометаллических пегматитов                                           |
| IX    | Развиты ограниченно; более ранние (Р) имеют основной состав и нормальную щелочность, более поздние (К—Р) преимущественно средний состав и субщелочной (калиевый) профиль | Представлены главным образом субщелочными гранодиоритами и гранитами (К—Р) с повышением роли калия в более поздних дериватах    | Разнообразные и многочисленные олово-вольфрамовые, полиметаллические, сурьмяные, ртутные и другие рудопрооявления |

широко развитыми вулканогенными толщами, а также проявления благородных металлов. Внутри зоны оруденение распределяется следующим образом.

В блоке I ярко выражена медно-медноколчеданная специализация. Здесь широко развиты медноколчеданная, серноколчеданная минерализация вулканогенно-гидротермального генезиса, медно-порфировые, медно-железорудные плутоногенно-гидротермальные проявления и стратиформное оруденение медистых песчаников.

В пределах блока II преобладают рудопрооявления колчеданно-полиметаллической формации с золотом и серебром вулканогенно-гидротермального происхождения. На востоке этого блока отмечаются проявления гидротермальной золото-сульфидной формации, приуроченные к участку пересечения Яшилъкуль-Зулумартской сквозной структуры и Ванч-Танымасского разлома, отделяющего Северную зону от Центральной. К этому же участку тяготеют рудопрооявления золото-серебряной и золото-сульфидной формаций на западе блока III. В восточной части данного блока проявлена минерализация серебро-медно-висмутовой ассоциации «пятиэлементной» формации, которая характерна и для других восточных блоков региона (VI, IX). Кроме того, здесь наблюдается рассеянная редкометаллическая (Sn, W, Mo) минерализация грейзенового, скарнового и пегматитового типов.

Металлогенический профиль Цент-

ральной зоны определяется кварц-молибденитовой, золото-серебряной и редкоземельно-редкометаллической формациями, рудопрооявления которых размещаются по блокам неравномерно.

Блок IV представлен как простыми кварц-молибденитовыми объектами скарнового и гидротермального типов, так и сложной вольфрамо-молибден-медно-висмутовой с золотом ассоциацией вулканогенно-гидротермального происхождения. Блок V относительно беден оруденением. Здесь отмечаются небольшие проявления, относящиеся к гидротермальной золото-серебряной формации и редкометаллическим пегматитам. Блок VI характеризуется редкоземельной и редкометаллической специализацией преимущественно альбититового и пегматитового типов, а также рудопрооявлениями серебро-медно-висмутовой и кварц-золото-сульфидной формаций.

Юго-Западная и Юго-Восточная зоны имеют редкометаллическую специализацию. В блоке VII оруденение практически отсутствует, за исключением незначительной редкометаллической минерализации пегматитового типа. Этот блок перспективен на неметаллические полезные ископаемые — камнесамоцветное и магнезиальное сырье. В пределах блока VIII отмечаются рудопрооявления плутоногенно-гидротермальной серебро-полиметаллической формации и редкометаллических пегматитов.

Разнообразные и многочисленные рудопрооявления наблюдаются в блоке

IX, который характеризуется развитием комплекса рудных формаций — кварц-касситеритовой, кварц-вольфрамитовой, серебро-полиметаллической, боросиликатной, сурьмяно-ртутной и др. в основном гидротермального происхождения. Следует отметить, что размещение оруденения в блоке подчиняется и внутриблоковой зональности, которая, вероятно, обусловлена влиянием Зоркуль-Каракульской и Истык-Ранкульской сквозных структур [2].

Итак, помимо известной продольной для Памира характерна и поперечная зональность, обусловленная влиянием сквозных структур, которые служили барьерами, приведшими к неоднородному распространению магматических и рудных образований внутри этих зон. Кроме экранизирующей (в условиях сжатия), сквозные структуры и краевые разломы играли также магмо- и рудоконтролирующую роль (в условиях растяжения). В последнем случае непосредственно в зоне нарушений или на участках их пересечений преимущественно формировались основные и ультраосновные массивы (например, гипербазиты и габбро даршайского комплекса, развитые вдоль Пянджской сквозной структуры; полоса основных интрузий, приуроченная к Ванч-Танымасскому разлому). Подобную структурную позицию занимают рудопоявления золото-сульфидной, золото-серебряной, вольфрам-медно-висмутовой с золотом и боросиликатной формаций. При этом рудопоявления, как правило, концентрируются на периферии участков пересечений, где крупные гранитоидные массивы отсутствуют, а встречаются скопления тел малых интрузий, субвулканические и вулканогенные образования.

На основании установленных закономерностей нами на территории Памира выделены 12 перспективных участков, по размерам отвечающих рудным узлам и приуроченных к местам пересечения краевых разломов и сквозных систем нарушений. Поскольку участки с благоприятным структурным положением выявлено более

12, последующая разбраковка производилась с учетом их геологического строения и характера магматизма. Семь участков находятся на Южном, остальные — на Северном Памире. Все они характеризуются пересечением нарушений разного порядка — сквозных структур, краевых разломов и более мелких диагональных дизъюнктивов.

Учитывая особенности строения (расположение в пределах сквозных структур или на их пересечении с другими нарушениями) и характер проявления магматических процессов (наличие разновозрастных и разнофациальных продуктов магматизма, отсутствие крупных плутонов), а также аналогичность их геологической позиции с таковой известных рудопоявлений (или рудных полей), в пределах перспективных участков возможно обнаружение рудопоявлений золото-сульфидной, золото-серебряной (Северный Памир), кварц-золото-сульфидной, вольфрам-медно-висмутовой (Центральный Памир), полиметаллической, кварц-касситеритовой, кварц-вольфрамитовой, сурьмяно-ртутной (Юго-Восточный Памир), редкометалльной формаций (Юго-Западный Памир).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиев А. Региональная трещиноватость Памира и ее металлогеническое значение // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 4. С. 916—919.
2. Алиев А. Сквозные зоны нарушений Памира // Сов. геология. 1983. № 2. С. 73—82.
3. Буданова К. Т. Даршайский гипербазитовый комплекс (Юго-Западный Памир) // Изв. АН ТаджССР. Отд.-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1974. № 1 (51). С. 80—85.
4. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана / Р. Б. Баратов, Г. И. Бослер, Я. А. Беккер и др. — Душанбе: Дониш, 1981.
5. Нарикчиев В. В., Стеблева В. М. Особенности магматизма Юго-Западного Дарваза // Сов. геология. 1984. № 2. С. 84—95.
6. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая / Р. Б. Баратов, В. В. Могаровский, В. С. Лутков и др. — Душанбе: Дониш, 1978.
7. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Р. Б. Баратов, В. И. Буданов, К. Т. Буданова и др. — Душанбе: Дониш, 1976.

Принята редколлегией 29 февраля 1988 г.

#### Геология Ладожского озера

Объективная и разносторонняя оценка геологического строения окраины Балтийского щита и природы возникновения внутренних бассейнов, находящихся в зоне перехода к Русской плите, весьма актуальна. Однако применительно к Ладожскому озеру такого рода информация основывалась либо на изучении побережья и островов, либо на анализе региональных геофизических данных. Комплексные геолого-геофизические исследования ВСЕГЕИ дна бассейна позволили получить принципиально новые сведения о строении самой озерной котловины. При этом базовыми были материалы выполненного здесь впервые непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с электронагревным источником, а также высококачественной геолокации, локализации бокового обзора, эхолотирования и геологического пробобора, включая драгирование. В ходе интерпретации использованы известные данные по геологии обрамляющей суши.

Геологическое строение района определяют: наличие рифейской грабен-синклинали, осложняющей пологий склон кристаллического фундамента, и погружение довендского (доваладского) основания к юго-востоку под типично платформенный чехол, сложенный терригенными породами валдайской серии венда и нижнего кембрия (рис. 1).

Кристаллический фундамент сформирован свежескарельскими гранитоидами, мигматизированными и милонитизированными метаслюдными и метавулканогенными породами. Их особенности, а также сопутствующие дискуссионные вопросы архей-нижнепротерозойской стратиграфии рассмотрены в ряде работ [2, 5] и не будут затрагиваться нами в связи с весьма ограниченным (шхерная зона) (см. рис. 1) распространением супракристалльных образований.

В пределах озера находится практически вся площадь рифейской Ладожско-Пашской грабен-синклинали. Лишь на юго-западное и северо-восточное побережья выходят известные краевые ступенчатые ограничения структуры, а на юго-западное — ее апофиза (Пашский грабен) [2, 5, 6]. Положение грабен-синклинали контролируется северо-западным структурным швом, сопровождаемым серией разломов глубокого заложения, которые относятся к Ладожско-Ботнической зоне. Последняя обусловила и локализацию предшествующего образованию впадин постсвежескарельского Салминского массива гранитов рапакиви. Пространственная связь рифейских грабен-синклиналей южной окраины Балтийского щита с поверхностными либо глубинными краевыми частями крупных массивов рапакиви в ассоциации с габбро-анортозитами типична. Вероятно, она обусловлена компенсационными движениями, направленными на достижение изостатического равновесия, нарушенного внедрением низкоплотных пород.

Данные НСП позволили определить площадь развития рифейских пород в северной части Ладоги, выявить особенности их строения и доказать, в частности, принадлежность Валаамских интрузий габбродиабазов к рифейской трапповой формации. Остановимся на этом подробнее.

Рифейская структура выполнена, как и на суше [5, 6], терригенными и вулканогенными комплексами. Залегание рифейских образований в пределах грабен-синклинали близко к горизонтальному, но они отличаются от типично платформенных отложений с практически идеально выдержанным падением. Последнее обстоятельство лишнее раз подчеркивает специфику раннеплатформенного этапа развития, а с методической точки зрения позволяет уверенно диагностировать и обобщать рифейский осадочный комплекс на сейсмограммах. В целом элементы залегания рифейских и нотийских толщ определяются морфологией и блоковой структурой грабен-синклинали, реже возможны бескорневые дислокации. Некоторые крайне пологие своды могут быть следствием внедрения крупных

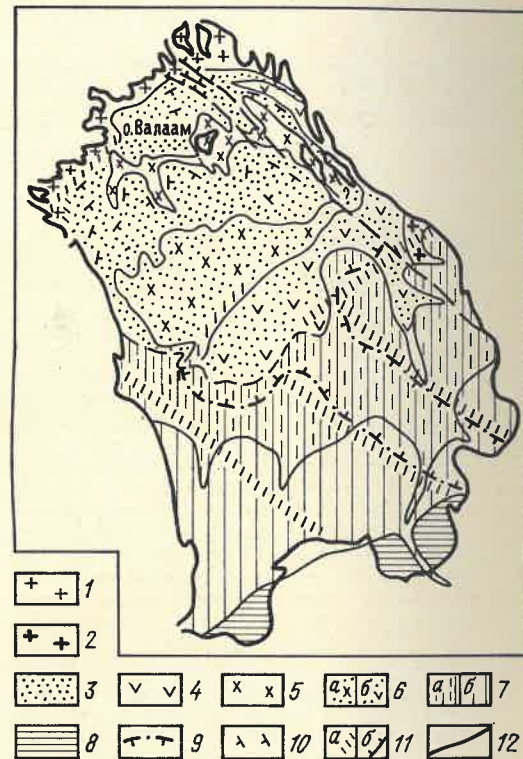


Рис. 1. Схема геологического строения Ладожского озера:

1 — свежескарельский комплекс; 2 — граниты рапакиви; рифей: 3 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — диабазовые и базальтовые порфириды; 5 — габбродиабазы, сиенито-диориты; 6 — образования нерасчлененные с преобладанием: а — габбродиабазов, б — порфиридов; 7 — венд: а — пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины редкинских (?) горизонтов и гдовских слоев, б — алевролиты, глины, песчаники котлинской (номинально) свиты; 8 — нижний кембрий, глины; 9 — граница вероятного широкого распространения траппов под платформенным чехлом; 10 — элементы залегания; 11 — разломы предполагаемые: а — довендские, б — обновленные на платформенном этапе; 12 — береговая линия

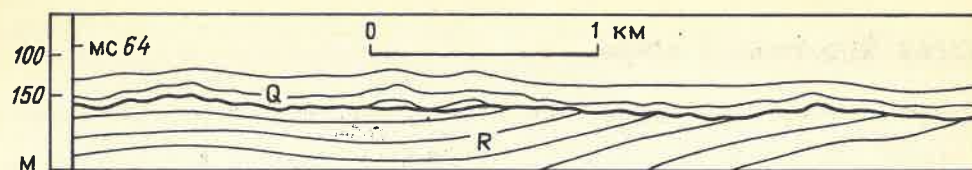


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез

силлов, лакколитов и штоков трапповой формации.

Структура терригенных комплексов отражается на сейсмограммах в виде быстро затухающих параллельных серий осей синфазности с конфигурацией, указывающей на сравнительно постепенно меняющиеся видимые углы падения (рис. 2). Обычно для краевых частей структуры характерны весьма пологие и широкие складки с падением на крыльях до  $2^\circ$ ; на значительных площадях залегание практически горизонтальное. Природа редких зон несколько более интенсивного «смятия» терригенных толщ рифея либо волинской серии венда недостаточно ясна. Последние, вероятно, вызваны различными причинами: воздействием интрузий трапповой формации с дислокациями в верхней части и кровле лакколитов; гляциодислокациями более пластичных отложений перед проксимальными склонами, выработанными в интрузивных породах; поперечными северо-восточными разломами фундамента. Впрочем, такие разломы и связанные с ними выступы скорее ответственны лишь за единичные флексуры северо-восточного простирания. На современном срезе рифейские песчаники, алевролиты и аргиллиты, встреченные при драгировании и в выпячках на отдельных островах, широко представлены в северо-западной наиболее глубоководной части бассейна контрастными морфометрическими характеристиками. Например, диапазон изменений как дочетвертичного, так и современного рельефа достигает здесь 300 м, что считается убедительным доказательством мелко-блокового строения зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты [6]. По нашим же данным, существует четкая взаимосвязь рельефа с распространением различных породных комплексов. Так, основные резкие изменения поверхности дна связаны не со смещениями по разломам, а с редукцией морфо-структур процессами денудации. Наиболее возвышенные участки, создающие максимальные перепады глубин, обязаны гренвиллским расслоенным интрузиям, которые представлены габбродиабазами, переходящими в кварцевые сиенито-диориты и кварцевые габбродиабазы, известными на островах Валаамского архипелага и центральной части Северной Ладоги (К. О. Кратц, 1960). Как следует из данных НСП, наиболее крупный Валаамский силл моложе известных на восточном побережье лав салминской свиты; в северной части Ладоги он внедрялся в толщу перекрывающих эффузивы песчаников. Именно выходы такого рода интрузий обусловили распространение возвышенностей, часто выведенных на общий гипсометрический уровень с обрамляющими поле развития рифейских отложений раннепротерозойскими кристаллическими об-

разованиями. Ряд поднятий гетерогенен, поскольку с дистальной (юго-восточной) стороны от габбродиабазовых выступов сохранились и более полные разрезы рифейских терригенных пород, перекрытых относительно мощными моренными накоплениями. Интенсивные колебания рельефа рифейского субстрата, как правило, связаны с изменениями либо литологического состава, отражающимися на данных НСП резкой сменой волновой картины, либо направления падения терригенных толщ. Специфические для рифея типы записи (акстический фундамент), указывающие на широкое распространение тел трапповой формации, характеризуют главным образом северо-северо-восточную и, в первую очередь, центральную и южную приосевую части дна озера (см. рис. 1). В последнем случае рифейские образования перекрыты платформенным чехлом, представленным породами редкого (?) и котлинского горизонтов венда локально нижнего кембрия. Для них обычна слоистая волновая картина с геометрией отражающих горизонтов, указывающей на общее весьма пологое погружение к юго-востоку. Хотя данные НСП для детального картирования чехла еще отсутствуют, отметим наличие крупных глубоких погребенных врезываемых ложбин в морфологии дна (см. рис. 1). Очевидна и практически полная дегенерация уступа, который во внутренних бассейнах окраины щита связан с денудационным выклиниванием венд-палеозойского чехла.

Ведущую роль в становлении морфологии дна бассейна играло последнее оледенение. Денудационной составляющей рельефообразующих процессов при этом являлась прежде всего мощная экарация, существенно моделировавшая основание ледникового ложа. В донном рельефе и на берегах наблюдается все комплекс классических экарационных форм: «бараны лбы», «курчавые скалы», «желобчатые выпячивания» и т. п. Селективное ледниковое разрушение пород различного состава и возраста (от рифейских до четвертичных) совместно с ледниковой и поздне-последледниковой седиментацией контролировали распределение мощностей четвертичных отложений. Для северной, более глубоководной части бассейна характерен 15–25-м покров четвертичных осадков (см. рис. 2). Увеличение мощности до 75 м наблюдается на северо-западе (юго-восточнее о-ва Валаам), где идентифицированные по акустической жесткости осадки сглаживают крупные неровности в четвертичном рельефе. Кроме того, существенное возрастание мощности рыхлого покрова связано с накоплением тонких осадков в фюрдах, с друмлинами или с заполнением левоврезов на юго-востоке озера. Отметим та-

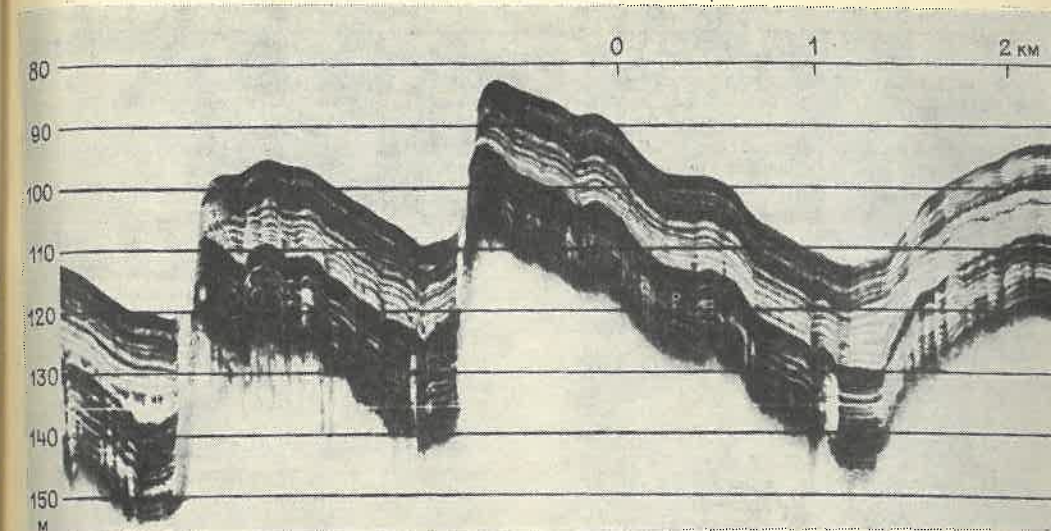


Рис. 3. Сейсмограмма геолокатора

же краевые морены и отложения приледниковых озер, мощность которых достигает 150 м и более [6], образующие береговой уступ юго-восточнее Приозерска и выклинивающиеся на дне, по данным НСП, уже в нескольких километрах от побережья. Остановимся подробнее на отдельных вопросах четвертичного морфолитогенеза в озерной котловине.

На различных батиметрических уровнях отмечается площадное развитие моренных накоплений. Неровная кровля морены фиксируется как «жесткий акустический экран» при геолокационном профилировании. На сейсмограммах НСП регистрируется, как правило, валлообразная (грядовообразная) форма ледниковых отложений. Иногда морена как бы венчает крупные поднятия донного рельефа. Наиболее характерный тип залегания моренных отложений в северной части озера — локализация и резкое возрастание мощности (до 40–50 м) с «теневой» по отношению к генеральному движению ледника стороны выступов пород трапповой формации. В ходе драгирования одного из моренных обнажений на подводном поднятии в районе о-ва Воссина-сари (юго-западнее о-ва Валаам) получены образцы плотных, вязких опесчаненных светлых глин с обильными разноразмерными грубообломочными включениями. В обломочном материале преобладали габбродиабазы и кварцевые сиенито-диориты рифейских траппов наряду с измельченными песчаниками.

На значительных площадях озерного дна развит почти сплошной покров поздне-последледниковых осадков водно-ледникового и озерного генезиса. Молодые рыхлые отложения нередко частично сглаживают неровности субстрата, особенно за счет заполнения впадин и формирования склоновых покровов. Указанные процессы привели к образованию рельефа выровненных аккумулятивных равнин, занимающих наиболее низкое положение в рельефе или платообразно залегающих на

возвышенностях дочетвертичного субстрата. Донная морфоскульптура представлена преимущественно озерно-ледниковыми равнинами, осадки которых идентифицируются с ленточными глинами. Последние составляют нижнюю часть вскрытых на дне разрезов четвертичных отложений, достигая видимой мощности 1,5 м и более. По данным НСП, а главным образом геолокации, общая мощность ритмичнослоистых (ленточных) осадков 10–12 м. Достаточно типичной сейсмологической характеристикой (высоким коэффициентом отражения) обладает кровля ленточных глин. Аналоговая картина «слоистой» записи, скорее всего, связана с литофизическими границами раздела достаточно мощных (1 м и более) седиментационных пачек (групп слоев) внутри единого ленточнослоистого разреза. Анализ сейсмограмм позволяет установить отчетливую структуру заполнения, типичную для осадков озерно-ледникового генезиса. В то же время иногда встречаются абразионно вычлененные массивы ленточных глин, имеющих специфическое «платообразное» залегание на относительно приподнятых участках озерного дна.

Достаточно четко на записи геолокатора и устойчиво в разрезе донных колонок выделяются так называемые надленточные или неслоистые глинистые осадки. Мощность их не превышает 2 м. Вверх по разрезу позднеледниковые отложения постепенно замещаются глинистыми иногда слоистыми озерными осадками, также весьма незначительной мощности. Местами верхняя часть разреза характеризуется резким возрастанием мощности пачки молодых слоистых отложений (рис. 3). Подобные очаги мощной (поздне-последледниковой?) седиментации наблюдаются в запороговых частях фюрдов, например, в заливе Хиденселькя. На современном этапе изучения вопрос заключается в том, накапливалась ли вся мощная толща осадков в условиях озерной седиментации или в состав пачки входят образования дельтового (флювиогляциальная дельта) генезиса.

В заключение проанализируем ряд аспектов, рассматривающих роль тектоники в обособлении котловины Ладожского озера.

Роль активных эпивендских разломов в свете проведенных исследований не представляется весьма существенной, а тем более определяющей как современные очертания Балтийского щита, так и обособление внутренних бассейнов, включая Ладожское озеро. Вместе с тем выявлены единичные зоны, интерпретируемые нами как зоны активных разломов. Это, прежде всего, северо-западная зона, проходящая между островами Валаамом и Сортавалой (см. рис. 1). Она имеет ширину до 6 км и представлена создающими отчетливо асимметричный ступенчатый рельеф разрывами, по которым наблюдаются дислокации осадков позднелайстоценового (голоценового?) возраста. Хотя амплитуды смещения по конкретным дизъюнктивам достигают 70 м (чаще до 30 м), их результирующая не приводит к разновысотному положению крупных смежных блоков. Имеющиеся данные говорят об обновлении древних свекокарельских разломов. Вероятно, реактивизация сопряжена с исторически отмеченными землетрясениями в Северном Приладожье. Выраженность дизъюнктивов может свидетельствовать о реализации горизонтального сжатия. Вместе с тем, весьма допустимо, что в данном случае глубинные напряжения отличались от приповерхностных, связанных с предшествующим оледенением.

Основная роль в обособлении внутренних бассейнов окраины щита, на наш взгляд, принадлежит кайнозойской денудации, в том чис-

ле (в случае Ладожского озера) дополнительной мощной плейстоценовой экзарации с препарировкой рифейской грабен-синклинали. Подобные мнения высказывались в работах [3, 4 и др.], несмотря на доминирующие представления об обособлении таких отрицательных форм вследствие глыбово-блоковых неотектонических подвижек.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7—40.
2. Ладожское озеро / Г. С. Бискэ, А. Д. Лукашов, И. М. Экман и др. — Петрозаводск: Карелия, 1978.
3. Мийдел А. М., Пуура В. А. Проблемы неотектоники северо-запада Восточно-Европейской платформы (геологические аспекты) // Неотектоника и современная динамика литосферы. Таллинн, 1982. С. 140—143.
4. Пуура В. А. К проблемам кайнозойской тектоники и формирования речной сети в Балтоскандии // Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии. Таллинн, 1980. С. 77—81.
5. Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья // Докл. АН СССР. 1970. № 3. С. 660—663.
6. Усикова Т. В., Малаховский Д. Б., Гарбар Д. И. Домикулинские озерные отложения Северо-Западного Приладожья // История озер. Вильнюс, 1970. Т. 2. С. 123—133.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.



## МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.3

В. А. КИРЮХИН, Н. И. ТОЛСТИХИН (Ленинградский горный институт)

### Океанская гидрогеология — проблемы изучения и прогнозы

Гидрогеология нашей планеты состоит из трех взаимосвязанных, но весьма различных частей: гидрогеологии материков, морской гидрогеологии (дна окраинных и внутренних морей) и океанской гидрогеологии (дна океанов). Первая уже имеет большие достижения в разных направлениях, вторая — делает первые шаги в своем развитии, а третья — только зарождается. Поэтому необходим анализ возможных путей становления этого нового направления региональной гидрогеологии — океанской. Подобные попытки предпринимались и ранее [1, 4], одна-

ко новые сведения, полученные при геологическом изучении океанского дна, позволяют более обоснованно рассмотреть вопросы формирования подземных вод этих территорий и сделать соответствующие выводы и прогнозы.

К таким материалам относится обширная информация по результатам гравиметрических, геомагнитных, сейсмических, акустических исследований океанского дна. Особенно ценные данные появились при осуществлении международного проекта глубоководного бурения со специального судна

«Гломар Челленджер» [15]. Многими скважинами полностью пройден осадочных чехол и вскрыт «базальтовый» слой.

Весьма разнообразный и интересный материал получен по химии иловых вод и донным осадкам — седиментогенезу, литологии, геохимии, диагенезу, изотопии, петрологии, петрохимии и др. Большое значение для понимания гидрогеологических процессов в рифтовых зонах имеет обнаружение и изучение гидротерм на дне океанов. Очень важны также данные по химии и температуре вод океанов, их течениям, связи океанских водных масс с атмосферой и другими оболочками Земли.

Ведущая роль в создании и развитии науки — геологии океанов — принадлежит А. Д. Архангельскому, Н. П. Страхову, П. Л. Безрукову, А. П. Лисицыну, Г. Б. Удинцеву, М. В. Кленовой, О. К. Леонтьеву, Н. В. Логвиненко, И. О. Мурдмаа, Р. Диллу, Д. Кеннетту, Ф. Кюнелу, М. Тарпу, Ф. Шепарду, К. Эмери, М. Юингу и др.

Гидрогеологическим проблемам дна океанов посвящены работы Е. А. Баскова [1] и Н. И. Толстихина — по гидрогеологическому районированию; И. Г. Киссина [4], К. П. Караванова и Я. В. Неизвестного — по некоторым особенностям гидрогеологии дна морей и океанов; О. В. Шишкиной [12] — по химии иловых вод; В. И. Кононова [5] — по геохимии гидротерм рифтовых зон. Авторы также рассматривали различные аспекты гидрогеологии дна Мирового океана — эволюцию и районирование гидрогеологических структур, а также некоторые вопросы формирования подземных вод [7].

В предлагаемой статье систематизируются имеющиеся материалы и намечаются наиболее важные проблемы, определяющие гидрогеологические особенности дна океанов.

**Различия гидрогеологии материков и дна океанов.** С точки зрения подземных вод материка и океан — структуры высшего порядка. Различаются они строением земной коры и ее мощностью, гидрогеологическим разрезом, условиями водообмена, режимом подземных вод, их составом и свойствами.

Основными особенностями строения дна Мирового океана являются: наличие только «базальтового» фундамента в основании земной коры (при отсутствии «гранитного» слоя); малая мощность (до 1 км) покрывающей осадочной толщи, нередко выклинивающейся на поднятиях фундамента; широкое развитие в ней вулканитов и базальтовых лав; существование верхнего слоя рыхлых и слабоконсолидированных осадков преимущественно весьма однообразного состава (глинистого, кремнистого, карбонатного и реже вулканогенного); слабая дислоцированность осадочных отложений и практически горизонтальное их залегание; однообразие минерализации и состава подземных вод на огромных расстояниях, нарушаемое выходами гидротерм. По своим свойствам гидрогеологические структуры дна Мирового океана не имеют аналогов среди структур материков и пояса перехода «суша — океан».

**Принципы гидрогеологического районирования дна Мирового океана.** В пределах дна Мирового океана можно выделить гидрогеологические области: подвижные срединно-океанских хребтов и поднятий (ПГО) и относительно стабильные океанские платформы (СГО). Среди этих структур первого порядка выявляются структуры второго порядка — субокеанские массивы трещинных вод (СОМ), субокеанские бассейны вод осадочного чехла (СОБ) и океанские вулканогенные бассейны (ОВБ).

Субокеанские бассейны вод осадочного чехла подразделяются на субокеанские бассейны котловин (СОБк), рифтов (СОБр), желобов (СОБж), прогибов (СОБп). Принципы выделения и особенности названных типов структур рассмотрены в работе [3].

На рис. 1—3 показано распространение основных типов гидрогеологических структур на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов.

Подвижные гидрогеологические области состоят из субокеанских массивов трещинных вод, субокеанских рифтовых бассейнов и океанских вулканогенных бассейнов. Рифтовые бассейны вытянуты вдоль осей ПГО, а СОМ образуют их фланги. Продольные и поперечные разломы сопровож-

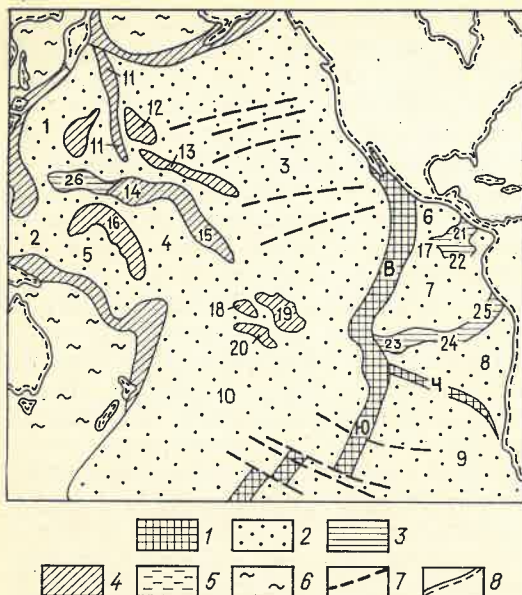


Рис. 1. Схема гидрогеологического районирования дна Тихого океана:

гидрогеологические структуры: 1 — ПГО (В — Восточно-Тихоокеанская, Ю — Южно-Тихоокеанская, Ч — Чилийская); СОБ: 2 — СОБ, 3 — СОМ, 4 — ОВБ; 5 — внутриконтинентальная рифтовая область, 6 — структуры шельфа, открытых и внутренних морей (семимаринные артезианские бассейны и гидрогеологические массивы); 7 — зоны главных разломов, 8 — границы суши; СОБк: 1 — Северо-Западная, 2 — Восточно-Марианская, 3 — Северо-Восточная, 4 — Центральная, 5 — Меланезийская, 6 — Гватемальская, 7 — Перуанская, 8 — Чилийская, 9 — Беллингаузена, 10 — Южная; ОВБ: 11 — Императорского хребта и поднятия Обручева, 12 — Хесса, 13 — Гавайский, 14 — Маркус-Неккера, 15 — остров Лайн, 16 — Маршалловых островов, 17 — Галапагосов, 18 — остров Общества, 19 — Туамоту, 20 — Тубуан; СОМ: 21 — Кокос, 22 — Карнеги, 23 — Истер, 24 — Сала и Гомес, 25 — хребта Наска, 26 — Шатского

дают ПГО, которые характеризуются высокой сейсмичностью, аномальными значениями теплового потока, приуроченностью к рассекающим их разломам вулканогенных бассейнов и гидротермальных металлоносных проявлений, молодостью гидрогеологических структур и разломов.

Стабильные гидрогеологические области построены сложно. Помимо собственно субокеанских бассейнов котловин, составляющих их основу, в пределах СГО находятся субокеанские массивы трещинных вод, образующие линейные или групповые поднятия дна океана и отделяющие один СОБ от другого. В СГО также распространены ОВБ, которые встречаются как в пределах СОБк, так и на их окраинах, где разделяют бассейны.

В отличие от ПГО платформенные области океана асейсмичны или слабо

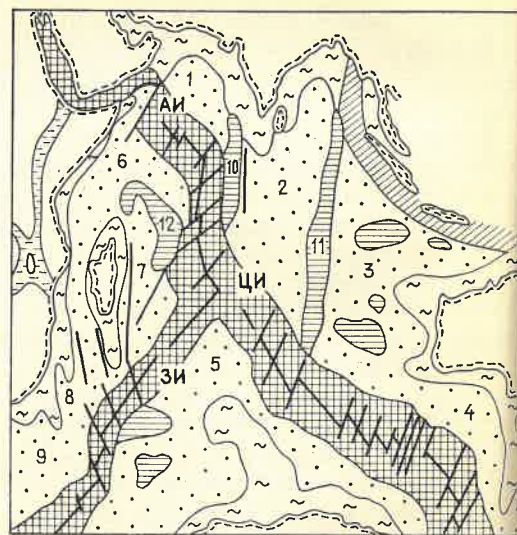


Рис. 2. Схема гидрогеологического районирования дна Индийского океана:

ПГО: АИ — Аравийско-Индийская, ЦИ — Центрально-Индийская, ЗИ — Западно-Индийская; СОБ: 1 — Аравийский, 2 — Центрально-Индийский, 3 — Западно-Австралийский, 4 — Южно-Австралийский, 5 — Южно-Индийский, 6 — Сомалийский, 7 — Мадагаскарский, 8 — Мозамбикский, 9 — Алягуас; СОМ: 10 — Чагос-Мальдивско-Лаккадивский, 11 — Восточный Индийский, 12 — Маскаренский; условные обозн. см. рис. 1

сейсмичны, тепловой поток в них слабее. В некоторых СГО известны глубокие, вытянутые на огромные расстояния глубинные разломы. Широко развиты в пределах СГО коралловые острова — атоллы и другие сооружения. К протяженным линейным системам относятся субокеанские бассейны желобов, окружающие, например, периферию Тихого океана на востоке, севере и западе. Такую же систему образуют субокеанские бассейны прогибов, наиболее четко представленные в Атлантическом океане.

Из сказанного видно, что гидрогеологические структуры и их системы дна Мирового океана достаточно разнообразны. Некоторые из них (СОМ или ОВБ) отчасти сходны с таковыми материков, другие вполне специфичны (СОБ). Однако в целом все эти структуры достаточно своеобразны и заслуживают самостоятельного выделения с собственными наименованиями. Кроме того, режим подземных вод, их химия и динамика также весьма специфичны.

**Особенности региональной динамики подземных вод дна океана.** Коллекторские свойства отложений дна оке-

анов не изучались, но некоторые предположения можно высказать. Наилучшими фильтрационными свойствами отличаются рифовые постройки. Коралловые формы мощностью до 1,5 км и пористостью до 40 %, как губки, впитывают и отдают воду, поэтому производительность скважин на участках их распространения должна быть исключительно высокой. Значительная обводненность наблюдается у некоторых типов лавовых образований, например, у шлаковых разновидностей базальтов, у эффузивов кислого и среднего состава с пемзовой текстурой и др. С глубиной возрастает роль глинистых отложений; 4000—5000 м — «критическая» глубина океана, где фораминиферовые карбонатные илы сменяются красноцветными глубоководными глинами. Так, с удалением от окраин океанов к их центральным областям растет мощность глинистых пород, являющихся водоупорами. В глубоководных (свыше 2 км) частях океанов могут образовываться и хорошие коллекторы, например, турбидиты — отложения мутьевых потоков (переслаивание песков, алевролитов и пелитов).

В верхнем слое, сложенном неконсолированными осадками, с ростом мощности происходит их уплотнение и отжатие части литогенных вод. Движение вод имеет скорее всего латеральный и восходящий характер и направлено от районов с большим гео- и гидростатическим давлением к участкам с меньшими его значениями. Скорость движения незначительна — она определяется весьма медленным накоплением осадков на дне океана. Даже в очень благоприятных условиях в СГО, примыкающих к гумидным областям суши, скорость осадконакопления не превышает 3—10 см за 1000 лет.

Особо следует отметить условия, возникающие в районах лавинной седиментации, выделяемых А. П. Лисицыным [6]. В них под действием оползней и обвалов на перепадах глубин до 4—5 км перемещается до 3—5, иногда до 30 км<sup>3</sup> осадочного материала, который распространяется на значительные расстояния. Такие резкие гидродинамические удары вызывают локальные по площади и относитель-

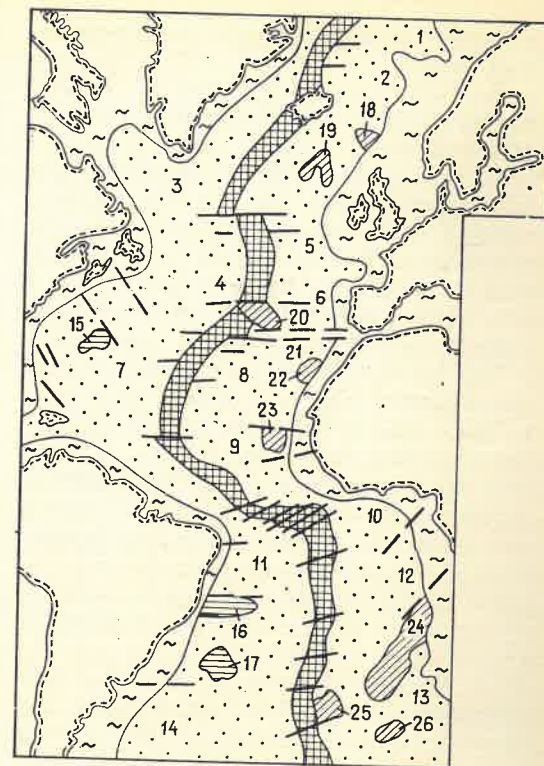


Рис. 3. Схема гидрогеологического районирования дна Атлантического океана:

СОБ: 1 — Лофотенский, 2 — Норвежский, 3 — Лабрадорский, 4 — Ньюфаундлендский, 5 — Западно-Европейский, 6 — Иберийский, 7 — Северо-Американский, 8 — Канарский, 9 — Зеленого Мыса, 10 — Гвинейский, 11 — Бразильский, 12 — Ангольский, 13 — Канский, 14 — Аргентинский; СОМ: 15 — Бермудский, 16 — Тринидад, 17 — Рио-Гранде; ОВБ: 18 — Фарерский, 19 — Рокоп, 20 — Азорский, 21 — Мадейра, 22 — Канарский, 23 — Зеленого Мыса, 24 — Китового хребта, 25 — Тристан да Кунья, 26 — Дискавери; условные обозн. см. рис. 1

но непродолжительные по времени скачки пластовых давлений и усиление элизионных процессов.

В слое консолидированных отложений эти процессы, по-видимому, уже завершились. Движение подземных вод здесь происходит под воздействием геостатических и тектонических напряжений, изменяющих емкость трещинно-порового пространства. Кроме того, на гидродинамических условиях могут отразиться и другие причины — глобальные (например, земные приливы), региональные (прогибание или подъем дна), локальные (сейсмические процессы, вулканизм и др.). Их роль в динамике подземных вод рассматриваемого слоя не изучена.

Таким образом, движение подземных вод слоя консолидированных осадков можно оценить как неупоря-

доченное и, как правило, довольно замедленное.

Водоносность эффузивов «базальтового», самого нижнего слоя земной коры океана в общем мала. Вместе с тем, как доказывают исследования Д. И. Фрих-Хара [11], все лавы подводных излияний в той или иной мере пористы, с содержанием конституционной воды около 0,01 %. Диаметр пор с глубины от 490 до 5000 м уменьшается от 0,5 до 0,1 мм, а пористость с 33,9 до 0,1 %. В океанских лавах встречаются две системы трещин — радиальные и периферические, а также щелевидные полости. Так, в пиллоу-лаве, поднятой с глубины 5000 м, диаметр полости составлял 10—15 см при ширине 1—2 см. Учитывая огромный объем вулканических пород на дне океана, можно предположить насколько велика их роль в геологическом круговороте воды на Земле. По А. Б. Ронову [9], общий объем вулканических излияний на дне океана, начиная с юры —  $521 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>. Объем воды, выделившейся при излиянии магм, составлял 3—5 % (до 8 %) массы образовавших вулканитов. Это соответствует, примерно, выходу в свободной фазе 0,15—0,2 км<sup>3</sup> воды в год.

В результате процессов субдукции происходит поглощение океанских вод, их погружение в составе коры в мантийные глубины, взаимодействие с вмещающими породами, приводящее к образованию серпентинизированного перидотита. А. Н. Павлов [7] оценил темп водообмена, сопровождающего сначала серпентинизацию, а затем десерпентинизацию пород (возвращение изъятной ранее воды в океан), в 0,2 км<sup>3</sup>/год. Часть этой воды может попадать в океан путем вулканических извержений. Таковы особенности миграции подземных вод в результате субдукции.

Особая роль принадлежит зонам спрединга океанских плит. Скорости его изменяются от нескольких миллиметров в год на хребте Нансена в Северном Ледовитом океане до 1 см/год на Срединно-Атлантическом хребте южнее Исландии и до 6 см/год на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе экватора. Предполагают, что скорости спрединга испытывают значительные изменения во времени и в

некоторые эпохи, например, в меловое время достигали 18 см/год [13].

Для зон спрединга характерно поглощение холодных океанских вод по трещинам на флангах (склонах) срединно-океанических хребтов и поднятий и подъем нагретых подземных вод в их осевой части. По оценке Д. Эдмонда и К. фон Данна, через рифтовые зоны осевых частей срединно-океанических хребтов и поднятий каждые 8 млн лет проходит масса воды, равная объему Мирового океана. Проверить такие предположения трудно, но то что рифтовые зоны являются наиболее активными водообменными системами на дне океанов очевидно. Этот тип движения подземных вод в ПГО можно назвать центростремительным. Как показывают изотопные исследования гидротерм областей спрединга, местами к подземным водам океанского типа при восхождении подмешиваются мантийные флюиды.

Особый тип движения наблюдается на многочисленных островах океана, включая вулканические: подземные воды, формирующиеся за счет атмосферных осадков, направляются к берегам, где и происходит их разгрузка в виде субаэральных и субаквальных источников, иногда с большим дебитом. Так, например, на некоторых островах (Исландия, Новая Зеландия) за счет атмосферных осадков и талых вод ледников образуются различные по температуре, минерализации и составу гидротермы. Этот тип движения может быть назван центробежным.

Таким образом, динамическая зональность подземных вод дна океана регулируется в какой-то мере гипсометрическим уровнем дна: 1) береговая бровка шельфа, 2) бровка шельфа — подножье материкового склона, 3) абиссальная равнина, 4) срединно-океанические хребты и поднятия, 5) глубоководные желоба.

В шельфовой области проявляется влияние поверхностных потоков и субмаринной разгрузки подземных вод стекающих с континента, на расстоянии до 100 км и более от берега. Здесь же вероятно и миграция соленых подземных вод со стороны морских водоносных горизонтов и зон континента, а также появление на берегах

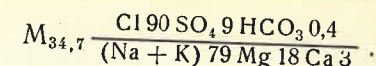
соленых источников, в том числе и береговых соленых гидротерм.

На материковом континентальном склоне и его подножье движение вод обусловлено перемещением гравитационных потоков, наличием подводных каньонов и долин, выклиниванием водоносных горизонтов. На абиссальной равнине оно имеет восходящий характер и связано с элизионными процессами. Срединно-океанические хребты — это не только участки активного водообмена в близрифтовой зоне, но и области начала нисходящей конвекции от рифтовых зон к краевым желобам. Здесь происходит захват океанских вод, которые, участвуя в серпентинизации перидотита, становятся важной составляющей геологического круговорота воды.

Желоба являются частью активных окраин океанов, где океанская кора погружается под континентальную, а также глобальным уровнем, ниже которого гравитационное перемещение осадочного материала невозможно. Для водоносных пород — это самый низкий уровень дренирования.

Океанская кора — геологически молодое образование (немного более 200 млн лет). Вследствие перемещения литосферных плит происходит постоянное обновление ее структурных элементов, изменение положения базисов дренирования водоносных систем, а также общей гидрогеодинамической обстановки. Кроме того, колебания уровня океана и тектоно-магматическая активизация разных районов планеты вносят свои коррективы в направленность и интенсивность гидрогеологических процессов. Все это свидетельствует о том, что особенности региональной гидрогеодинамики океанской коры определяются многими причинами и при дальнейшем изучении предстоит решить много разнообразных проблем.

**Химия подземных вод океана.** Химия подземных вод дна океана заметно отличается от таковой континентов. Впервые, исходным материалом для образования химического состава служат донные воды океана, отличающиеся исключительным постоянством минерализации (34,6—34,8 г/л) и состава (хлормagneиный тип, по В. А. Сулину):

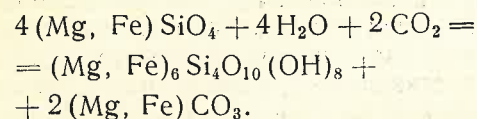


Во-вторых, в породах дна специфична направленность гидрогеохимических процессов, которые можно разделить на четыре основные группы: 1) связанные с седиментацией, диагенезом и катагенезом осадков; 2) происходящие при серпентинизации перидотитов; 3) сопровождающие вулканические явления; 4) возникающие в зонах современного рифтогенеза. Рассмотрим возможные изменения состава подземных вод.

Придонные воды вместе с растворенными солями захватываются осадками. В системе вода — осадок содержание многих химических компонентов в поровых водах иногда существенно колеблется по сравнению с исходным в придонных водах. При диагенезе пород оно зависит от вещественного состава последних, обогащенности органическим веществом, интенсивности микробиологических процессов, скорости осадконакопления, мощности слоя осадков. В кремнистых, вулканических и глинистых отложениях состав вод близок к таковому придонных вод, в карбонатных и биогенных (при диагенезе) — содержание кальция, стронция и некоторых других компонентов увеличивается, а калия и магния падает. При этом как в первом, так и во втором случаях отмечается сульфатредукция, которая приводит к уменьшению количества сульфат-иона. Однако хлормagneиный (по В. А. Сулину) тип воды сохраняется. Происходит некоторое увеличение солености поровых вод с глубиной. В ряде точек в нижней части осадочного слоя обнаружены слабые рассолы, но широко ли распространено это явление, пока неизвестно.

Как показали исследования О. В. Шишкиной [12], более глубокие изменения состава иловых подземных вод происходят в некоторых краевых желобах — Японском, Курило-Камчатском, а также в водах осадков части окраинных морей (Охотском, Беринговом, Аравийском). Здесь иловые воды с глубиной преобразуются из хлормagneиных в хлоридно-щелочные, малосульфатные или бессульфатные, обогащенные органическим веществом.

Пока нет данных о гидрогеохимических условиях, возникающих при серпентинизации перидотитов, хотя направленность процессов известна:



В принципе, если такой процесс происходит, то должно наблюдаться концентрирование солей в водах, т. е. повышение минерализации. А. Н. Павлов [7] предполагает, что она может достигнуть 50 г/л, а возможно, и более, но данных о возникающих при этом гидрогеологических последствиях пока нет.

Геохимия термальных вод областей современного вулканизма рассмотрена В. И. Кононовым [5], который выделяет сероводородно-углекислые, углекисло-водородные, углекислые, азотно-углекислые, метановые и азотные типы термальных вод по газовому составу. При подводных извержениях преобладают сероводородно-углекислые, углекисло-водородные и метановые типы, образующиеся в восстановительной обстановке и характеризующиеся хлоридным, натриевым (водородным, алюминиевым, железистым) составом с комплексом разнообразных микрокомпонентов. Возможно, некоторые из гидротерм испытывают влияние мантийных флюидов. Д. Уилсон [14] выдвинул гипотезу «горячих точек», согласно которой магма для постройки вулканов поступает из относительно неподвижного источника, находящегося в верхней мантии. В океанах выявлено более 30 таких точек, и изучение гидротерм в них позволило бы проникнуть в тайны происхождения мантийных флюидов. Базальты мантийных струй, например, в 3—4 раза богаче хлором и бромом, чем срединно-океанские.

На гидротермы, образующиеся в областях современного рифтогенеза, видимо, также воздействует мантийная составляющая. В растворах преобладают соли океанского происхождения, а также  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ . Кроме того, воды обогащены  $\text{K}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$  и другими металлами [6]. На выходе гидротерм возникают конусо-

видные постройки высотой до 10 м, сложенные сульфидами, сульфатами и оксидами.

Д. В. Грицук и М. В. Борисов [2] предложили термогидродинамическую модель гидротермальной системы, формирующуюся в рифтовой зоне. Конвективная гидротермальная система делится на две ветви — нисходящую и восходящую. В первой происходит погружение подземных вод и их постепенное нагревание, состав изменяется вследствие потерь части компонентов ( $\text{Mg}$ ,  $\text{SO}_4$ ) и возрастания роли других ( $\text{Ca}$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  и ряда металлов). На восходящей ветви подземные воды поднимаются; медленно остывают и теряют некоторые компоненты, а на выходе гидротерм в контакте с холодными водами океана резко охлаждаются. При быстрой разгрузке в зависимости от максимальной температуры в них образуются разные ассоциации металлов и соответственно меняется химический состав разгружающихся растворов.

Так, «черные курильщики», имеющие на выходе температуру 350 °С и более, образуют в зоне реакции с холодными океаническими водами магнетит, железистый хлорит, пирротин, сульфиды меди, цинка, свинца, никеля, ангидрит. По мере удаления от места выхода из шлейфа черного дыма осаждаются гидроксиды железа и марганца. При охлаждении «белых курильщиков» (100—350 °С) осаждаются кремнезем, барит, гипс и другие минералы.

Природа рифтовых субокеанских гидротерм и эманаций вулканических островов Мирового океана, видимо, связана с разгрузкой и мантийных флюидов, что подтверждается составом присущего им гелия. Последний ( $^3\text{He}/^4\text{He}=R$ ) в океанских рифтах ПГО океана, по И. Н. Толстихину [10], гораздо более однороден, чем в континентальных рифтовых зонах. Значение  $R$  повсюду относительно постоянно и составляет  $1 \cdot 10^{-5}$  или несколько выше в донных базальтах и термальных флюидах, разгружающихся на океанском дне. Так, состав гелия рифтов Исландии, расположенной на оси Атлантического ПГО, характеризуется максимальным  $R=3,45 \cdot 10^{-5}$ . Близкое значение получено и для эма-

наций вулкана Килауэа на Гавайских островах, где  $R=2,1 \cdot 10^{-5}$ . Принимая во внимание, что для современной мантии  $R 1,5 \cdot 10^{-5}—2,5 \cdot 10^{-5}$ , горячие источники — субокеанические термы и термы вулканических островов — с подобным составом гелия свидетельствуют о выносе мантийных флюидов.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

Основой химического состава подземных вод гидрогеологических структур Мирового океана являются его соленые воды.

Почти повсеместно регионально распространены воды хлормagneйного типа (по В. А. Сулину); с глубиной в некоторых СОБЖ отмечается смена на хлоридно-гидрокарбонатный натриевый.

Возможен некоторый рост минерализации с глубиной.

Макро- и микрокомпонентный состав претерпевает существенные изменения в локальных рифтовых зонах формирования высокотемпературных гидротерм и в областях современного вулканизма; здесь воды обогащаются металлами, кремнеземом и другими микрокомпонентами; источником рудного вещества являются в основном породы базальтового слоя и отчасти мантийные флюиды, но роль последних не поддается количественной оценке.

**Особенности региональной гидрогеотермии.** Интенсивность тепловых потоков, поступающих через дно океана, относительно мала, примерно  $4 \cdot 10^{-2}—5 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Исключение представляют ПГО, где тепловой поток в несколько раз больше; значительно он возрастает также в районах современных вулканических дуг.

Если рассматривать распределение теплового потока по гидрогеологическим структурам на примере Тихого океана, то оказывается, что в СОБк он равен  $4,6 \cdot 10^{-2}$ , в СОБр  $20,5 \cdot 10^{-2}$ , в СОМ  $5,4 \cdot 10^{-2}$ , на склонах ПГО  $5,2 \times 10^{-2}$ , в СОБж  $3,8 \cdot 10^{-2}$ , а на островных дугах  $8,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. В Северном Ледовитом океане эти значения соответственно: в СОБк  $5,8 \cdot 10^{-2}—6,3 \cdot 10^{-2}$ , в СОБр  $14,2 \cdot 10^{-2}$ , в СОМ  $3,2 \cdot 10^{-2}$ , на склонах ПГО  $5 \cdot 10^{-2}$ . Различия не слишком велики, что говорит об общности условий формирования теплового поля, возникающего в сходных

структурно-тектонических и гидрогеологических обстановках.

Температура подземных вод океанской коры растет с глубиной обычно значительно быстрее, чем на материках, особенно резко — в рифтовых зонах и областях современного вулканизма. Учитывая, что температура вод в придонных слоях составляет примерно 0—1 °С, то в разрезе океанской коры могут быть вскрыты три гидрогеотермические зоны — холодных, теплых и горячих вод. В рифтовых зонах и в областях современного вулканизма близко ко дну подходит зона перегретых вод (свыше 100—300 °С).

Океанская гидрогеология — это новое направление гидрогеологической науки. С ее развитием будет расширяться и круг решаемых задач. Очевидно, что ведущее место среди них займет изучение роли подземных вод в геологических процессах недр океанов (тектонических, литогенных, магматических, гидротермальных и др.), поиски и разведка месторождений полезных ископаемых различного типа, обусловленных деятельностью подземных вод. Первоочередным объектом гидрогеологических исследований на дне океана являются гидротермы рифтовых зон, а также количественная оценка выноса металлов и интенсивности рудообразования. Дальнейшее совершенствование техники опробования океанских недр позволит перейти к изучению водоносности других гидрогеологических структур и решать вопросы практического использования подземных вод.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Основные типы гидрогеологических структур Мирового океана // Тр. совещ. «Проблемы гидрогеологического картирования и районирования». Л., 1971. С. 22—25.
2. Грицук Д. В., Борисов М. В. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре // Докл. АН СССР, 1983. Т. 270. № 2. С. 424—427.
3. Кириухин В. А., Толстихин Н. И. Региональная гидрогеология. — М.: Недра, 1987.
4. Киссин И. Г. Морская гидрогеология — новое направление исследования дна морей и океанов // Сов. геология. 1974. № 11. С. 41—52.
5. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. — М.: Недра, 1983.

6. Лисицын А. П. Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление — глобальные закономерности//Докл. 27 МГК. М., 1984. Т. 3. С. 3—21.
7. Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле.—Л.: Недра, 1977.
8. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане.—М.: Мир, 1986.
9. Ронов А. Б. Распространенность базальтов, андезитов и риолитов на континентах, на окраинах и в океанах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 8. С. 3—11.
10. Толстихин И. Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов.—Л.: Наука, 1986.
11. Фрих-Хар Д. И. О взаимодействии морской воды с магматическим веществом//Сов. геология. 1983. № 10. С. 93—99.
12. Шишкина О. В. Иловые воды//Океанология. Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М., 1979. С. 252—290.
13. Larson R. L., Pitman W. C. Worldwide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implications//Geol. Soc. Am. Bull. 1972. N 83. P. 3645—3661.
14. Wilson J. T. Hypothesis of Earth's Behavior//Natura. 1963. № 198. P. 925—929.
15. Initial Reports of the DADP. Washington, 1970—1984. V. 5, 8, 16, 19, 32, 33 etc.

Принята редколлегией 25 июля 1988 г.



## МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 528.8:535.34:[549+552.1]

А. Я. ВОХМЕНЦЕВ, Л. И. ТРЕТЬЯКОВА,  
Ю. Б. МАРИН (Ленинградский горный институт)

### Отражательная лабораторная спектрометрия и дистанционные геологические исследования

Аэрокосмические снимки Земли и других планет вызывают небывалый интерес к структурно-морфологической информации: линеаментам, кольцевым структурам, пликативной тектонике, гидрографической сети и др. При этом нередко недооценивается другая, столь же важная, но неизмеримо труднее расшифровываемая, вещественная часть дистанционной информации — состав так называемой подстилающей поверхности. Актуальность вещественного подхода отмечалась нами ранее [4, 7] и подчеркивалась на 27 сессии МГК [5].

Вещественный состав пород может быть определен только при проведении спектрометрических съемок, дающих качественно разную информацию в разных диапазонах спектра, при условии предварительной подготовки банка спектральных данных в лабораторных условиях [7].

Приоритет в исследовании спектров отражения горных пород как объектов дистанционного зондирования принадлежит отечественной астрономии (Г. А. Тихов, В. В. Шаронов, Е. Л. Кринов и др.). Однако прихо-

дится констатировать отставание наших спектрометрических методов дистанционного назначения от зарубежных. Отечественные исследования проводятся главным образом в видимом диапазоне. Средний инфракрасный (СИК) и ближний инфракрасный (БИК) диапазоны, если не считать работы в Физическом институте АН СССР (Б. В. Дементьев) и в ГЕОХИ АН СССР по спектрометрии лунного грунта, не используются из-за технических трудностей, а также, по нашему мнению, из-за недооценки проблемы лабораторной отражательной спектрометрии минералов и горных пород. Зарубежные специалисты занимаются дистанционными исследованиями состава подстилающей поверхности Земли, Луны и астероидов в видимом, БИК- и СИК-диапазонах [8, 12—14], уделяя должное внимание и лабораторным работам (Г. Р. Хант и др.).

Для прямого дистанционного определения состава горных пород и руд актуальна задача накопления и систематизации спектральных данных по известным видам и разновидностям минералов и горных пород на основе

их минералого-петрографической классификации и формационного анализа. Решение ее невозможно без специальной разработки лабораторной отражательной (излучательной) диагностики минеральных объектов с максимальным учетом условий их естественного нахождения и в широком спектральном интервале [4, 7]. Такие работы проводятся на кафедре петрографии Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова.

Анализ спектрометрии твердых тел убеждает в принципиальной возможности использования спектральной отражательной способности для диагностики минералов, горных пород и руд. Наиболее общие положения теории отражения электромагнитного излучения твердыми телами [6] и известные данные по спектроскопии минералов (А. С. Марфуни, А. Н. Платонов) дают основания считать, что в интервалах спектра с сравнительно высокой прозрачностью объектов (породообразующие минералы в видимом и БИК-диапазонах) некоторую информацию о составе может дать внутренняя диффузная компонента отраженного потока за счет относительно слабых (запрещенных квантовой теорией) полос поглощения преимущественно электронного происхождения. В СИК-диапазоне, где порообразующие минералы имеют интенсивные фундаментальные полосы поглощения колебательного происхождения, первоочередное значение приобретает изучение внешнего френелевского отражения. По спектрам последнего легко может быть определена спектральная излучательная способность объектов.

По закону Кирхгофа

$$E = (1 - R) \epsilon,$$

где  $E$  — излучательная способность объекта,  $R$  — его отражательная способность,  $\epsilon$  — излучательная способность абсолютно черного тела.

Нами использовалась следующая методика исследований. Спектральное альbedo (СА) в видимом диапазоне изучалось на образцах с шероховатой, выветрелой и невыветрелой (свежий скол) поверхностью и на порошках разного гранулометрического состава с помощью спектрофотометра СФ-18.

В БИК-области измерены значения спектрального апертурного коэффициента диффузного отражения (САКДО) на приборе Chimadry MPS-5000 от образцов с зеркальной (частично шероховатой) поверхностью. СА и САКДО коррелируются с коэффициентом спектральной яркости (КСЯ), получаемым при дистанционных [2] и наземных (наши неопубликованные данные) исследованиях. Особое внимание уделено внешнему френелевскому отражению в СИК-диапазоне. Спектры зеркального отражения от образцов с гладкими поверхностями (гранными, спайными) в интервале 6—25 мкм получены на приборе UR-20 с приставкой ИПО-22 и в интервале 15—50 мкм на приборе Perkin-Elmer с серийной приставкой зеркального отражения.

Рассмотрим особенности лабораторной диагностики минералов и горных пород в различных диапазонах спектра.

В ультрафиолетовом (УФ) диапазоне (0,01—0,4 мкм) принципиально возможно определение видов и разновидностей минералов самородных металлов и простых неметаллов, сульфидов, оксидов и щелочных галоидов по фундаментальным и некоторым «запрещенным» полосам электронного происхождения, но практическое использование УФ-диапазона, особенно вакуумного, ограничено из-за ряда технических трудностей и атмосферного поглощения.

В видимом диапазоне (0,4—0,75 мкм) по спектрам диффузного отражения от естественных поверхностей возможно определение [9—11] сравнительно небольшого числа минералов (в основном ювелирных разновидностей) и не реальна диагностика наиболее распространенных порообразующих и рудных минералов с ненасыщенными цветами.

Горные породы (и руды) характеризуются еще менее индивидуальными, сглаженными спектрами диффузного отражения и могут различаться по значению интегрального или спектрального альbedo, которое обусловлено структурными особенностями пород и относительным количеством лейко- и меланократовых минералов. Для пород разного состава обычно перекрытие значений СА. На конфигурацию

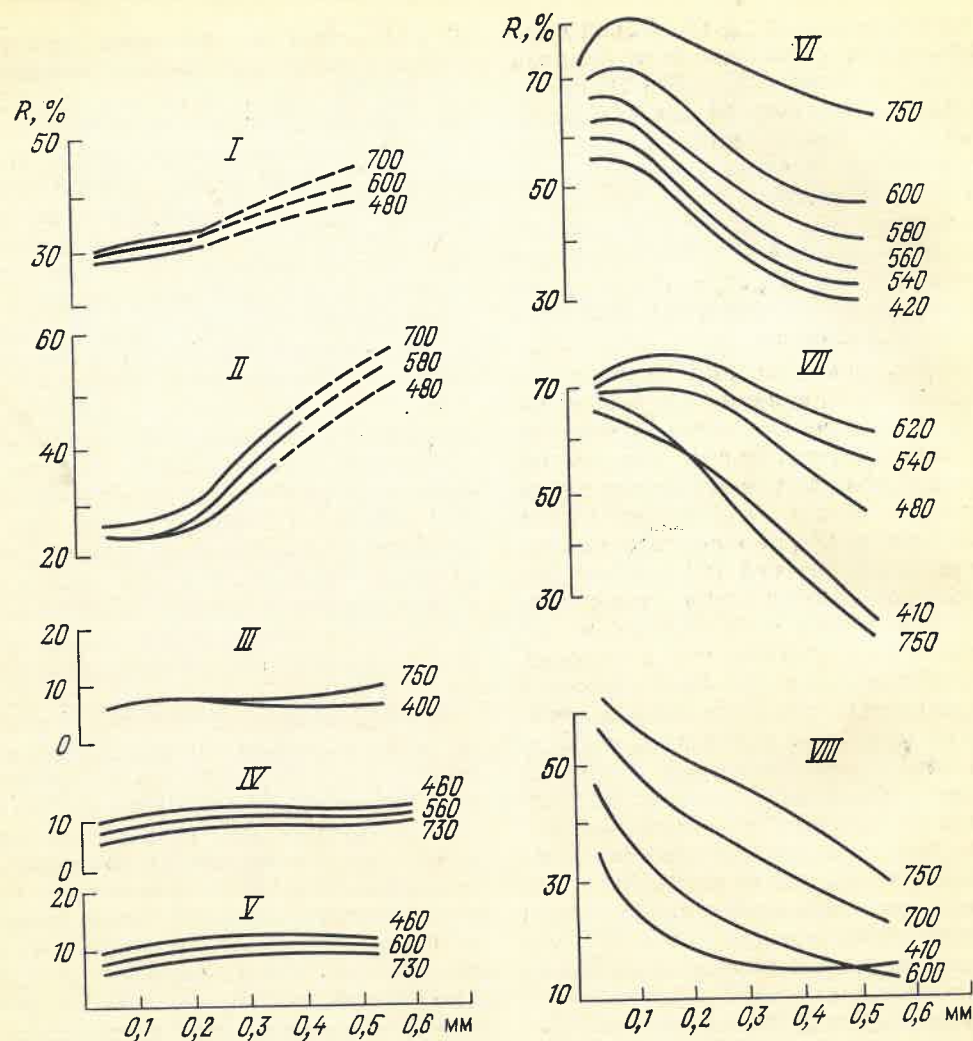


Рис. 1. Зависимость спектрального альbedo от гранулометрического состава рыхлых проб: I — хром, II — кобальт, III — пирротин, IV — магнетит, V — ильменит, VI — микроклин, VII — берил, VIII — гранат; шифр кривых — длина волны, нм

спектров горных пород наибольшее влияние оказывает присутствие в них, даже в малых количествах (0,1 н—0,01 н), оксидов и гидроксидов железа в виде самостоятельных фаз. При этом наблюдается увеличение СА в длинноволновой области как следствие проявления полосы переноса заряда оксида Fe (III), максимум которой находится в УФ-области спектра. Фактически в подобных случаях наблюдается, если не учитывать абсолютные значения СА, спектр не горной породы и часто не основных порообразующих минералов, а некоторых элементов в каком-либо из второстепенных минералов.

Рассмотрим кратко результаты наших исследований СА в связи с гранулометрическим составом и выветриванием. Горные породы (и руды) могут быть представлены как рыхлыми, так и массивными, компактными образцами. В том и другом случаях СА весьма существенно зависит от их гранулометрии. Распространено мнение, что СА минералов в видимом диапазоне по мере их измельчения увеличивается. Выполненные нами специальные исследования широкого круга минералов показали, что в общем случае зависимость СА минералов от их гранулометрического состава имеет более сложный характер (рис. 1). СА

типичных проводников (в нашем случае искусственных) увеличивается в прямой зависимости от размера частиц. Минералы-диэлектрики обнаруживают обратную зависимость для зерен с размерами 0,6—0,1 мм, а для некоторых минералов, при меньших размерах зерен — прямую.

СА минералов-полупроводников (оксидов, сульфидов) практически не зависит от гранулометрии. В соответствии с отмеченной выше общей картиной полупроводники с длинноволновым краем полосы фундаментального электронного поглощения в видимой области (типа киновари) должны иметь двойную зависимость альbedo от гранулометрии: обратную, как у диэлектриков, в длинноволновой части спектра (где минералы относительно прозрачны) и нейтральную, типа полупроводников, или даже прямую, типа проводников, — в коротковолновой (с относительно высокой поглощательной способностью).

Очевидно, что с учетом сложной и неоднозначной зависимости альbedo от гранулометрии, установленной на минеральном уровне, следует ожидать не менее сложную зависимость для горных пород и руд. Отметим, что наши исследования зависимости СА от гранулометрического состава минералов подтверждают более ранние выводы Г. Р. Ханта [14].

При изучении горных пород в видимом диапазоне мы проводили сравнение СА верхней выветрелой и нижней свежесколотовых поверхностей (рис. 2). По изменению СА вследствие выветривания рассмотренные породы разделены: 1) с уменьшенным СА во всем видимом диапазоне — известняки; 2) с увеличенным СА — песчаники; 3) с разнозначным изменением отражения: в коротковолновой части спектра — небольшое уменьшение, а в остальной части — увеличение отражения (андезито-базальтовые порфиры). В целом, однако, породы третьей группы более близки к породам второй.

Таким образом, породы с наибольшими значениями СА обнаруживают уменьшение, а породы с наименьшими — увеличение последнего вследствие выветривания, т. е. выветривание приводит к некоторому нивелирова-

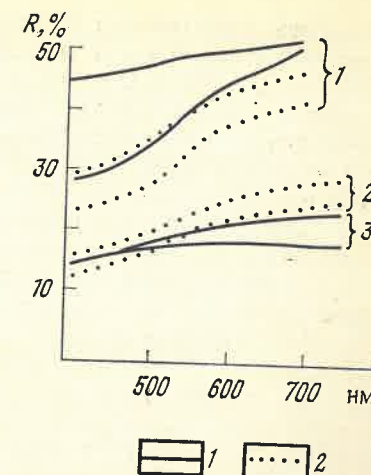


Рис. 2. Зависимость спектрального альbedo горных пород Прибалхашья от выветривания: кривые: 1 — известняки, 2 — песчаники, 3 — андезито-базальтовые порфиры; 1 — свежий скол, 2 — выветрелая поверхность

нию СА разнотипных по составу пород. Помимо разного знака при выветривании наблюдаются и разные абсолютные значения изменения СА (%): 5—10 — известняки, 1—14 — граниты, 1—3 — яшмы, 0—2 — гравелиты, 3—12 — песчаники, 0—10 — эффузивы. На примере биотитовых гранитов гранитовой формации мы убедились, что и однотипные породы от обнажения к обнажению характеризуются различными изменениями СА.

Следовательно, оба рассмотренных выше естественных фактора изменчивости — гранулометрия и выветривание — могут заметно ограничивать возможности определения горных пород по значению СА в видимом диапазоне.

В БИК-диапазоне (0,75—2,5 мкм) обращено внимание на полосы поглощения, рекомендованные [8, 14] в качестве диагностических для ряда минералов и горных пород даже в дистанционном варианте: широкие относительно интенсивные полосы оксида железа (II) (электронные переходы), располагающиеся в районе 0,8—1 мкм, и узкие различной интенсивности полосы обертонов и составных тонов колебательного происхождения, относящиеся к воде (1,4; 1,9 мкм), гидроксилу (1,4; 2,0; 2,2; 2,3 мкм) и карбонат-аниону (1,9; 2,0; 2,17; 2,3; 2,5 мкм). Полосы  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{OH}^-$

наблюдались практически у всех исследованных минералов и горных пород [10, 11]. Перечисленные полосы могут также принадлежать твердым, газовой-жидким микровключениям и адсорбированной воде. Спектры отражения железосодержащих минералов нередко теряют индивидуальность за счет неоптимальных концентраций железа, его переменной валентности, примесей других элементов, варьирующего размера зерен и др.

БИК-диапазон, подобно видимому, может быть использован для определения некоторых катионов и анионов: переходных элементов группы железа, гидроксидов, карбонат-аниона и молекул воды. При этом иногда удается диагностировать отдельные минералы, например, оливин, относительно мало-железистые пироксены, ряд водо- и гидроксилсодержащих минералов, карбонаты.

В спектрах пород часто проявляются особенности не основных породообразующих минералов, а продуктов их гипо- и гипергенного изменений, частично или косвенно связанных с минеральным составом породы. На спектр породы значительно влияют рудные минералы (магнетит, хромит и др.), которые даже в малом количестве заметно уменьшают отражательную способность и селективность спектра [14]. Следовательно, использование БИК-диапазона для диагностики минералов и тем более горных пород в лабораторных условиях можно считать скорее исключением, чем правилом.

Исследования отражательной спектрометрии в СИК-диапазоне (2,5—50 мкм) выполнены для небольшого числа минералов, результаты их не сопоставимы, фрагментарны и не могут быть систематизированы.

Диагностика минералов в СИК-диапазоне основана на установлении характеристических полос отражения, обусловленных внутренними колебаниями атомных группировок  $\text{SiO}_4$ ,  $\text{Si}_2\text{O}_6$ ,  $\text{CO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{PO}_4$  и т. д. Особенностью спектров зеркального отражения минералов является то, что набор, конфигурация, абсолютная и относительная интенсивность полос зависят от ориентировки минерала. Поэтому для получения диагностических спектров ис-

пользованы мелкозернистые агрегаты минералов и мономинеральные породы. Найденные в результате диагностические полосы отражения (в мкм) важнейших групп и классов породообразующих, некоторых рудных минералов и ряда горных пород приведены ниже

#### Силикаты

|               |                                                                |
|---------------|----------------------------------------------------------------|
| Оливин        | 10—11; 16; 17,5; 22,5                                          |
| Гранаты       |                                                                |
| Пиральспиты   | 10; 11; 17; 20; 21,5—22,2                                      |
| Уграндиты     | 10,4—10,9; 11,63—11,69; ~19; 21,7—22,2; 23,6—23,8              |
| Турмалин      | 7,5; 8,7; 9,3—9,7; 12,5; 13,79; 20,12                          |
| Дистен        | 9,5; 10,2; 10,53; 11,1; 14,23; 14,67; 15,6—16; 18,6—18,9; 21,2 |
| Эпидот        | 8,81; 9,39; 10,31; 11,11; 15,27; 17,45; 19,05; 21,51—22,73     |
| Пироксены     | 9; 10,3—10,7; 17,5—21,5                                        |
| Моноклинные   |                                                                |
| Амфиболы      | 10; 12—14; 18,5; 19; 20,5—22,3                                 |
| Моноклинные   | 8,85—9,17; 9,62—9,7; 19,23; 20,83                              |
| Тальк         | 9,76; 10,3; 20,4—20,8; 21,3—21,5                               |
| Серпентин     | 9,71; 10,36; 15,63; 20,83                                      |
| Хлорит        | 9,1; 9,6—9,8; 18,2—21,5                                        |
| Слюды         | 8,4; 8,8; 12,5; 20                                             |
| Кварц         | 8,6—8,8; 9,1—9,43—9,9; 16,4—16,8; 22,2—22,8                    |
| Калиевые      | 8,4—8,7; 9,52—10,4; 16,4—16,9; 20,5—21                         |
| Полевые шпаты | 6; 8; 9,5—10,1; 13—15; 20,8—21,8                               |
| Плагноклазы   | 9; 9,1; 9,4; 10; 10,1—10,3; 16; 20; 23,3—23,5                  |
| Фельдшпатоиды | 6,4—7,3; 11,1—11,4                                             |
| Цеолиты       | 8,6—8,9; 16,1—16,6                                             |
| Карбонаты     |                                                                |
| Сульфаты      | 15; 17; 19; 20; 21,5; 22,5; 24,5; 28; 29; 35; 40               |
| Оксиды        | 16,5—18,5; 21; 23; 30—34                                       |
| Касситерит    | 14; 15,5; 16,5; 18,5; 19,5; 24,5; 30; 33; 35,5; 43; 48         |
| Гематит       | 16,5; 18; 20,5—21,5; 22,5; 25; 27; 30; 36                      |
| Ильменит      | 15,5; 18,5; 24; 30—33; 36; 43; 48                              |
| Гетит         | 10,5; 11; 12,3; 16; 17,5; 20; 23,5; 26; 33,5; 42               |
| Магнетит      | 15,5; 17,5; 20; 22; 23; 27; 30; 40,5                           |
| Хромит        | 17,5; 21; 25—50 (диффузная)                                    |
| Колумбит      |                                                                |
| Пироксеноиды  |                                                                |
| Сульфиды      | 33—35,5                                                        |
| Сфалерит      | 23; 28; 32; 35; 38; 44                                         |
| Пирротин      | 24; 25,5; 29—30; 34; 41,5                                      |
| Пентландит    | 23,5—24,5; 28,5; 34                                            |
| Пирит         | 17,5; 21,5; 26,5; 29; 33                                       |
| Антимонит     |                                                                |

|                             |                                                                   |
|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------|
| Арсенопирит                 | 23,3; 28; 30,5; 34,5; 38,5; 43                                    |
| Граниты                     | 8,2—10; 11,2; 12,5; 16,4—16,6; 18,5; 20; 20,5; 21,7; 22,5         |
| Грейзенизированные граниты  | 8,4—9; 12,5; 18,3—18,6; 20; 21,2                                  |
| Серпентинизированные дуниты | 9,4—10,5; 15,8—16,2; 17,5—18,4; 20; 21—21,2; 22—23,2              |
| Пироксениты                 | 9,2—11,1; 15,5; 18,0—18,2; 19,3—19,5; 20,1; 20,5; 21,5; 22,8—23,2 |
| Мраморы                     | 6,6—7; 11,2                                                       |
| Известняки                  | 6,7—7; 8,4; 8,9; 11,2; 20,6—20,8                                  |

На основе максимумов полос зеркального отражения возможно видовое определение минералов. Диагностические спектры многих минералов приведены в работе [9].

Мономинеральные горные породы и руды хорошо диагностируются в СИК-диапазоне — подобно соответствующим породо- и рудообразующим минералам. Полиминеральные горные породы и руды могут быть диагностированы по полосам отражения главных составляющих их минералов. Представленные данные по горным породам следует рассматривать как предварительные. Точная диагностика этих объектов требует разработки специальной методики, которая должна учитывать количественные соотношения минералов, структурно-текстурные особенности пород и, главное, более полные и представительные данные по спектрам отражения минералов, в том числе второстепенных и аксессуарных, в возможно более широком оптическом диапазоне.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о возможности лабораторной диагностики минералов, горных пород и руд по спектрам зеркального отражения в СИК-диапазоне. Последний в отличие от видимого и БИК-диапазонов должен рассматриваться как наиболее важный, несущий основную информацию о составе минеральных объектов.

В дальнем инфракрасном (ДИК) диапазоне (50—1000 мкм) проявляются характеристические колебательно-вращательные полосы минералов классов галоидов, оксидов низковалентных элементов, сульфидов. Сульфиды отличаются наименьшей прочностью

межатомных связей и заметно большей массой атомов, чем, например, оксиды, и их диагностические полосы приходится на наиболее длинноволновую часть указанной области. Сведения о спектрах отражения минеральных объектов в ДИК-диапазоне весьма ограничены и относятся в основном к искусственным соединениям. Из-за непрозрачности атмосферы, а также технических трудностей этот диапазон спектрометрии освоен слабо.

Ограниченные пока данные о различной излучательной способности и значении коэффициента отражения в диапазоне от миллиметровых до дециметровых длин волн для ряда минералов и горных пород (кварц, полевые шпаты, гранит, перидотит и др.) [1] позволяют считать, что в микроволновом диапазоне (1 мм—10 м) минеральные объекты могут быть спектрометрически диагностированы.

Как показывает сравнительный анализ информативности различных интервалов спектра (от ультрафиолетового до микроволнового) с учетом «окон прозрачности» атмосферы, наиболее важные для лабораторных аналитических исследований участки спектра в среднем и частично ДИК-диапазонах — 8—14, 16—24 и 30—60 мкм, где реальна диагностика породо- и рудообразующих минералов по интенсивным фундаментальным полосам отражения колебательного происхождения. В видимом и БИК-диапазонах, где проявляются, но далеко не постоянно, более слабые («запрещенные») полосы электронно-колебательного происхождения, возможна диагностика лишь некоторых редких разновидностей породообразующих минералов.

На основании полученных лабораторных данных попытаемся оценить перспективы дистанционного исследования горных пород. В видимом диапазоне при наличии многих осложняющих и маскирующих факторов (изменчивость рельефа, характера поверхности, гранулометрии и конституции минеральных объектов; выветривание; варьирующие условия освещения и наблюдения и др.), и тем более при недостаточном спектральном разрешении или дискретной по спектру съемке, диагностика некоторых разнообразно-

стей минералов невозможна. Поэтому с учетом обычной полиминеральности исследуемых объектов можно использовать самые общие закономерности спектров отражения не для прямого определения, а для разделения их по яркостным контрастам в тех или иных спектральных каналах (например, с помощью камеры МКФ-6). В таком случае предварительные лабораторные исследования СА горных пород и руд вместе с подобным изучением почв и растений необходимы для целенаправленного подбора спектральных каналов дистанционных съемок. Актуальная для дистанционного картирования задача различения минеральных объектов упрощается, если отдельные тела горных пород или руд окрашены тем или иным хромофором или, напротив, весьма обеднены им. На практике наибольшее значение при этом имеют ореолы трехвалентного железа и оксидов марганца (коры выветривания), двухвалентных железа и никеля (базиты, гипербазиты, серпентиниты и др.), меди (зона окисления медных месторождений), радиоактивных и некоторых редкоземельных элементов.

Видимый диапазон следует считать перспективным для: 1) различения и оконтуривания тел заранее известного (для конкретной территории) набора пород и руд; 2) установления и оконтуривания некоторых геохимических ореолов, связанных с элементами переходного типа (в основном группы железа) при условии их раздельного, дифференцированного проявления в составе различных минеральных тел; 3) получения дополнительной к ИК-диапазону информации.

При дистанционных исследованиях в БИК-диапазоне одна из наиболее серьезных помех — поглощение атмосферы, в основном атмосферной воды, полосы поглощения которой перекрываются с полосами поглощения воды, находящейся в разных формах (в том числе адсорбированной) в минералах и горных породах. Поэтому возникают трудности распознавания принадлежности указанных полос: или минеральным образованиям (конституционная, структурная, неструктурная) и парам воды в атмосфере, или поверхностным пленкам воды.

Природа спектров диффузного отражения в БИК-диапазоне (относительно слабые, запрещенные квантовыми правилами отбора полосы поглощения), ряд естественных факторов (отмеченных при обсуждении видимого диапазона), включая атмосферные помехи, а также известные технические ограничения доказывают нереальность выполнения и нецелесообразность планирования дистанционных много-спектральных исследований в этом диапазоне с целью прямого определения минерального состава полиминеральных горных пород и руд.

Г. Р. Хант [14] и Л. С. Роуан [8] рекомендуют БИК-диапазон для дистанционного определения некоторых горных пород по полосам воды и гидроксидов в области 2,2—2,4 мкм. Мы считаем эту возможность преувеличенной или, во всяком случае, имеющей локальное (для конкретного района с благоприятными условиями) значение. По нашему мнению, БИК-диапазон (может быть, в сочетании с видимым) следует считать перспективным для дистанционного определения и оконтуривания следующих геохимических ореолов, как правило, без уточнения их минеральной основы: 1) гидратации — постмагматических, гипергенных водо- и гидроксилсодержащих образований — совокупность узких (10—30 нм) полос около 0,9; 1,1; 1,4; 1,9; 2,2; 2,3 мкм; 2) двухвалентного железа —  $\text{Fe}^{2+}$  при отсутствии  $\text{Cr}^{3+}$  и  $\text{Ni}^{2+}$  — широкие полосы в сине-фиолетовой и оранжево-красной частях видимого диапазона и около 0,8 и 1 мкм; 3) лимонитизации, гематитизации и т. п. —  $\text{Fe}^{3+}$  — относительно интенсивные и широкие полосы в коротковолновой части видимой области и полосы около 0,65; 0,77; 0,87 и 1,12 мкм; 4) карбонатизации в отсутствие гидроксилсодержащих минералов — полосы около 1,9; 2,0; 2,17; 2,3 и 2,5 мкм. Необходимые условия для реализации таких работ — достаточно высокая обнаженность (включая отсутствие или слабое развитие растительности и лишайников); аридный климат; оптимальные погодные условия и максимальная прозрачность атмосферы; использование наибольшего набора полос поглощения (отражения).

Таким образом, БИК-диапазон может быть рекомендован для дистанционного выявления и оконтуривания некоторых геохимических ореолов, а также разделения и оконтуривания различных минеральных тел в процессе картирования при условии предварительного знания их видового набора на изучаемой территории.

В СИК-диапазоне существуют четыре «окна прозрачности» атмосферы: 3—5, 8—14, 16—24 и 30—60 мкм. Дистанционные спектрометрические исследования в трех последних наиболее перспективны, так как здесь находятся характеристические фундаментальные полосы большинства породо- и рудообразующих минералов.

Реальность лабораторной диагностики важнейших минералов и полиминеральных горных пород и руд по спектрам зеркального отражения в диапазоне 6—50 мкм отмечена выше. Для дистанционных работ необходимо учитывать следующие факторы: естественные (шероховатая и выветрелая поверхность, обнаженность и др.), технические (параметры спектральных приборов) и, главное, наличие представительных данных о спектральной отражательной способности различных минеральных объектов. Анализ всех факторов дистанционной спектрометрии не входит в нашу задачу, поэтому мы ограничились лишь упоминанием наиболее важных из них. С учетом последних и при использовании полученных нами лабораторных данных становится ясной принципиальная возможность дистанционного спектрометрического определения минерального состава подстилающей поверхности.

При достаточно высокой обнаженности и соответствующем угловом разрешении и чувствительности дистанционных приемников, по-видимому, наиболее реальной и первоочередной может быть задача различения и оконтуривания тел горных пород и руд в СИК-диапазоне на основе их яркостных контрастов в некоторых спектральных каналах. Для этого необходимо, как уже отмечалось, предварительное знание видового набора пород и руд на изучаемой территории и хотя бы грубых данных по их спектральной отражательной (излучитель-

ной) способности. Более сложная задача прямой дистанционной диагностики мономинеральных и тем более полиминеральных объектов может быть решена только при использовании наиболее современных приборов типа фурье-спектрометров, лазерных спектрометров, не уступающих, либо превосходящих по основным параметрам традиционные лабораторные (дифракционные, призменные) спектрометры. Важно получение непрерывного и достаточно протяженного (по шкале длин волн или частот) спектра отражения, в котором наиболее полно проявлялись бы полосы минералов или входящих в них комплексных ионов. Рекомендации по выбору спектральных рабочих интервалов могут даваться только применительно к конкретным формациям и парагенезисам горных пород (и руд) при наличии полученных в лаборатории спектров отражения последних.

Итак, для прямого определения минералов, горных пород и руд нам представляется целесообразной переориентация дистанционных спектрометрических исследований с видимого и БИК-диапазонов на СИК-диапазон. Это не означает отрицания значения спектрометрических работ в двух первых диапазонах: более эффективно в них могут быть выявлены и оконтурены некоторые геохимические ореолы на основе целенаправленного поиска оптимальных спектральных каналов.

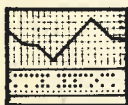
В заключение отметим, что в разработке дистанционного спектрометрического геологического зондирования с целью определения вещественного состава объектов подстилающей поверхности, базовыми, исходными следует считать специальные лабораторные работы. От состояния этих работ, своевременного (опережающего) пополнения банка спектральных данных в широком оптическом и микроволновом диапазонах зависят успехи всех дистанционных исследований, начиная от традиционных наземных и кончая новейшими космическими.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т. Радиотепловое излучение земных покровов. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.

2. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды.— М.: Мысль, 1976.
3. Винсент Р. К. Возможные применения тепловых ИК многополосных сканирующих устройств при дистанционных методах геологических исследований//Труды ИИЭР. 1975. Т. 63. № 1. С. 134—145.
4. Вохменцев А. Я., Марин Ю. Б., Яковлев Н. А. Вопросы изучения отражательной способности горных пород для целей аэрогеологического картирования и поисков полезных ископаемых.— Л.: ВСЕГЕИ. 1981.
5. Дистанционное зондирование в геологическом картировании территории СССР/Н. В. Межеловский, В. В. Козлов, Б. Н. Можаяев и др.//27 МГК. Дистанционное зондирование. Т. 18. М., 1984. С. 3—18.
6. Кизель В. А. Отражение света.— М.: Наука, 1973.
7. Минералы и горные породы как объекты дистанционной спектроскопии/А. Я. Вохменцев, Ю. Б. Марин, Г. П. Шабалдин и др.//Спектроскопические исследования почв и горных пород. Л., 1983. С. 48—65.
8. Роуан Л. С., Гетц А. Ф. Определение минералов осадочных пород Египта и гидротермально измененных пород Мексики по данным измерений с помощью многоканального инфракрасного радиометра «Шатл»//27 МГК. Дистанционное зондирование. М., 1984. Т. 18. С. 19—31.
9. Третьякова Л. И., Вохменцев А. Я., Остроумов М. Н. Диагностические спектры отражения ювелирных и поделочных камней//Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1987. Вып. 4. Ч. 116, С. 486—497.
10. Третьякова Л. И. Отражательная спектроскопия породообразующих минералов и горных пород (для целей дистанционных геологических исследований): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1987.
11. Третьякова Л. И., Вохменцев А. Я., Марин Ю. Б. Спектральная отражательная способность минералов и горных пород как объектов дистанционных поисков и картирования//Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1988. № 3. С. 370—381.
12. Adams J. B. Visible and near-infrared diffuse reflectance of pyroxenes as applied in the solar systems.— J. Geophys. Res., 1979. Vol. 79. № 32. P. 4828—4836.
13. Eberhardt J. E., Green A. A., Haub V. G., Lyon R. J. P., Pryor A. W. Midinfrared Remote Systems and their application to lithology mapping.— IEEE, Transactions on geoscience and Remote Sensing. Vol. ge-25. № 2, March 1987. P. 230—237.
14. Hunt G. R. Spectral signatures of particulate mineral in visible and near infrared.— Geophysics. 1977. Vol. 42, № 3. P. 501—513.
15. Kahle A. B., Walker R. E. Calculation of emissivity and thermal inertia at Death Valley, California, from TIMA Data.— Proc. 9-th symposium on Remote Sensing. St. John's Newfoundland. 1984. P. 337—346.

Принята редколлегией 29 февраля 1988 г.



## ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 551.241(571.645)

Т. К. ЗЛОБИН (Институт морской геологии и геофизики ДВО АН СССР)

### Глубинное строение острова Уруп

Курильская островная дуга, протягивающаяся от Японии до Камчатки, отделяет впадину Охотского моря от Тихого океана. Она занимает особое положение среди структур зон перехода от Азиатского континента к Тихому океану, для которой характерны чрезвычайно высокая сейсмичность и современный вулканизм, связанные с активными тектоно-магматическими процессами и формированием земной коры.

Изучение глубинной структуры литосферы под островной дугой имеет фундаментальное значение для решения ряда ключевых вопросов современных геодинамических теорий и кон-

цепций (тектоники плит, рифтогенеза, расширяющейся Земли и др.), а также представляет практический интерес в связи с выявлением закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых (рудных — в островных дугах; нефти и газа — на шельфе окраинных морей).

Институтом морской геологии и геофизики в 1977—1987 гг. проведены глубинные сейсмические исследования на островах Курильской дуги и прилегающих акваториях. Результаты этих работ опубликованы [2, 3, 4, 8, 10]. Однако о-ов Уруп, расположенный на стыке южного фланга дуги и ее центральной части и имеющий ряд специ-

фических особенностей из-за своей труднодоступности, долгие годы оставался неизученным. Рассмотрим результаты исследований глубинной структуры литосферы Курильской островной дуги вдоль о-ва Уруп.

В плане Уруп имеет веретенообразную форму; протяженность его 120 км, максимальная ширина 20 км, площадь 1430 км<sup>2</sup>. Значительно распространены на острове третичные осадочные и вулканогенные породы, а также интрузивные (гранодиориты). По мнению Г. С. Горшкова (1967 г.), здесь насчитывается 25 эруптивных центров вулканизма, из них 14 голоценовых и два действующих.

В пределах острова развиты следующие верхнекайнозойские вулканические комплексы [8]: четвертичный андезитовый, верхнеплиоценовый базальтоидный, верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомовый, олигоцен-среднемиоценовый «зеленотуфовый» (рис. 1).

Породы первого, андезитового комплекса слагают вулканы Десантный, Антипина, Колокол, Три Сестры, Рудакова, Ивао. Наиболее активные среди них — действующие вулканы Колокол (извержения которого были зафиксированы в 1946 и в 1951—1952 гг.), Трезубец, а также вулкан Три Сестры, современная активность которого проявляется в интенсивной термальной деятельности.

Второй, верхнеплиоценовый базальтоидный комплекс распространен ограниченно. Он выделен в основном на северо-западе острова, между вулканами Трезубец и Антипина, а также в виде узкой полосы (шириной несколько километров) вдоль тихоокеанского восточного побережья острова в его центральной и южной частях.

Верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомовый комплекс также имеет локальное развитие. Он закартирован северо-западнее вулкана Десантный и севернее группы вулканов Ивао.

Оligocen-среднемиоценовый «зеленотуфовый» комплекс — наиболее древний из выделенных на Урупе и других островах Большой Курильской гряды. Мощность его около 4000 м, возраст 32—38 млн лет [5]. Этот комплекс широко распространен на

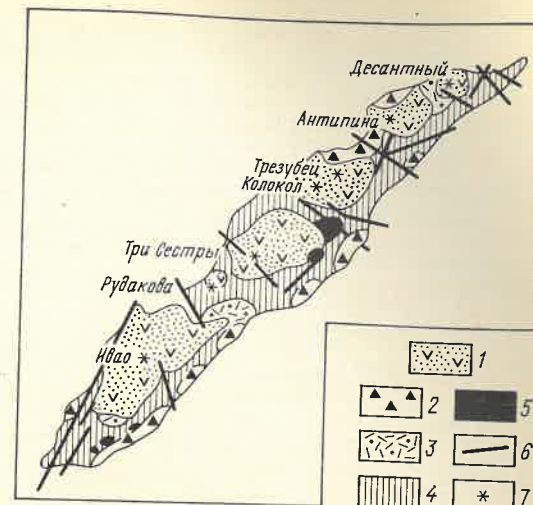


Рис. 1. Геологическая карта о-ва Уруп, по Б. Н. Пискунову [11] с дополнениями [2]: верхнекайнозойские вулканические комплексы: 1 — четвертичный андезитовый, 2 — верхнеплиоценовый базальтоидный, 3 — верхнемиоцен-плиоценовый вулканогенно-кремнисто-диатомовый, 4 — олигоцен-среднемиоценовый «зеленотуфовый»; 5 — среднемиоценовые интрузии кварцевых диоритов; 6 — тектонические нарушения; 7 — вулканы

о-ве Уруп. Он практически выполняет основное пространство между андезитовыми вулканами.

Кроме перечисленных комплексов, следует отметить наличие интрузивных образований. Они представлены комплексом кварцевых диоритов, слагающих плутоны и тела штокообразной формы. Выходы этих пород закартированы между вулканами Колокол и Три Сестры, а также обнаружены в виде малых интрузий на юго-востоке острова.

Структуры острова разбиты как продольными, так и поперечными разломами, установленными между вулканами Колокол и Три Сестры, а также между последним и вулканами группы Ивао [1, 8, 11]. Меньшие нарушения отмечаются южнее вулкана Антипина и на других участках острова (см. рис. 1).

Глубинное строение острова изучалось сейсмическим методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Наблюдения МОВЗ осуществлялись на 12 пикетах, расположенных в основном вдоль западного побережья острова на расстоянии около 10 км друг от друга. Для регистрации колебаний землетрясений применялись

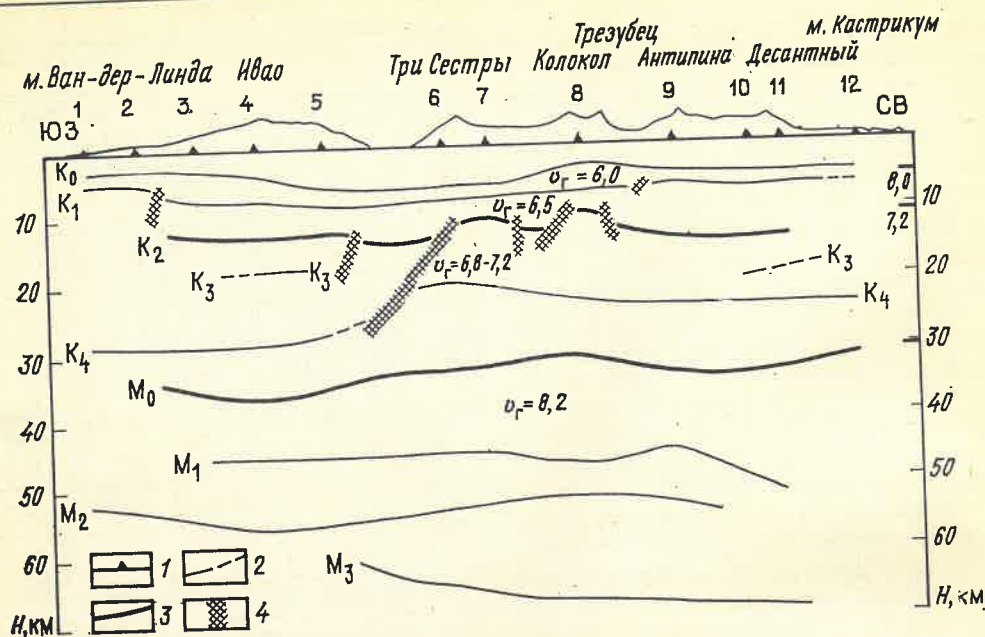


Рис. 2. Глубинный разрез литосферы Курильской островной дуги через остров Уруп: 1 — пикеты установки станций записи; 2 — границы

обмена; 3 — положение преломляющих сейсмических границ по данным ГСЗ профиля Уруп—Расшуа; 4 — разломы

пять передвижных автономных сейсмических станций «Черепаша», укомплектованных трехкомпонентными сейсмографами СМ-3, позволяющими регистрировать вертикальную и две горизонтальные составляющие объемных волн и вести запись продольных, поперечных и обменных волн различных типов. Период регистрации колебаний на одной стоянке составлял 11—22 сут.

Сейсмограммы интерпретировались (выделение и корреляция обменных волн, построение временных и глубинных разрезов, структурных схем) в соответствии с известными критериями и принципами [9]. Значения скоростей сейсмических волн, использовавшихся для построения глубинных границ и их геологической интерпретации, были получены из наблюдений ГСЗ, выполненных вдоль профиля Уруп—Расшуа [4, 6]. Профиль ГСЗ проходит от северо-восточной оконечности о-ва Уруп до средней части о-ва Расшуа. Он был отработан по методике обращенного годографа; расстояние между пунктами взрыва 3,5—4,5 км. Колебания регистрировались на профиле протяженностью 240 км пятью станциями «Черепаша» и одной сейсмологической станцией региональной сети, расположенными друг от друга на расстоянии

30—50 км на островах Уруп, Черные Братья, Симушир и Расшуа.

На основе интерпретации результатов наблюдений МОВЗ был построен глубинный (до 70 км) разрез литосферы о-ва Уруп, на котором выделено девять сейсмических границ обмена, в том числе шесть — в верхней его части, относимой к земной коре (рис. 2).

Первая сверху по разрезу граница обмена  $K_0$  установлена на глубинах 3—6 км, причем на юго-западе острова на глубине 3 км, на северо-востоке его — 4,5 км, в центральной части острова она прогибается до 6 км на ПК 5—7, расположенных между вулканами Ивао и Три Сестры.

Ниже по разрезу, на глубинах 5—9 км выделена граница обмена  $K_1$ . Минимальные ее глубины также приурочены к краевым частям острова, а наибольшее погружение соответствует ПК 3—8. Таким образом, образованная ею депрессионная ванна значительно шире, чем прогиб предыдущего горизонта — около 55 км. Дно ее субгоризонтальное.

Рельеф границы обмена  $K_2$ , фиксируемой на глубинах 10—14 км, в отличие от формы двух вышележащих преобладает резкие изломы. Так, если в крайних частях острова, на ПК 3—5

(под вулканами группы Ивао) и на ПК 9—12 (вулканы Антипина и Десантный) она залегает полого, то в центральной части острова под действующими вулканами Три Сестры, Колокол и Трезубец эта граница резко нарушена разломами. Граница  $K_3$  здесь образует сопряженные поднятия и прогибы. Два куполообразных поднятия границы  $K_2$  диаметром 6—10 км четко приурочены к вулканам Три Сестры, Колокол и Трезубец. Прогибы границ соответствуют понижению рельефа земной поверхности. Наиболее протяженный прогиб границы  $K_2$  ограничен разломами и соответствует перешейку Токотан (ПК 5—6), расположенному между горными массивами вулканов Ивао и Три Сестры.

Граница  $K_4$  четко обрисовывает горизонтальную флексуру, нижнее крыло которой лежит под вулканами Ивао на глубине 27—28 км, а верхнее поднято под вулканами Три Сестры. В центральной части острова отмечается наибольшее куполообразное поднятие границы  $K_4$  — до глубины 20 км. Опущенное и поднятое крылья структуры, возможно, смещены по разлому типа сброса, амплитуда перемещения крыльев по которому 4—7 км. На земной поверхности этот разлом точно отвечает перешейку Токотан.

Раздел  $M_0$  выделен нами по данным МОВЗ под о-вом Уруп на глубине 31—36 км. Граница пологая, плавно опускается до глубины 36,5 км в южной части острова под вулканом Ивао, воздымается в районе ПК 8 под вулканом Колокол до минимальных глубин (31 км) и вновь прогибается до 34 км под вулканами Антипина и Десантный.

В нижней части разреза выделены границы  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ . Первая из них погружается на северо-восток с 45 до 51 км, и лишь на ПК 9 (под вулканом Антипина) осложнена локальным куполообразным поднятием с амплитудой около 3 км. Раздел  $M_2$  представляет собой сопряженные синклиналь и антиклиналь. Первая соответствует вулкану Ивао. Замок ее отмечается на глубине 56 км. Периклиналь второй отвечает глубинам 52—54 км и расположена под вулканами Колокол и Трезубец. Самая нижняя граница  $M_3$  выделена в северо-восточной части

острова. Она монотонно погружается в этом направлении с 60 до 68 км.

Для определения возможной природы выделенных сейсмических границ обмена сопоставлялось их положение в разрезе с результатами ГСЗ по профилю Уруп—Расшуа и геологической привязкой сейсмических границ на прилегающих островах. Согласно данным ГСЗ [4, 6], в разрезе земной коры выделено три преломляющие границы. Верхняя граница  $K_0$ , установленная в центральной и восточной частях профиля, характеризуется граничной скоростью 6 км/с. Она отождествляется нами с основанием позднекайнозойской олигоцен-четвертичной островодужной ассоциации и соответственно кровлей гранитно-метаморфического слоя. Глубина ее на профиле ГСЗ в юго-западной приурупской части 4—6 км от поверхности моря, или 1—3 км от дна. Выше границы  $K_0$  в таком случае лежат вулканические, интрузивные породы, частично хлоритизированные («зеленые туфы»), ниже — гранитоиды, гранитогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы с биотитом.

Граница обмена  $K_1$ , выделенная на глубинах 5—9 км, отвечает по положению в разрезе (7—8 км) преломляющей границе, характеризующейся значением  $v_r$  6,5 км/с. Дать однозначную трактовку геологической природы этой границы трудно. Можно лишь заключить, что она является промежуточной в гранитно-метаморфическом слое.

Раздел  $K_2$  уверенно выделяется и четко прослеживается на стабильных глубинах практически на всех изученных островах Курильской гряды. Эта граница обмена соответствует преломляющей, прослеженной нами на глубинах 10—15 км вдоль профиля ГСЗ от Урупа до Расшуа. Значения скоростей продольных сейсмических волн вдоль нее 6,8—7,2 км/с, и граница может быть уверенно отождествлена с кровлей базитового (или «базальтового») слоя земной коры.

Ниже по разрезу наиболее уверенно установлена граница обмена  $M_0$  на глубинах 31—36 км. На таких же глубинах по данным ГСЗ и МОВЗ как севернее, так и южнее о-ва Уруп (на островах Симушир и Итуруп) установлен сейсмический раздел, граничная

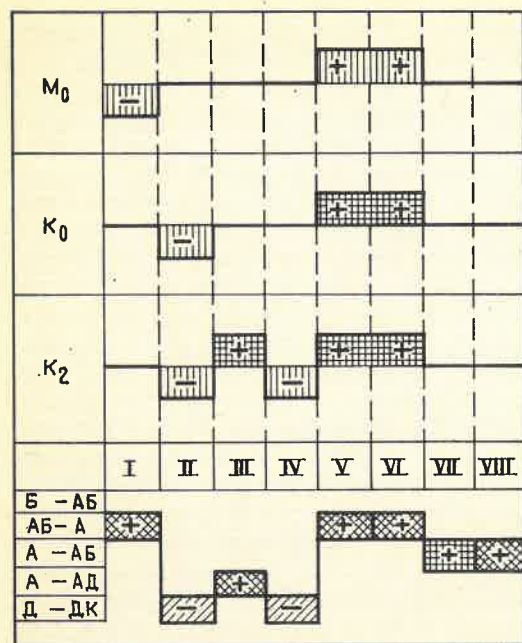


Рис. 3. Качественная характеристика рельефа границ обмена  $M_0$ ,  $K_0$  и  $K_2$  по профилю МОВЗ вдоль о-ва Уруп и распределение преимущественного состава пород в блоках земной коры:

блоки земной коры, соответствующие: I — вулканам группы Ивао, II — перешейку Токотан, III — вулкану Три Сестры, IV — перешейку между вулканами Три Сестры и Колокол, V — вулкану Колокол, VI — вулкану Трезубец, VII — вулкану Антипина, VIII — вулкану Десантный; А — андезиты, Б — базальты, АБ — андезитобазальты, АД — андезитодациты, Д — дациты, ДК — кварцевые диориты

скорость вдоль которого 8—8,2 км/с. На этом основании он связывался с поверхностью Мохоровичича. Аналогично интерпретируется нами и природа границы  $M_0$  под о-вом Уруп. В таком случае граница обмена  $K_4$ , выделенная в разрезе коры выше раздела  $M_0$ , принадлежит нижнему, базитовому слою земной коры.

Природа границ обмена  $M_1$ — $M_3$  не известна. По-видимому, они являются разделами в верхней мантии и отвечают аналогичным границам, установленным нами ранее под другими островами Большой Курильской гряды.

Анализ особенностей морфологии глубинных сейсмических границ обмена и положения вулканических построек на земной поверхности показывает следующее. Вулканический массив Ивао (хр. Криштофовича) отражается прогибами двух границ обмена —  $M_0$  и  $M_2$ . Перешеек Токотан, расположенный между вулканами Ивао и Три Сестры, четко проявляется в рельефе всех трех верхних границ ( $K_0$ ,  $K_1$ ,  $K_2$ )

прогибами. При этом особенно четко прогиб обрисован границей  $K_2$  (кровлей «базальтового» слоя). Действующий вулкан Три Сестры характеризуется только положительными особенностями рельефа, а именно: подъемом границ  $K_2$  и  $K_4$ . В обоих случаях периклинали (замки антиклинальных складок) соответствуют положению вулканической постройки.

Положение активных действующих вулканов Колокол и Трезубец наиболее тесно связано с рельефом всех глубинных границ. Им соответствуют подъемы границ  $K_0$ ,  $K_2$ ,  $M_0$ ,  $M_2$  и лишь в рельефе раздела  $M_1$  отвечает характерный локальный прогиб.

Размещение вулкана Антипина может быть связано с особенностями рельефа только границы  $M_1$  — с ее подъемом. Лишь вулкан Десантный, расположенный на краю профиля, не отражается в рельефе глубинных границ.

Таким образом, положение всех вулканов, за исключением последнего, особенно действующих, проявляется в глубинной структуре земной коры.

Установление взаимосвязи состава лав, обнажающихся на поверхности, со структурой коры — сложная задача, требующая специальных исследований. В настоящей работе лишь сопоставляются полученные нами экспериментальные материалы по глубинной структуре коры о-ва Уруп с известными данными по петрологии представленных здесь вулканов [1, 7], при этом рассматривается состав пород в целом для каждого блока.

Для анализа структурных особенностей основных разделов коры на рис. 3 схематически представлены в виде положительных и отрицательных форм рельеф подошвы  $M_0$  и кровли  $K_0$  земной коры, а также поверхности «базальтового» слоя  $K_2$ . Профиль вдоль о-ва Уруп разбит на восемь блоков, соответствующих вулканам или пространству между ними, и для каждого из них указана характерная форма границы (положительная или отрицательная). Под этими графиками приведен состав пород, характерный в целом для того или иного вулкана или блока коры. В зависимости от основности пород они распределены по вертикали на разных уровнях (выше —

более основные, ниже — более кислые). Более детальный количественный анализ пород не проводился, поскольку нет достаточного количества данных по их химическому составу.

Выполненный названным способом анализ выявил следующее. Блокам II (перешеек Токотан, расположенный между вулканами группы Ивао и Три Сестры) и IV (участок между вулканами Три Сестры и Колокол) отвечают породы менее основного состава.

В блоке II в лавах вулкана Рудак (перешеек Токотан) присутствуют дациты и радиодациты, а на перешейке между вулканами Колокол и Три Сестры закартированы выход кислых интрузий (кварцевых дацитов) [1, 7]. В структуре границы  $K_2$  в блоках II и IV установлены четко выраженные отрицательные формы рельефа, т. е. прогибы кровли «базальтового» слоя (см. рис. 3). При этом в блоке II имеет место прогиб также и кровли консолидированной коры ( $K_0$ ).

Блок III расположен между выше-названными и отвечает вулкану Три Сестры. Он представлен породами следующего более высокого условного уровня основности — андезитами и андезитодацитами. В этом блоке уверенно установлен подъем границы  $K_2$ .

Породам, находящимся на самом высоком уровне на графике (см. рис. 3), т. е. наиболее основным из рассматриваемых (андезитобазальтам и андезитам), слагающим вулканы Колокол и Трезубец (блоки V, VI), отвечает четко выраженный подъем всех исследованных сейсмических границ (кровли «базальтового» слоя, кровли и подошвы консолидированной коры).

Выполненный анализ соотношения состава пород и структуры глубинных границ носит оценочный характер. Однако представляется, что, например, наличие в блоке IV кислых интрузий именно здесь резкий и четкий прогиб кровли «базальтового» слоя, а также выявленный на этом участке глубинный разлом взаимосвязаны.

По данным МОВЗ в верхней части коры (до 10 км) установлены два разлома, которые ограничивают депрессионную ванну (трог), обрисованную границей  $K_1$ . Один разлом расположен между ПК2 и ПК3 в юго-запад-

ной части острова, где закартированы интрузии диоритов [1, 7], возможно, с ним связанные. На земной поверхности он соответствует южной границе хр. Криштофовича (вулканы групп Ивао), второй разлом — перешейку между вулканами Трезубец и Антипина. Последний устанавливается также по геологическим данным [1] (см. рис. 1, 2).

Разломы прослежены нами главным образом в средней части коры и связаны с границей  $K_2$  — кровлей «базальтового» слоя. Они ограничивают прогибы поверхности  $K_2$  в районе перешейка Токотан между вулканами Ивао и Три Сестры, а также между последним и вулканом Колокол. Самый мощный разлом отмечен в районе ПК 6 под вулканом Три Сестры. Видимо, с ним и связана современная его активность, проявляющаяся в интенсивной термальной деятельности. Амплитуда перемещения крыльев поверхности  $K_2$  по разлому 2—3 км, а нижележащей границы  $K_4$  5—7 км.

Северо-восточнее этого разлома выделяется три нарушения границы  $K_2$ . Первое — незначительное, второе и третье (в районе ПК 8, на восточном побережье острова Уруп на траверсе о-ва Петушковы) имеют амплитуду перемещения блоков соответственно 2 и 1 км и ограничивают резкий выступ «базальтового» слоя, который расположен под вулканами Колокол и Трезубец, что свидетельствует о четкой приуроченности этих действующих вулканов к выявленным разломам.

Вполне вероятно, что проникновение расплавов в земной коре и верхней мантии происходило не только по названному глубинному разлому, но и по серии более мелких трещин и зон проникания внутри блоков, ограниченных ими.

По мнению П. М. Сычева, по таким мелким вулканическим разломам не происходит вертикальных смещений отдельных блоков относительно друг друга, характерных для сбросов и сдвигов, что затрудняет их обнаружение и выделение [12]. Вследствии этого они могут не фиксироваться и на разрезах МОВЗ. Сами же трещины, согласно [12], образовались в результате движения (подъема) магматических расплавов. По представлениям

А. Е. Святловского, вулканы образуются преимущественно в местах тектонических поднятий, в связи с которыми, вероятно, и образуются трещины растяжения или вулканические разломы. Следовательно, весьма существенно выделение по данным МОВЗ куполообразного поднятия кровли «базальтового» слоя под действующими вулканами Колокол и Трезубец. Этот подъем границы может быть обусловлен привносом (инъекций) сюда магматических расплавов, причем преимущественно основного состава, из более глубоких горизонтов Земли. Последнее объясняет увеличение мощности («раздувание») «базальтового» слоя и причину образования как разломов, так и мелких трещин в вышележащей среде и, кроме того, указывает на возможность наличия здесь под кровлей «базальтового» слоя периферического магматического очага.

На островах Большой Курильской гряды известно более ста рудопроявлений меди, цинка, свинца, самородной серы, железа, молибдена [1]. Они распространены в основном на островах Кунашир, Парамушир, Итуруп, а также и на Урупе. На последнем рудопроявления установлены на четырех участках: южная оконечность острова (ПК 1—3); охотоморское побережье, подножие вулкана Три Сестры; между вулканами Трезубец и Антипина; единичное — северная оконечность острова.

Наибольшее число рудопроявлений развито на первом из названных участков: медные колчедановые, медные жильные, медно-полиметаллические и полиметаллические жильные. В южном блоке между ПК 2 и ПК 3 по сейсмическим данным выделен разлом, по которому устанавливается смещение на 1—2 км раздела  $K_1$  (кровли гранитно-метаморфического слоя). Представляется, что с ним и может быть связано имеющееся здесь оруденение.

В средней части острова, у подножия вулкана Три Сестры, на охотоморском побережье установлены медно-полиметаллические колчедановые рудопроявления, а на тихоокеанском — медно-полиметаллические жильные. Как указывалось выше, под этим вулканом между ПК 6 и ПК 7 по

данным МОВЗ прослежен мощнейший глубинный разлом, проникающий в «базальтовый» слой коры. Возможно, над разломом имеет место зона повышенной проницаемости, что создало благоприятные условия для возникновения здесь оруденения.

На участке между вулканами Трезубец и Антипина, на широте мыса Хива и залива Наталии найдено медно-полиметаллическое жильное рудопроявление. На соответствующем отрезке (ПК 8—ПК 9) глубинного разреза МОВЗ установлен достаточно хорошо выраженный разлом с амплитудой около 1 км по разделу  $K_2$  (см. рис. 2). В 4 км восточнее разлом прослеживается и в вышележащей границе  $K_1$ . Таким образом, это рудопроявление также находит соответствие в глубинной структуре коры.

Единичное рудопроявление в районе мыса Кастрикум находится на северном окончании профиля, практически за пределом сейсмических построений и проанализировать его положение невозможно.

В целом анализ размещения основных участков рудной минерализации на о-ве Уруп позволяет проследить определенную связь их с глубинными разломами земной коры, выявленными сейсмическими методами.

Итак, в результате исследований методами МОВЗ и ГСЗ впервые установлена глубинная (до 70 км) структура литосферы Большой Курильской гряды в пределах о-ва Уруп. В земной коре прослежены сейсмические границы, отождествляемые с основанием островодужного комплекса (кровлей гранитно-метаморфического слоя), кровлей «базальтового» слоя и ее подошвой. Глубина залегания кровли консолидированной коры и соответственно мощность островодужного комплекса под о-вом Уруп 3—6 км, кровля базитового слоя фиксируется на глубинах 10—14 км, мощность земной коры 31—36 км.

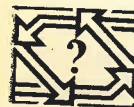
Проанализированы глубинные особенности строения литосферы (структура, морфология границ, мощности слоев, разломы), размещение вулканов, их активность и проявления рудной минерализации. Между ними установлена определенная взаимосвязь. Обнаружены аномальные воздымания

«базальтового» слоя, а также глубинные разломы под действующими вулканами Колокол, Трезубец и Три Сестры. Отмечена приуроченность рудопроявлений к этим глубинным разломам и характерным особенностям рельефа границ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы.—Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
2. Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Малой Курильской гряды по сейсмическим данным//Геотектоника. 1983. № 6. С. 109—118.
3. Злобин Т. К. Изучение сейсмической расчлененности литосферы по данным метода обменных волн землетрясений на примере Малой Курильской гряды//Тихоокеанская геология. 1985. № 2. С. 94—97.
4. Злобин Т. К., Пискунов Б. Н., Фролова Т. И. Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской островной дуги//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 185—188.
5. Конда Т., Уеда Е. Абсолютный возраст вулканических пород северо-восточной части Японской дуги//Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М., 1978. С. 130—134.
6. Новые сейсмические данные о глубинном строении центральной части Курильской островной дуги/Т. К. Злобин, В. В. Аргентов, Г. И. Аносов, Г. С. Немченко//Тез. докл. XV сессии Научного Совета СО АН СССР. Тектоника Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1985. С. 33.
7. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии.—Новосибирск: Наука, 1975.
8. Пискунов Б. Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг.—М.: Наука, 1987.
9. Померанцева И. В., Можженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля».—М.: Недра, 1977.
10. Структура литосферы о-ва Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным/Т. К. Злобин, В. И. Федорченко, А. В. Петров, Г. С. Немченко//Тихоокеанская геология. 1982. № 1. С. 92—100.
11. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.—М.: Наука, 1976.
12. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.—М.: Наука, 1979.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.



#### ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 552.321.5 (571.56)

А. А. КУЗНЕЦОВ (ВСЕГЕИ)

#### „Загадка анортозитов“ и ее возможное решение

«Загадкой анортозитов» петрологи называют длительное время остающиеся без ответа вопросы возраста и происхождения массивов «автономных» анортозитов\*. Главнейшими из них являются следующие: 1) исключительно архейско-протерозойский (?) геологический и радиологический возраст анортозитов, близодновременный или даже более древний, чем возраст вмещающих гнейсов; 2) тесная пространственная связь анортозитов с гранулитовыми (кристаллосланцево-гранито-гнейсовыми) образованиями щитов и выступов кристаллического фундамента структур обрамления древних плат-

форм; 3) наличие среди минеральных парагенезисов анортозитов ассоциаций минералов и деформаций, свойственных гранулитовой или реже амфиболитовой фациям регионального метаморфизма, иными словами, одинаковая степень метаморфизма анортозитов и вмещающих пород; 4) конкордантное залегание более или менее крупных (до тысяч квадратных километров) тел анортозитов в инфраструктуре щитов и отсутствие термально-контактового воздействия массивов анортозитов на вмещающие кристаллосланцы и плагиогнейсы [1—3, 9, 12 и др.].

Ни одна из существующих гипотез происхождения анортозитов [2, 3] не может логично объяснить все или хотя бы часть из перечисленных выше системных признаков анортозитов. Это

\* Называемых так в противовес анортозитам, образующим горизонты в расслоенных интрузивах.

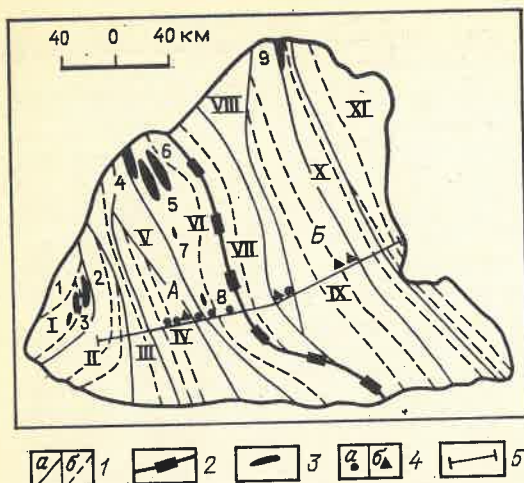


Рис. 1. Размещение плагиоклазитов в инфраструктуре Анабарского щита, по данным [1, 8, 9] и автора:

структурно-фациальные зоны [6, 7]: I — Маганская, II — Верхнекуонамская, III — Балаганахская, IV — Ламуйская, V — Алы-Юряхская, VI — Котуйкан-Монхоолинская, VII — Котуйкан-Далдынская, VIII — Ченгелехская, IX — Хатырык-Джелидинская, X — Билляхская, XI — Попигайская; 1 — границы зон (а) и подзон (б); 2 — граница между Западно-Анабарским (А) и Восточно-Анабарским (Б) блоками; 3 — «массивы аортозитов» (1 — Маганский, 2 — Амбардахский, 3 — Коялахский, 4 — Северный, 5 — Бардахский, 6 — Восточный, 7 — Баллаганахский, 8 — Монхоолинский, 9 — Безымянный); 4 — местоположение горизонтов плагиоклазитов (а) и иотунитов (б); 5 — региональный геолого-петрографический профиль

обусловлено в первую очередь не только (и не столько) переходом значением гипотез, сколько неверным подходом к трактовке происхождения самих вмещающих аортозиты раннедокембрийских кристаллических образований. На наш взгляд, решение «загадки аортозитов» во многом связано с новой генетической моделью формирования древнейших гранулитовых толщ земной коры.

На примере Анабарского щита автором [5—7] расшифрована первичная геологическая природа кристаллосланцево-гранито-гнейсовых образований, слагающих гранулитовый слой протокры. Последний представляет собой парагенез первичных магматогенных, более или менее высокотемпературных и высокостатических пород — производных первичного катархейского расплава внешней жидкой оболочки планеты мощностью не менее 25—30 км. Дифференциация и кристаллизация оболочки с появлением расслоенно-стратиформного

разреза раннедокембрийской толщи регулировались механизмом ритмично-направленного (снизу вверх) затвердевания отмеченного расплава на поверхности планеты в особых термодинамических и экологических условиях, присущих позднепланетарной, протокоровой, или догеологической, стадии развития Земли [6, 7]. В качестве геологической и физико-химической модели становления, анизотропии состава и строения ритмично-стратифицированной архейской толщи щитов выступают расслоенные интрузивы типа Скергаарда, Бушвелда, Стиллуотера, Маскокса и др. [4, 11] с тождественным протоко-ре механизмом затвердевания.

Автором сделана попытка наметить принципиальное решение проблемы аортозитов методом анализа их структурно-вещественных признаков на примере Анабарского щита.

Не менее 10 крупных и мелких массивов аортозитов общей площадью 1300 км<sup>2</sup> в Маганской и на северных флангах Котуйкан-Монхоолинской и Билляхской структурно-фациальных зон (рис. 1) характеризуются с учетом данных М. И. Рабкина (1959 г.) и работ [1, 8—10] следующими признаками: 1) это сравнительно пологие пластинчатые тела мощностью до 4—6 км, по-видимому, выклинивающиеся по простиранию наподобие линз; 2) они имеют постепенные (переслаивание) и резкие границы с окружающими породами; 3) в сложении массивов участвуют наряду с аортозитами («метааортозитами») амфиболовые разновидности, называемые габбро-аортозитами, или габброамфиболитами, пироксен-амфиболовые и пироксеновые разновидности (габбронорит-аортозиты, габбронориты, метагаббронориты), иногда иотуниты (метагабброиды с кварцем), пироксениты и титаномagnetитовые руды; 4) массивы обладают первично-полосчатой (расслоенность) внутренней структурой с элементами ритмичной текстуры разреза в «краевых и центральных частях тел» — чередование относительно меланократовых и лейкократовых слоев названных выше разновидностей (рис. 2); наиболее меланократовые прослои сложены «пироксенитами» (гиперстенитами), причем не в форме да-

ек или ксенолитов, как считалось ранее, а в виде согласно-бужинированных горизонтов мощностью 0,5—1 м; 5) полосчатость аортозитовых тел параллельна «контактам» и согласна со стратиформностью окружающих пород; 6) следы термально-контактового воздействия аортозитов на вмещающие гнейсы отсутствуют; 7) аортозиты сопровождаются преимущественно энтербитами, пироксеновыми кристаллосланцами и «серыми гнейсами»\* (Коялахский массив в Маганской и Безымянный в Билляхской зонах) или только последними (Северный, Центральный, Восточный и другие массивы в Котуйкан-Монхоолинской зоне); 8) ассоциация аортозитов имеет, по новейшим радиологическим данным [1, 9], архейский или AR<sub>2</sub>—PR<sub>1</sub>? возраст (аортозиты не менее 1,8—2,1 млрд лет, иотуниты 2,3—2,7 млрд лет, вмещающие кристаллосланцы 2,3—2,5 млрд лет); 9) аортозиты генетически связаны с архейскими гранулитами. Последнее особо подчеркивается всеми исследователями, изучавшими аортозиты.

Аортозитам сопутствуют, в частности в Восточном массиве, иногда с постепенными переходами между ними [1, 10] иотуниты («монцодиориты, кварцевые метагабброиды») — породы среднего состава с минеральным парагенезисом, %: андезин антипертитовый (до 60—70), гиперстен (первые проценты), диопсид (0—5), обыкновенная роговая обманка (0—5), кварц (5—10), ортоклаз (до 5), биотит (5—10), титаномagnetит (3—5), сфен, апатит, циркон. Судя по закономерностям пространственного размещения, петрографическим особенностям и т. д., а также наблюдениям в регионах сходного строения (Алдано-Становой и др.), горизонты иотунитов, связанные с аортозитами, приурочены к верхним частям аортозитовых тел и не принадлежат к продуктам гранитизации (энтербитизация и чарнокитизация) габбро-норитов и аортозитов.

Кроме того, в ритмично-стратиформном разрезе Анабарского щита нами

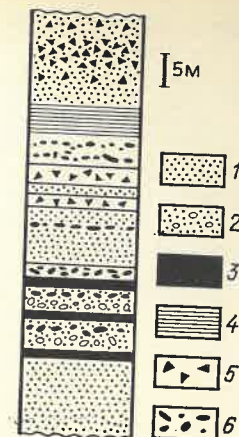


Рис. 2. Строение верхней части Восточного массива, по М. К. Суханову [1]:

1 — аортозиты массивные; 2 — реликтовые кристаллы первичного плагиоклаза в мелкозернистой массе аортозита; 3 — габбронориты; 4 — чередование слоев аортозитов и габброноритов мощностью в несколько сантиметров; 5 — габбро-аортозиты; 6 — будины пироксенитов в аортозитах

встречены (см. рис. 1) спорадические горизонты плагиоклазитов и иотунитов мощностью в первые десятки метров, залегающие среди толщ энтербитов, отчасти пироксеновых кристаллосланцев и чарнокитов в границах зон Верхнекуонамской, Ламуйской, Алы-Юряхской, Котуйкан-Монхоолинской, Ченгелехской (плагиоклазиты и иотуниты) и Хатырык-Джелидинской (иотуниты). Плагиоклазиты не всегда сопровождаются иотунитами, так же как последние могут встречаться отдельно, без плагиоклазитов. По минеральным парагенезисам, структуре, текстуре и химическому составу плагиоклазиты тождественны или близки породам крупных «интрузивных» массивов аортозитов.

Некоторые из изученных нами тел плагиоклазитов ранее были закартированы как мелкие интрузии габбронорит-аортозитов и метагабброноритов архейского возраста. По форме и условиям залегания тел плагиоклазиты не отличаются от аналогичных параметров остальных гранулитов (пироксеновых, роговообманковых и пр.), в том числе «массивов аортозитов». Плагиоклазиты образуют линзоподобные пологонаклонные тела, переслаивающиеся с гранулитами в едином разрезе и конформные, т. е. не имеющие

\* Амфиболгранулитовая фациальная серия (биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы, плагиогнейсы, амфиболиты и т. п.) [6, 7].

секущих взаимоотношений, общему северо-северо-западному (320—340°) простиранию толщ и структур Анабарского щита. Микроструктура плагиоклазитов аллотриоморфнозернистая, субгипидиоморфнозернистая, субофитовая, некумуляционная. Текстура массивно-тонкополосчатая, пятнисто-такситовая. Зоны закаленных эндофаций отсутствуют, не устанавливаются также признаки контактового воздействия плагиоклазитов на вмещающие гнейсы.

Отмечаемые среди анортозитовых массивов реликты офитовых и других структур, по-видимому, представляют собой, как и в случае горизонтов плагиоклазитов, эмбриональные, зачаточные формы первичных петрографических структур будущих действительно интрузивных анортозитов. Другими словами, это не реликты бывших магматических анортозитов, как ошибочно считается, а зародыши тех структур, которые только появляются в архейских образованиях и позднее, в протерозое становятся типоморфными в соответствующих интрузивных горных породах. Структуры гиперстенитов и иотунитов также являются типоморфными первичными и не принадлежат соответственно к «метапироксенитовой» и «метадiorитовой».

Отличительные петрографические признаки плагиоклазитов и связанных с ними пород следующие: наличие свежего четкого и толстосдвойниковогоного таблитчатого основного плагиоклаза № 45—55, отсутствие или слабое развитие антипертитов калиево-натриевого полевого шпата в плагиоклазе, субидиоморфизм большинства минералов. Наряду с породами, обогащенными плагиоклазом (собственно плагиоклазиты), в данной группе наблюдаются разновидности с заметными количествами плеохроирующего гиперстена, зеленого диопсида, травяно-зеленой обыкновенной роговой обманки, нередко коричневого биотита, иногда кварца (до 3—5 %), т. е. породы, по составу приближающиеся к роговообманково-двупироксен-плагиоклазовым, роговообманково-диопсид-плагиоклазовым, роговообманково-плагиоклазовым кристаллосланцам. Они названы нами роговообманково-двупироксеновыми, роговообманковыми и т. д. плагиоклазитами вместо исполь-

зуемых исследователями (на примере автономных массивов анортозитов) терминов «анортозиты, метаанортозиты, метагаббронориты» и др., так как не принадлежат ни к метаморфизованным габброидам, ни к интрузивным анортозитам и их разновидностям.

Именно мощные (сотни метров — первые километры) и достаточно протяженные (5—50 км) горизонты плагиоклазитов, имея пластинообразную форму и согласно-наклонное залегание, образуют останцы на некоторых водоразделах Анабарского плоскогорья, четко выделяясь в рельефе (и на космоснимках) и создавая обманчивое впечатление самостоятельных тел «анортозитов», будто бы внедренных во вмещающие архейские породы «гранулитовой» или чаще «амфиболитовой» фаций метаморфизма. Упомянутые «массивы» не обладают секущими, рвущими контактами и аналогичны остальным гранулитам щита, образующим геометрически правильные слоистые горизонты с четкими поверхностями ограничений.

Породы группы плагиоклазитов, тождественных по главным петрографическим и химическим особенностям породам «автономных массивов» Анабарского щита (таблица), характеризуются основностью, приближающейся к основности пироксеновых кристаллосланцев (или фанерозойских кварц-толеитовых базальтов), высокой глиноземистостью, частично повышенной известковистостью и относительной натриевостью.

Насыщенность порций расплава кальцием и пересыщенность глиноземом в определенных условиях приводят не только к широкому развитию алюмосиликата кальция и натрия (основной плагиоклаз вплоть до анорти-та в так называемых гранат-плагиоклазовых кристаллосланцах — токуритах по А. А. Каденскому, в разрезе Хатырык-Джелиндинской зоны), но и к появлению гранатаgrossуляр-андрадитового ряда, скаполита в тех же породах и собственного минерала алюминия — корунда — в корундовых «анортозитах» Центрального и Монхолинского «массивов». Иотуниты внешне и микроскопически напоминают перекристаллизованные, бластированные эндербиты и кварц-полевошпатовые

Химический состав плагиоклазитов и родственных им пород Анабарского щита, %

| № п/п | № обр.    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | П.п.п. |
|-------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|
| 1     | 142-1     | 45,0             | 0,8              | 19,9                           | 4,6                            | 3,6  | 0,1  | 6,5  | 16,9  | 1,8               | 0,4              | —                             | —               | 0,7    |
| 2     | 142-8     | 52,4             | 0,8              | 21,1                           | 3,6                            | 4,4  | 0,1  | 3,7  | 8,2   | 4,7               | 0,5              | 0,4                           | —               | 0,7    |
| 3     | 145-3     | 44,7             | 0,7              | 20,6                           | 4,8                            | 3,7  | 0,1  | 5,8  | 17,1  | 1,6               | 0,3              | —                             | —               | 1,0    |
| 4     | 145-4     | 47,8             | 0,1              | 29,6                           | 1,1                            | 1,3  | —    | 2,7  | 14,8  | 2,5               | 0,2              | —                             | —               | 1,1    |
| 5     | 220-1     | 40,7             | 0,5              | 26,4                           | 5,2                            | 2,8  | 0,1  | 3,9  | 15,4  | 1,3               | 1,7              | 0,2                           | —               | 2,8    |
| 6     | 242       | 51,2             | 0,2              | 28,6                           | 1,8                            | 1,4  | —    | 1,3  | 11,7  | 3,4               | 0,5              | —                             | —               | 0,9    |
| 7     | 273       | 50,9             | 0,2              | 24,4                           | 1,5                            | 3,5  | 0,1  | 3,6  | 10,9  | 3,7               | 0,8              | —                             | —               | 1,0    |
| 8     | 360       | 54,6             | 0,8              | 19,3                           | 5,1                            | 4,5  | 0,1  | 3,1  | 7,7   | 4,7               | 0,4              | 0,1                           | —               | 0,6    |
| 9     | 207-3     | 57,8             | 1,0              | 17,9                           | 3,8                            | 6,1  | 0,2  | 1,8  | 3,9   | 5,3               | 2,1              | 0,4                           | —               | 0,8    |
| 10    | 211       | 56,5             | 0,8              | 18,4                           | 2,6                            | 5,3  | 0,2  | 3,0  | 5,2   | 5,5               | 1,4              | 0,2                           | —               | 1,1    |
| 11    | 212       | 59,2             | 0,5              | 19,0                           | 2,8                            | 2,8  | 0,1  | 1,5  | 3,9   | 6,5               | 3,3              | 0,1                           | —               | 0,3    |
| 12    | 212-2     | 55,8             | 1,1              | 18,3                           | 4,7                            | 5,9  | 0,2  | 1,8  | 3,5   | 6,2               | 2,0              | 0,4                           | —               | 0,6    |
| 13    | —         | 57,3             | 0,9              | 18,4                           | 3,5                            | 5,0  | 0,2  | 2,0  | 4,1   | 5,9               | 2,2              | 0,3                           | —               | 0,7    |
| 14    | 342-1     | 56,6             | 0,6              | 19,4                           | 2,4                            | 3,2  | —    | 3,7  | 4,4   | 5,1               | 2,7              | 0,1                           | —               | 0,7    |
| 15    | 489       | 60,8             | 0,4              | 18,2                           | 2,7                            | 2,2  | 0,1  | 2,1  | 4,9   | 5,4               | 1,0              | 0,1                           | —               | 0,9    |
| 16    | 494-1     | 58,2             | 0,4              | 21,9                           | 2,6                            | 1,7  | —    | 1,4  | 5,1   | 6,8               | 1,5              | 0,1                           | —               | 0,7    |
| 17    | 494-2     | 57,9             | 0,9              | 20,3                           | 2,4                            | 3,2  | 0,1  | 2,5  | 5,4   | 5,2               | 1,2              | 0,3                           | —               | 0,8    |
| 18    | —         | 58,4             | 0,6              | 19,9                           | 2,5                            | 2,6  | —    | 2,4  | 4,9   | 5,6               | 1,6              | 0,1                           | —               | 0,8    |
| 19    | 581       | 52,7             | 0,2              | 28,1                           | 0,4                            | 1,4  | —    | 0,2  | 10,2  | 5,0               | 1,65             | —                             | 0,2             | —      |
| 20    | 555       | 51,2             | 0,6              | 24,3                           | 0,9                            | 4,0  | 0,6  | 2,3  | 11,4  | 3,3               | 0,65             | 0,1                           | 0,8             | —      |
| 21    | Л-308     | 50,0             | 0,05             | 31,3                           | 0,6                            | 0,65 | —    | 0,4  | 13,7  | 3,45              | 0,2              | —                             | —               | —      |
| 22    | Л-0316    | 53,6             | 0,2              | 17,6                           | 3,3                            | 6,7  | 0,15 | 7,1  | 6,9   | 3,3               | 0,4              | —                             | —               | 0,5    |
| 23    | Л-67-0115 | 51,6             | 0,3              | 23,0                           | 1,2                            | 3,3  | 0,1  | 4,1  | 13,4  | 1,85              | 0,3              | 0,05                          | —               | 0,4    |
| 24    | —         | 52,5             | 0,05             | 27,6                           | 1,0                            | 1,6  | —    | 1,0  | 11,8  | 3,9               | 0,4              | —                             | —               | —      |
| 25    | —         | 49,9             | 0,1              | 26,9                           | 0,4                            | 2,7  | 0,05 | 3,6  | 13,1  | 2,8               | 0,1              | —                             | 0,1             | 0,35   |
| 26    | —         | 51,4             | 0,1              | 29,3                           | 0,3                            | 1,0  | —    | 0,6  | 12,65 | 3,8               | 0,2              | —                             | 0,1             | 0,4    |
| 27    | —         | 46,3             | 1,2              | 17,2                           | 3,2                            | 8,05 | 0,2  | 7,7  | 11,15 | 1,8               | 0,6              | 0,1                           | 0,1             | 1,4    |
| 28    | 6/8       | 45,9             | 3,9              | 13,4                           | 5,2                            | 9,7  | 0,2  | 5,9  | 9,8   | 2,8               | 0,4              | 1,4                           | 0,3             | 0,65   |
| 29    | —         | 57,4             | 0,8              | 17,4                           | 2,7                            | 4,05 | 0,1  | 4,0  | 6,7   | 4,4               | 1,4              | 0,3                           | 0,1             | 0,4    |
| 30    | Л-66-113  | 50,3             | 0,1              | 29,4                           | 0,8                            | 0,9  | —    | 0,3  | 13,05 | 4,1               | 0,3              | 0,05                          | 0,2             | 0,5    |
| 31    | Л-49      | 46,8             | 1,2              | 15,7                           | 3,0                            | 9,1  | 0,2  | 8,7  | 10,95 | 2,3               | 0,5              | 0,05                          | —               | 0,6    |
| 32    | Л-66-114  | 58,8             | 0,05             | 22,7                           | 0,2                            | 1,8  | —    | 0,85 | 6,2   | 5,9               | 0,85             | —                             | 0,5             | 0,9    |
| 33    | —         | 51,25            | 0,05             | 26,4                           | 0,5                            | 2,2  | 0,05 | 3,1  | 12,5  | 2,75              | 0,35             | —                             | 0,3             | 0,9    |
| 34    | Л-66-68   | 54,4             | 0,15             | 27,6                           | 0,4                            | 0,9  | —    | 0,1  | 11,1  | 3,8               | 0,6              | —                             | 0,5             | 0,5    |
| 35    | —         | 50,5             | 0,1              | 30,0                           | 0,6                            | 1,35 | —    | 0,4  | 12,7  | 3,8               | 0,3              | —                             | 0,2             | 0,25   |
| 36    | 311       | 39,4             | 0,15             | 26,0                           | 8,6                            | 2,2  | 0,05 | 0,7  | 21,2  | 0,3               | 0,2              | —                             | —               | 0,8    |

Примечание. Горизонты плагиоклазитов по профилю через щит вдоль бортов долины р. Бол. Куонама: 1—4 — Лалуйская зона, 5 — Алы-Юрхская зона, 6 и 7 — Котуйкан-Монхолинская зона, 8 — Ченгелеская зона; плагиоклазиты: 1 — Ди, 2 — Ро-Ги, 3 — Ри-Ро, 4 — Ро-Ди, 5 — Ди-Ро с шпиди-средний состав иотунитов 9—12, 14 — Ченгелеская зона, 15—17 — Хатырык-Джелиндинская зона, 18 — средний состав иотунитов 14—17; Маганский массив (Б. Г. Лутц, 1964 г.); 19 — анортозит, 20 — габбро-анортозит (Ро); Центральный массив: 21 — анортозит (8), 22 — норит (Пи) (8), 23 — габбро-анортозит (Ро) (8), 24 — анортозиты (среднее из 10 анализов), по материалам А. Н. Вишневого и Ю. К. Митюнина (8), 25 — Ги и Пи-Ро анортозиты (среднее из трех) (1), 26 — Ро анортозиты (среднее из пяти) (1), 27 — Ро габбро-анортозиты (среднее из трех) (1); Восточный массив (1): 28 — габброанорит-анортозит, обогащенный титаномагнетитом, 29 — иотунит (среднее из трех), Баллаганакский массив (8), 30 — анортозит, 31 — анортозит кварцевый, 35 — анортозит корундовый (среднее из двух), 36 — grossуляр-андрадит-анортозитовый «кристаллосланец», водораздел рек Хатырык и Джелинде (Б. Г. Лутц, 1964 г.). Анализы выполнены на приборе СРМ-2 (руководитель Б. А. Цимошенко).

метасоматиты по эндербитам, однако отличаются от них повышенными основностью (мало модалного кварца), глиноземистостью и щелочностью с высокой относительной ролью натрия, т. е. чертами химизма, унаследованными от плагиоклазитов.

Мангериты состава Ро+Пл+Кп+8 «Советская геология» № 4 — 1989 г.

+Кв+Би+Ма\* — эти наиболее кислые породы, связываемые обычно с

\* Здесь и ниже: Ро — обыкновенная роговая обманка, Пл — плагиоклаз, Пи — пироксен, Ги — гиперстен, Ди — диопсид, Кп — калиево-натриевый полевой шпат, Кв — кварц, Би — биотит, Ма — магнетит.

анортозитами, — мы считаем конечными производными «серогнейсовой», амфиболгранулитовой, фациальной серии пород Анабарского щита, в отличие от Б. Г. Лутца [8], относящего их к анортозит-мангеритовой серии интрузивно-метасоматического происхождения. Последнему мнению противоречат факты частого отсутствия в мангеритах пироксена, исключительно амфиболовый и биотит-амфиболовый состав темноцветных минералов, среднекислый химический состав пород с сиенитовым уклоном, наличие в них большого количества крупного порфиро-бластического мезопертитового калиево-натриевого полевого шпата, что роднит мангериты с «серыми гнейсами» и противоречит плагиоклазовому уклону анортозитов. Токуриты, корундовые анортозиты и иотуниты, по всей вероятности, принадлежат к гомологам лейкократовых и мезократовых (с Пи, Ро) плагиоклазитов и условно объединяются с ними в единую петрогенетическую серию (плагиоклазгранулитовую).

Исследователи докембрийских анортозитов различных регионов, в том числе Анабарского щита, подчеркивают, что они обладают генетической связью с Пи — Пл гранулитовым комплексом или реже с породами амфиболитовой фации метаморфизма (послойный характер контактов, полосчатость, грануляция, перекристаллизация, бластез, динамометаморфизм и др.). Однако они не могут объяснить эти факты, так как по традиции приписывают анортозитам интрузивное (или метасоматическое, или остаточное «лунно-корое») происхождение, что вынуждает их считать анортозиты более поздними или даже более ранними геологическими образованиями, чем гранулиты архейского разреза.

В действительности, ассоциация обогащенных плагиоклазом, тесно связанных пространственно в разрезе и генетически (по плагиоклазу — ведущему минералу на фронте затвердевания) пород образует самостоятельную плагиоклазгранулитовую фациальную серию, занимающую определенное, закономерное положение в ряду других фациальных серий магматогенных гранулитов Анабарского щита и равноправную с ними [5—7]: эколито-подобная

серия А (пироп-альмандин-пироксен-кристаллосланцевая, переходная к плагиоэколито-подобной) — ортопироксенгранулитовая серия В (ортопироксен-кристаллосланцево-эндербито-чарнокитовая) — плагиоклазгранулитовая серия С (плагиоклазитовая, или плагиоклазит-иотунитовая) — амфиболгранулитовая серия Д («серогнейсовая») — клинопироксенгранулитовая серия Е (клинопироксен-кристаллосланцево-щелочногнейсовая) — биотит- и (или) альмандингранулитовая серия F («кондалитовая» беспироксеновая и безроговообманковая с высокоглиноземистыми породами). Максимум проявления плагиоклазитов в архейском разрезе Анабарского щита приурочен к нижней трети разреза, следующее сгущение их отмечается ближе к верхней части разреза, и оба они свойственны Западно-Анабарскому блоку Анабарского щита [6, 7].

Набор относительно меланократовых, основных и тугоплавких гранулитов названных серий замыкается в верхних частях гомодромных мегаритмов на горизонтах обычно наиболее кислых и (или) легкоплавких пород с минимальной температурой кристаллизации: серия В — на эндербитах (или чарноэндербитах и чарнокитах) и выше по разрезу на силекситах («кварциты»), серия С — на иотунитах, серия Д — на биотитовых гнейсогранитах и микроклинсодержащих силекситах («гнейсокварциты»), серия Е — на щелочных гнейсах, кальцифирах и кальцититах («мраморы»), серия F — на альмандинсодержащих гнейсогранитах и силекситоподобных Кп—Кв породах. Ввиду непрерывно-последовательной смены минеральных парагенезисов и пространственно-временной совмещенности в разрезе Анабарского щита эти серии образуют единый генетический ряд магматогенных кристаллических горных пород катархей-раннего протерозоя (?).

В плагиоклазгранулитовую фациальную серию объединяются породы с преобладанием плагиоклаза над остальными минералами, наличием гиперстена и (или) диопсида, обычное роговое обманки и заметным увеличением роли антипертитов калиевого полевого шпата в плагиоклазе, появлением кварца и ортоклаза в само-

стоятельной фазе в конечных членах серии: двупироксен-роговообманковые и роговообманковые плагиоклазиты — плагиоклазиты — корундовые, гроссулар-андрадитовые плагиоклазиты (?) — иотуниты. Линзовидные слои роговообманково-двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев и двупироксеновых плагиогнейсов мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки метров в приконтактных частях тел анортозитов издавна считались ксенолитами аналогично гиперстеникам, поскольку любое другое объяснение противоречило бы принятию концепции об их интрузивном генезисе. На самом деле это члены расслоенно-стратифицированных, стратиформных, плагиоклазитовых ритмов, и в этом отношении они ничем не отличаются от ритмично переслаивающихся пород остальных фациальных серий гранулитов архейского разреза.

Термодинамические параметры становления «автономных анортозитов» приблизительно соответствуют температуре кристаллизации 900—1000 °C и давлению более 600—700 МПа [1 и др.], что отвечает допускаемым нами значениям тех же параметров на определенном глубинном уровне преимущественной кристаллизации плагиоклаза в толще архейского расплава, родоначального для кристаллических образований, в частности Западно-Анабарского блока — сегмента крупной чашеобразной нуклеарной структуры в фундаменте Сибирской платформы.

Снизу вверх по разрезу плагиоклазитовых ритмов, вероятно, уменьшаются основность, меланократовость, температура кристаллизации, тугоплавкость, плотность и возрастают кислотность, лейкократовость, отчасти щелочность пород (появление иотунитов) наподобие анизотропии вещественного выполнения основных и ультраосновных расслоенных интрузивов протерозойско-фанерозойского возраста, нередко содержащих слои настоящих анортозитов. По мнению ряда исследователей [1, 8, 10], относительно кремнекислые мангериты (на наш взгляд, только иотуниты) являются самым верхним членом разреза анортозитового комплекса Анабарского щита.

Особенности региональной позиции

плагиоклазитов в инфраструктуре Анабарского щита сводятся к тому, что подавляющая часть их мощных горизонтов располагается среди ритмов пород более эродированных северных флангов структурно-фациальных зон щита, в частности Котуйкан-Монх-олинской, сложенных образованиями амфиболгранулитовой, серогнейсовой, фациальной серий гранулитов. В петрологическом и физико-химическом отношении это хорошо объясняется местоположением плагиоклаза между гиперстеном и обыкновенной роговой обманкой в установленном нами [6, 7] генеральном ряду последовательности кристаллизации ликвидусных минералов пород архейского разреза: гранат пироп-альмандиновый (?) — гиперстен — плагиоклаз — обыкновенная роговая обманка — диопсид (салит) — биотит и альмандин. Последнее наблюдение подтверждается, во-первых, геологическим положением плагиоклазитов в разрезе толщи между эндербитами, чарнокитами (снизу) и серыми гнейсами (сверху), во-вторых, появлением в массивах анортозитов горизонтов гиперстеников, с одной стороны, и наличием горизонтов амфиболитов (представители серых гнейсов) вблизи границ плагиоклазитовых ритмов, с другой.

Итак, массивы анортозитов среди архейской толщи Анабарского щита представляют собой, в действительности, мощные линзообразные раздувы отдельных горизонтов и пачки горизонтов плагиоклазитов и родственных им пород, занимающие определенное положение в разрезе стратифицированной толщи основных, средних и кислых гранулитов и генетически единые с остальными кристаллическими породами архея. Они синхронно-одно-возрастны гранулитам и характеризуются первичной полосчатой, расслоенной структурой и элементами ритмичной текстуры \* при чередовании пачек тонкорасслоенных маломощных слоев с более мощными массивно-слаборасслоенными горизонтами лейко- и меланократовых разновидностей плагио-

\* Наподобие ритмов пород орто-, клинопироксен-, амфибол- и биотит-альмандингранулитовой фациальных серий.

клизитов в общем разрезе гранулитов щита.

При механизме ритмично-направленной кристаллизации архейской толщи [5—7] любые из порообразующих минералов (и некоторые из аксессуарных, например, магнетит) формировались на определенных этапах затвердевания толщи, хотя и достаточно редко, анхимономинеральные горизонты гиперстенитов, плагиоклазитов, амфиболитов, клинопироксенитов, силекситов, итабиритов и др. В этом плане возникновение ритмов плагиоклазитов не является чем-то исключительным или чужеродным. Из-за повышенной глиноземистости и кальциевости расплава на определенной сравнительно ранней и высокотемпературной стадии затвердевания наступали условия для появления ритмов, состоящих из обогащенных субидиоморфным плагиоклазом горизонтов пород. Это происходило в момент нахождения фигуративной точки материнского расплава в объеме (поле) плагиоклаза, прилегающем к вершине Пл на обобщенной диаграмме плавкости системы оливин (пироп-альмандиновый гранат) — плагиоклаз — калиевый полевой шпат — кварц — СаО, по нашему мнению, модельно-аналоговой для исходного архейского расплава. В дальнейшем путь кристаллизации совпадал с котектической кривой, когда начинали последовательно кристаллизоваться гиперстен, роговая обманка, диопсид. Или, наоборот, кристаллизация началась в поле одного из пироксенов или амфибола вблизи границы с полем плагиоклаза, а затем перемещалась на котектическую кривую.

Таким образом исследователи различают две группы анортозитов [1—3, 12]: а) автономные, или массивные, адирондакского типа с радиологическим возрастом не менее 2—2,5 млрд лет, развитые на щитах в пространственной связи с гранулитовыми комплексами; б) стратиформные, образующие горизонты в массивах расслоенных интрузий основного — ультраосновного состава протерозойского возраста (Стиллуотер, Маскокс и др.). В последнее время [1] стали выделяться анортозиты ранних этапов развития Земли на щитах (первый тип) и субплатформенные анортозиты с

возрастом порядка 1,8—1,7 млрд лет в виде поясов крупных массивов в краевых частях древних платформ (второй тип). Стратиформные анортозиты отнесем к третьему типу.

Если анортозиты первого типа характеризуются описанными на примере Анабарского щита главными структурно-вещественными признаками и подвержены воздействию процессов гранулитового и (или) амфиболитового «метаморфизма», то анортозиты третьего типа однозначно имеют внедренный генезис, так как являются элементами интрузивов. Анортозиты второго типа (субплатформенные) образуют не только пластино-, но и лополитоподобные тела, их петрографическая текстура уже не конформно-полосчатая, а автономно-расслоенная, независимая от тектонической структуры вмещающих пород; вокруг тел появляются нечеткие следы контактового воздействия на окружающие породы рамы. Таким образом, тип субплатформенных анортозитов — как бы переходный между двумя крайними типами. Подобные морфолого-генетические типы наблюдаются на Алданском, Балтийском [1], Индостанском [13] и других щитах и вдоль их обрамления. Обогащенные плагиоклазом архейские породы щитов следует во всех случаях называть плагиоклазитами в отличие от более поздних, типичных анортозитов, слагающих отдельные горизонты в составе расслоенных интрузивов.

Для объяснения происхождения анортозитов высказываются не менее пяти гипотез, нередко альтернативных: магматическая, анатектическая, ассимиляционная, (ультра)метаморфическая и метасоматическая [3]. Большинство исследователей считают анортозиты магматическими образованиями. Все названные гипотезы нуждаются в уточнении в свете изложенных выше материалов.

Так называемые автономные анортозиты (первый тип) в областях развития пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма на щитах представляют собой, по сути дела, закономерное звено в процессе становления и дифференциации толщи архейских образований, неотъемлемый элемент расслоенно-стратиформного разреза кристаллических пород щита, т. е. гра-

нулитового слоя протокры, равноправный с горизонтами, пачками и ритмами остальных гранулитов. Плагиоклазиты щитов имеют, следовательно, тот же стратиформно-протоконовый автохтонный генезис, что и породы древнейшей толщи, а именно, магматогенный, высокотемпературный и высокobarофильный, так как произошли из первичного магматического расплава кремнесреднего состава внешней (на то время) оболочки планеты, дифференциация которого осуществлялась в специфических условиях ранней стадии развития литосферы [5—7].

Происхождение анортозитов третьего типа сомнений не вызывает: оно интрузивно-магматическое. На основании геолого-петрологических признаков субплатформенные анортозиты, по-видимому, следует отнести к промежуточному типу между первым и третьим. Они обладают нечеткими, слабо выраженными чертами первых, древнейших, интрузивов земной коры и могут быть условно названы квазиинтрузивными. Они сопровождаются значительными объемами иотунитов («мангеритов»). В плагиоклазитах первого типа кислые дифференциаты либо отсутствуют, либо присутствуют иотуниты в небольших количествах. Стратиформные анортозиты участвуют, как отмечалось, в сложении уже типичных интрузивов мафит-ультрамафитового состава.

Физико-химический механизм становления трех типов анортозитов — плагиоклазиты архейской протодифференцированной толщи щитов, плагиоклазиты-анортозиты квазиинтрузивных тел и анортозиты расслоенных интрузивов — был тем не менее одинаковым. Он действовал по принципу ритмично-направленного затвердевания расплава снизу вверх (или от лежачего к висячему боку), однако в весьма отличных геолого-тектонических условиях (соответственно протокры, квазиинтрузивов и типичных интрузивов) и при различных термодинамических параметрах становления (состав исходного расплава,  $T_{ликв}$ ,  $T_{солид}$ ,  $R_{гидрост}$ ,  $R_{внешн}$ ). Тем самым получаем ответы на многие вопросы «загадки анортозитов».

По нашему мнению, у петрологов наблюдается тенденция к сближению

точек зрения и исчезновению резкого противопоставления типов анортозитов. Е. В. Шарков отметил: «Вопреки распространенной точке зрения массивные (автономные. — А. К.) анортозиты докембрия (щитов. — А. К.) также представляют собой расслоенные интрузивы. . . Формирование внутреннего строения как тех, так и других (анортозиты стратиформных интрузивов. — А. К.) образований подчинялось одним и тем же закономерностям и может обсуждаться в рамках аналогичных моделей» [1, с. 237]. Совершенно правильно подметив сходство механизмов формирования анортозитов различных типов, Е. В. Шарков, к сожалению, впал в другую крайность, отнеся «автономные анортозиты» щитов к расслоенным интрузивам.

Следовательно, плагиоклазиты Анабарского щита не принадлежат к анортозит-мангеритовой серии [8] или к мангерит-габбро-анортозитовой ассоциации [1, 10] метайнтрузивной, интрузивной или интрузивно-метасоматической природы. Они представляют собой породы одной из генетически связанных фацальных серий (плагиоклазгранулитовая, или плагиоклазит-иотунитовая) гранулитового слоя первичной магматогенной протокры, его неотъемлемый и закономерный элемент. Плагиоклазиты архея на завершающих стадиях затвердевания протоконового расплава претерпели метасоматическое изменение и последующий (и более ранний) «динамометаморфизм» прототектонического характера.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анортозиты Земли и Луны/Отв. ред. М. С. Марков, О. А. Богатики. — М.: Наука, 1984. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 375).
2. Богатики О. А. Анортозиты. — М.: Наука, 1979.
3. Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях//Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 229—255.
4. Кузнецов А. А. Модель затвердевания сложнопостроенных интрузивных тел//Докл. АН АрмССР. 1977. Т. 64. № 1, С. 55—60.
5. Кузнецов А. А. Теория затвердевания гранулитового слоя протокры как физико-химическая основа вещественного районирования щитов и фундамента срединных массивов//Минеральные кларки и природа их устойчивости. Душанбе, 1986. С. 14—16.

6. Кузнецов А. А. О геологической природе раннедокембрийских образований (на примере Анабарского щита) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 5. С. 1179—1183.
7. Кузнецов А. А. О происхождении гранулитового слоя протокрыши Земли (на примере Анабарского щита) // Сов. геология. 1987. № 1. С. 103—114.
8. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1974.
9. Первые результаты термозохронного радиоизотопного датирования древнейших анортозитов СССР/М. К. Суханов, Н. Г. Богданова, А. В. Сулин и др. // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 3. С. 684—688.

УДК 551.24.01

В. И. СВИТНЕВ (П/О «Сильвинит»)

### Обязаны ли геологи соглашаться с тектоникой плит?

Выступление Л. П. Зоненшайна «Проблемы и пути развития тектоники плит» (Советская геология, 1988, № 12) содержит приглашение к размышлению о путях развития тектоники. Известный сторонник теории тектоники плит подчеркивает неизбежность субъективности при любых рассуждениях на эту тему, оставляя, однако, невысказанным, что размышления вокруг объективного должны отвечать законам развития науки. По меньшей мере, понятия методологии призваны приближать нас к пониманию развития науки, к прогнозу ее развития. Такой прогноз мы находим в работе Э. Хэллема «Великие геологические споры» (1985), в ее разделе «Будущее тектоники плит». Размышления о длительной перспективе тектоники плит приводят Э. Хэллема, использующего терминологию Т. Куна и И. Лакатоса, к вариантам: 1) мыслится сохранение тектоники плит (за счет незначительных модификаций и за счет существенных поправок); 2) допускается замена тектоники плит парадигмой быстро расширяющейся Земли. Подобные ожидания покажутся оправданными, если не считать, что лишь тектоника плит может иметь право быть правдоподобной теорией и лишь она обладает истинным содержанием, требующим только уточнений.

Л. П. Зоненшайн, в отличие от Э. Хэллема, не допускает мысли о смене тектоники плит иными парадигмами, видимо, потому что его мысль

10. Суханов М. К., Рачков В. С., Сонюшкин В. Е. Анортозиты Анабарского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 29—42.
11. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. — Л.: Наука, 1980.
12. Buddington A. F. The origin of anorthositic re-evaluated. — Rec. Geol. Surv. India. 1961. V. 86. P. 421—432.
13. Nambiar A. R. e. o. Petrology of anorthositic sites of Kerala. — Rec. Geol. Surv. India. 1982. V. 114. N 5. P. 60—70.

Принята редколлегией 21 ноября 1988 г.

заята ближней перспективой тектоники плит. «Ни одна альтернативная концепция не способна на это», — утверждает Л. П. Зоненшайн (с. 108), демонстрируя великолепную уверенность в развиваемой им концепции, и только в ней, что оправдано чисто психологически.

Л. П. Зоненшайн защищает от критики тектонику плит, но эта защита сводится к изображению критиков игнорирующими известные факты. Такая реакция на критику удивляет рядового геолога. Но еще более удивительно «выведение» теоретических положений, составляющих интерпретационные и объясняющие теории, прямо из фактов (с. 106). Для постпозитивизма такая упрощенная связь фактов и теоретических положений покажется слишком утрированной. Между фактами и теоретическими положениями, вопреки позиции Л. П. Зоненшайна, не существует однозначного соответствия, поэтому несогласие с некоторыми теоретическими положениями вовсе не обязывает игнорировать факты. А временное отсутствие иных интерпретаций, иных объяснений вовсе не обязывает ко всеобщему принятию существующих интерпретаций и объяснений в духе тектоники плит. Прием защиты, используемый Л. П. Зоненшайном, явно не делает концепцию тектоники плит более привлекательной, чем она есть.

## Из истории геологических открытий

УДК 55(091)

Г. П. ВОЛАРОВИЧ (ЦИНГРИ)

### Роль В. А. Обручева в познании геологии и золотоносности Сибири

Территория Восточного Забайкалья, Баргузин и других приисковых районов Восточной Сибири ко второй половине XIX века была в геологическом отношении практически не изучена. Здесь были совершены лишь отдельные беглые маршруты известных путешественников, натуралистов-энциклопедистов Гмелина, Палласа, Георги, Германа, Шмидта, Чекановского, Черского и других, которые в общих чертах сообщали о горных породах и геологическом строении далеких окраин России. В. А. Обручевым и его соратниками (А. П. Герасимов, А. Э. Гедройц, А. А. Демин, А. К. Мейстер и другие), по существу, было начато изучение геологии и полезных ископаемых районов Восточной Сибири с самого начала. За короткие сроки (10—15 лет) были созданы общая стратиграфия и реальные представления о региональной геоструктуре изученных территорий, получены конкретные данные о золотоносности, выявлены и описаны типы россыпей золота и намечены их коренные источники.

Особенно плодотворными были исследования Патомского нагорья, охватывающего Ближнюю, Среднюю и Дальнюю тайгу Ленской золотоносной области. Здесь были установлены складчатые субширотные структуры раннефанерозойских образований, нарушенных в основном постскладчатыми согласными дизъюнктивными нарушениями, контролирующими золоторудные зоны, которые являются местами золота-сульфидного прожилково-вкрапленного и кварцево-жильного оруденения. При этом исключительно важное значение В. А. Обручев придавал золото-сульфидному прожилково-вкрапленному оруденению, признавая, что данный тип минерализации, сопровождающийся кварцевой составляющей в тонких прожилках, может являться не только источником россыпного золота, но и создавать промышленные рудные объекты. Это высказывание Владимира Афанасьевича в наши дни блестяще подтвердилось открытием крупного золоторудного месторождения, которое в кратчайшие сроки было разведано под руководством В. Ф. Дубинина, Н. П. Попова, В. Е. Рябенко и др.

Была также расшифрована причинность развития и сохранности глубоких богатых россыпей золота в Ближней и Средней тайге (бассейнах рр. Бодайбо, Энгажимо, Вачи и др.) в связи с распространением ледниковых отложений, имеющих мощность 50—100 м и более и перекрывающих днища и склоны долин. Вместе с тем, уже тогда было установлено, что в Дальней тайге (по рр. Малому Патому, Валохте и др.) оледенение не распространялось и ее долины характеризуются мелкозалегающими россыпями.

В отношении оледенения в Патомском нагорье Владимиру Афанасьевичу пришлось выдержать острую дискуссию с одним из своих соратников — А. К. Мейстером, который при-

нимал ледниковые отложения района за деэлювиально-коллювиальные образования.

В. А. Обручев ввел также понятие для долин Ленского района — эпигенетическое русло — когда при новейшем врезании прокладывалось новое русло в коренных породах в стороне от доледникового тальвега. В последующем сотрудниками НИГРИЗолото (ЦИНГРИ) А. Р. Бурачком, С. С. Лапиным, Ю. П. Казакевич, С. Г. Мирчинк, Е. Я. Синюгиной, А. А. Стороженко, С. Д. Шером и другими в результате многолетних исследований ленских россыпей золота и всего комплекса кайнозойских отложений региона была подтверждена на основе большого фактического материала точка зрения В. А. Обручева о наличии ледниковых отложений и показано их значение для погребения и сохранности россыпных месторождений на террасах и в тальвегах древних долин. Эти положения были использованы при геологоразведочных работах, проводимых в течение длительного времени с целью переоценки россыпей Ленского района, где еще и в настоящее время выявляются отдельные промышленные участки.

В. А. Обручев обосновал также элювиально-аллювиальный генезис ряда россыпей Лены, что долгие годы оставалось не понятым многими исследователями, но теперь является очевидным и для других регионов, когда стало доказанным расположение части россыпей в долинах, непосредственно в днищах которых вскрываются рудоносные зоны.

Изучая геологическое строение Забайкалья, В. А. Обручев установил наличие системы грабенов, выполненных мезозойскими отложениями и образовавшихся в результате проявления вертикальной дизъюнктивной тектоники, наложившейся на более древние консолидированные сооружения. Однако и по такому очевидному вопросу ему пришлось вести полемику с М. М. Тетяевым, который, проводя исследования Забайкалья в 20-х годах с группой молодых специалистов (С. А. Музылевым, А. В. Пяком, Ю. М. Шейнманном и другими), доказывал наличие в Восточном Забайкалье огромных шарьяжей, надвинутых в виде тонких пластин из Монголии на несколько сотен километров и перекрывших мезозойские образования. Они обнажены на площади Забайкалья в размытых окнах этих пластин из более древних пород. Полемика охватила с середины 20-х годов до начала 30-х годов практически всю геологическую общественность страны. Она выразилась в многочисленных диспутах в Ленинграде на заседаниях Минералогического общества, Геологического комитета (ныне ВСЕГЕИ), в Москве на заседаниях Московского общества испытателей природы и других научных организаций.

Последующие долгие исследования Б. А. Максимова, Н. А. Флоренсова, М. С. Нагибиной и других геологов развенчали

представления М. М. Тетяева о геологическом строении Забайкалья. Практика окончательно восстановила правоту взглядов Владимира Афанасьевича благодаря результатам бурения Бальной разведки большим объемом бурения Байкальского грабена, вмещающего известные золоторудные близповерхностные месторождения.

Еще одна важная геологическая проблема связана с именем В. А. Обручева — проблема «древнего темени Азии». В это понятие вкладывается, как известно, наличие допалеозойского консолидированного ядра, сложенного кристаллическими породами (различными гнейсами, гранито-гнейсами, гнейсо-сланцами) и занимающего обширную территорию к востоку-северо-востоку от Байкала. По воззрениям Владимира Афанасьевича эта область в фанерозое не переживала геосинклинальный режим и не перекрывалась мощными морскими осадками. Находка морской верхнетриасовой фауны В. Н. Рудневым в бассейне р. Олов, а затем К. А. Шахваротовой — археоцит в верхнем течении р. Кыдымит и другие палеонтологические доказательства, казалось, разрушали представления о наличии «древнего темени Азии». Однако анализ всех этих фактов показал, что если и сократилась площадь этого древнейшего сооружения в центральной части Азиатского материка, то такая геологическая структура в действительности существует. Она была ареной позднейших тектонических и магматических процессов, но уже на орогенных и посторогенных этапах, что и не отрицал В. А. Обручев. Наоборот, он указывал на возникновение здесь систем грабенов с местным накоплением молассовых осадков и развитием молодого вулканизма. По существу, им первым была заложена идея о проявлении в Забайкалье мезозойской тектоно-магматической активизации.

Развитие этой идеи с применением данного термина осуществили полвека спустя А. Д. Щеглов, Н. А. Фогельман и другие. При этом возникновение мезозойских тектонических и магматических процессов к востоку от Байкала и, в частности, в Восточном Забайкалье обусловило проявление многочисленных рудных месторождений и в том числе золота, большое практическое значение которых стало реально с 30-х годов нашего столетия. В конечном счете происхождение Байкальского рифта, обоснованное первоначально Е. В. Павловским, является еще одним убедительным подтверждением «древнего темени Азии» В. А. Обручева.

Будучи первым геологом-консультантом созданного в 20-е годы треста «Союззолото», В. А. Обручев обратил особое внимание руководителей золотой промышленности на необходимость развития геологических исследований и проведения поисков и разведки золота в восточных районах страны. По его инициативе были организованы первые Колымские экспедиции в целях обнаружения новых промышленных золотоносных районов на Северо-Востоке Азии, аналогичных богатейшим золотоносным площадям Аляски, проданной в конце прошлого века царским правительством Соединенным Штатам Америки. В 20-х годах о золоте на Колыме имелись только весьма скудные сведения от горного инженера Ю. Ро-

зенфельда. Вместе с тем, на противоположном, американском берегу Берингова моря около г. Нома уже успешно разрабатывались морские и аллювиальные россыпи.

На побережье Восточной Чукотки экспедицией 1908—1910 гг. известного знатока геологии золота А. К. Богдановича не было обнаружено богатых золотых месторождений, а только небольшие россыпи в западной части устья р. Анадырь. Поэтому самую северную от устья р. Анадырь. Поэтому самую первую колымскую экспедицию Владимир Афанасьевич посоветовал направить в западную материковую часть Северо-Востока, в бассейн р. Индигирки. Экспедицию возглавлял сын В. А. Обручева — Сергей Владимирович, хорошо знавший Якутию по своим исследованиям Тунгусского угленосного бассейна. Одним из интересных географических открытий, в частности, обнаруживших высочайший горный хребет Востока Азии, названный в честь русского демократа и исследователя Сибири хребтом Черского, не установила промышленной золотоносности.

С. В. Обручевым был приглашен опытный геодезист-картограф К. А. Салищев, которому кроме геодезического обеспечения было поручено производить визуальные наблюдения и фотоснимки с самолета этого «белого пятна» на географической карте. Так, по инициативе Владимира Афанасьевича началось применение аэрофотометода для составления топографических карт и познания геологии и геоморфологии обширных сибирских территорий, который в настоящее время, как известно, приобрел широчайшее развитие при изучении географии, геоморфологии, геологии, гидрографии, сельского и лесного хозяйства и многих других сторон народного хозяйства как с вертолетов и самолетов, так и с орбитальных спутников Земли.

Следующие колымские экспедиции под руководством В. А. Царегородского и Ю. А. Билибина были ориентированы Владимиром Афанасьевичем в центральные части Северо-Востока, в бассейн р. Колымы. Эти работы увенчались открытием богатой по россыпному золоту Колымской области.

Однако В. А. Обручев не ограничивался советами о настоятельной необходимости организации поисков новых золотоносных площадей на Северо-Востоке страны, им были рассмотрены и геологически обоснованы другие новые золотоносные районы Сибири, описание которых было последовательно опубликовано в «Вестнике золотой промышленности» за 1924 г. (№ 1—8). В этих публикациях были раскрыты потенциальные возможности ряда территорий: Забайкалья, Лены, Алдана, Джугджура, Дальнего Востока и др. Кстати говоря, и автору этих строк, только окончившему в 1930 г. Ленинградский Горный институт, Владимир Афанасьевич, вопреки желанию его ученика и моего учителя, профессора А. П. Герасимова, дал добро переехать во Владивосток для изучения геологии и полезных ископаемых Приморья и Приамурья и внимательно следил за моими работами.

В 1926 г. В. А. Обручевым была написана сводная теоретическая работа «Металлогенические эпохи и области Сибири», в которой описан рудный потенциал не только отдельных восточных областей СССР, но и указанных

на существовавший у нас в те годы дефицит промышленных металлических полезных ископаемых докембрийской и кайнозойской металлогенических эпох. Только в послевоенные годы советские геологи стали постепенно восполнять этот дефицит, открыв много месторождений железа, меди, свинца, цинка, золота в докембрийских формациях, а также золота, серебра, олова, ртути в связи с мезозойско-кайнозойским и неогеновым вулканизмом. Таким образом и в данном случае прогноз В. А. Обручева уже оправдался, хотя безусловно геологам предстоит еще сделать большие открытия месторождений металлов древнейших и новейших геологических эпох.

В. А. Обручев может также считаться инициатором цифровой оценки прогнозных ресурсов золота. В начале нашего века им впервые была дана цифровая оценка прогнозных ресурсов россыпного золота большой площади восточной части Ленской золотоносной области. В последующем К. И. Богдановичем и Э. Э. Анертом были выполнены прогнозные оценки россыпного (шлихового) золота для всех золотоносных районов нашей страны. При этом Э. Э. Анерт в своей известной книге «Богатства недр Дальнего Востока» (1928 г.) опубликовал прогнозную оценку россыпного золота всей территории СССР и, в том числе, с учетом Колымы и без нее, т. е. определил прогнозные ресурсы россыпей Колымы, тогда совершенно не исследованной области. Эту оценку в свое время и подтвердил Ю. А. Билибин. В 40-х годах геологи Главзолото сначала Г. П. Волярович, а затем М. С. Просняков и И. С. Рожков развили данное направление.



## ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

### Новая экспозиция в ЦНИГРмузее

В Центральном научно-исследовательском геологоразведочном музее имени Ф. Н. Чернышева (г. Ленинград) готовится новая экспозиция «Цветные камни в природе и прикладном искусстве», центром которой будет Карта СССР из цветных камней, созданная в 1937 г. Выполненная в смешанной технике флорентийской и русской мозаики, состоящая из 44 000 пластин полированного камня, размещенных на площади 17 м<sup>2</sup>, карта является выдающимся произведением русского камнерезного искусства, зародившегося в России в первой четверти XVIII в.

Работа над картой была начата в мае 1936 г., а в августе 1937 г. она под названием «Карта индустрии социализма» демонстрировалась на Всемирной выставке в Париже, měla большой успех и получила Гран-при. В создании карты участвовали опытные мастера бывших императорских гранильных фабрик Петергофа и Екатеринбурга (Свердловска). Были среди них В. Коковин, А. и С. Моисеевы — потомственные камнерезы. Эти фами-

В настоящее время цифровая оценка прогнозных ресурсов не только золота, но других полезных ископаемых является важнейшим, неотъемлемым подытоживающим звеном всех геологических съемок, поисковых и разведочных работ в системе Мингео СССР. Создание прогнозно-поисковых комплексов (ППК), по инициативе А. И. Кривцова и В. А. Нарсеева в середине 80-х годов для всех стадий геологоразведочного процесса регламентировало работу по цифровой оценке прогнозных ресурсов и придало ей государственное звучание.

Нельзя не сказать о деятельности В. А. Обручева в качестве энциклопедиста-собираателя. Им написан капитальный трехтомный труд «Геология Сибири», в котором исчерпывающе обобщен весь имевшийся на то время (на 1935—1938 гг.) геологический материал по территории Сибири, от Урала до Тихого океана. Эта работа и сейчас не утратила своей ценности.

Владимиром Афанасьевичем выполнен также титанический труд по аннотации всех печатных публикаций по геологии и полезным ископаемым Сибири со времен Гмелина и Палласа до начала 40-х годов. Эти материалы изданы в восьми выпусках, соответствующих временным периодам, и носят название «История геологического исследования Сибири». Многие поколения геологов пользовались этим уникальным изданием. В нем в сжатом виде изложена история изучения геологии и полезных ископаемых азиатской части СССР и прослежены изменения представлений о геологическом строении и закономерностях размещения месторождений минерального сырья, а также приведена история их открытий.

В истории русского камнерезного искусства упоминаются уже со второй половины XVIII в. Карта монтировалась на Ленинградском заводе треста «Русские самоцветы». Всего в работе участвовали 667 человек. Картографический проект выполняли Л. В. Гохенберг, А. Н. Дрогон, Г. П. Давыдов, А. В. Заведская, А. Я. Барсков, художественный — В. А. Фролов, П. А. Скворцов и А. З. Данилочкина, непосредственно подбирала камни для мозаики.

Мозаичная основа карты набрана из русских самоцветов: суша — из яшмы миасской и орской, пустыни — из белорецкого кварцита, глубокие низменности — из амазонита, водные пространства — из лазурита, граница СССР — из орледа и сургушной яшмы, снежные вершины обозначены благородными опалами. Прозрачными — ограниченными камнями (изумрудами, гранатами, аметистами, топазами и др.) были отмечены промышленные предприятия, стройки, полярные станции, месторождения полезных ископаемых.

В 1939 г. карта демонстрировалась на Международной выставке в Нью-Йорке и была награждена Большой Золотой медалью.

В 1947—1948 гг. была проведена реставрация карты, в которой участвовали более 100 учащихся Ленинградского художественного ремесленного училища № 24 под руководством мастеров, воспитанных на традициях Петергофской гранитной фабрики. Карта реконструировалась как политико-административная. Были уточнены административные границы, снята индустриальная нагрузка, добавлены некоторые города. С 1948 по 1982 г.

## Памяти Анатолия Ивановича Бабикова



28 января 1989 г. на 51 году жизни после тяжелой болезни скончался член КПСС, заместитель министра геологии СССР Анатолий Иванович Бабилов.

Ушел из жизни руководитель, отдавший все свои силы и знания служению Родине, развитию геологоразведочных работ и созданию минерально-сырьевой базы нашей страны.

А. И. Бабилов родился 8 сентября 1938 г. в Коканде Узбекской ССР в семье рабочего. Свою трудовую деятельность начал в 1956 г. техником конторы «Узбекнефтегеофизика», принимал непосредственное участие в работах по изучению нефтегазоперспективных регионов Узбекистана.

После службы в Советской Армии и окончания Грозненского нефтяного института А. И. Бабилов работал в геологических организациях Северного Кавказа и Западной Сибири инженером-геофизиком и руководителем сейсморазведочной партии. Именно здесь раскрылись его способности организатора и воспитателя. В 1974 г. А. И. Бабилов был избран секретарем партийного комитета треста «Грознефтегеофизика», а затем направлен на работу в городскую партийную организацию. Он был заведующим организационным отделом горкома, а затем первым секретарем Заводского райкома КПСС г. Грозного. На этой работе он снискал заслуженное уважение ком-

мунистов и беспартийных при решении многих социальных и партийных задач, скромность и внимание к нуждам трудящихся.

В 1978 г. А. И. Бабилов начал работать инструктором отдела тяжелой промышленности и энергетики Центрального Комитета КПСС. Главной его заботой было ускорение научно-технического прогресса, особенно в области геофизических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Анатолий Иванович Бабилов внес большой личный вклад в создание и освоение производства цифровых сейсморазведочных комплексов для геофизических исследований. Благодаря его энергии и последовательности по организации выполнения важнейших заданий ЦК КПСС и правительства достигнут определенный прогресс в глубоком бурении, разведочной геофизике и геофизическом приборостроении.

В 1986 г. А. И. Бабилов был назначен заместителем министра геологии СССР. Работа на этом посту была направлена на создание системы подготовки и повышения квалификации кадров, социально-бытового обеспечения геологоразведчиков. Анатолий Иванович постоянно заботился о создании атмосферы товарищества и дружбы в коллективах, хорошего морально-психологического климата, высоких нравственных идеалов.

Анатолий Иванович Бабилов был высококвалифицированным специалистом, опытным партийным работником, обладал большой скромностью, отличался чутким отношением к товарищам по работе, партийной принципиальностью, требовательностью, сердечностью и отзывчивостью.

За заслуги перед Советским государством А. И. Бабилов награжден орденом «Знак Почета», удостоен звания «Почетный разведчик недр».

Светлая память об Анатолии Ивановиче Бабилове, истинном коммунисте и замечательном человеке, навсегда сохранится в наших сердцах.

Е. А. Козловский, М. Д. Пельменёв, Ф. К. Салманов, В. М. Волков, В. Ф. Рогов, Р. А. Сумбатов, Н. М. Гавриленко, Е. М. Селифонов, Н. З. Беденков, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов, А. И. Кривоцов, В. А. Максимов, В. А. Чернух, Н. Н. Козин, В. Ф. Сафронов

Мингео СССР выделило ЦНИГРмузею средства для проведения реставрационных работ. Вскоре возрожденная карта вновь представит перед посетителями Центрального научно-исследовательского геологоразведочного музея им. Ф. Н. Чернышева.

О. А. Соболев, Ю. Д. Аксентон  
(ЦНИГРмузей)

## Памятные даты

### 125-летие Леонида Ивановича Лутугина

4 марта 1989 г. исполнилось 125 лет со дня рождения крупного русского ученого, одного из основоположников угольной геологии Леонида Ивановича Лутугина (1864—1915).

В 1889 г. после окончания Петербургского горного института Л. И. Лутугин приглашается И. В. Мушкетовым в Геологический комитет. Но приступить к работе в Комитете ему удалось лишь в 1892 г., так как в 1890—1891 гг. он по предложению Русского географического общества участвует в двух научных экспедициях. Цель экспедиций — проведение геологических и географических исследований в практически не изученных верховьях Печоры и Вычегды. Собранный им материал представлял большую научную ценность. Л. И. Лутугин впервые обнаружил в породах устья Вычегды остатки глоссоптериевой флоры и собрал значительную коллекцию палеозойских губок из известняков в бассейне р. Немь. За эти исследования Л. И. Лутугину была присуждена Большая серебряная медаль Географического общества. Геологический комитет использовал полученные данные для составления геологической карты Тиманского края и общей геологической карты европейской части России.

Дальнейшая деятельность Л. И. Лутугина связана с изучением месторождений каменного угля. В 1892 г. Геологический комитет начал крупномасштабные исследования Донецкого каменноугольного бассейна, которые заключались в подробнейшем геологическом изучении большой площади и составлении детальной геологической карты бассейна в масштабе 1:42 000. В процессе работ, которые возглавлял выдающийся русский геолог Ф. Н. Чернышев (впоследствии академик, директор Геологического комитета), Л. И. Лутугин создал свой, лутугинский, метод исследования Донецкого бассейна.

В 1897 г. Л. И. Лутугин был избран геологом Геологического комитета. Принимал активное участие в работе VII Международного геологического конгресса, впервые проводившегося в России. Ко времени открытия Конгресса им было закончено расчленение пород палеозойского возраста Донбасса на отдели и свиты. Эта работа произвела огромное впечатление на участников Конгресса. Французский ученый А. Годри отмечал, что палеозойские отложения Донбасса разработаны настолько глубоко, что по ним должен учиться работать каждый геолог.

22 года посвятил Л. И. Лутугин изучению Донецкого каменноугольного бассейна. В результате многолетних исследований Л. И. Лутугина и его учеников был составлен огромный по мощности, детальный разрез палеозойских отложений, включающий множество чередующихся пластов песчаника, сланцев, известняка и угля. Каждый слой известняка получил палеонтологическую характеристику. Академик А. П. Карпинский в 1915 г. писал по этому поводу: «...карта, с такой детальностью составленная Лутугиным и его сотрудниками, дала уже теперь и дает на будущее



время неисчерпаемый материал для геологической истории не только Донецкого края, но и для обоснованных сопоставлений с другими районами. Изучение донецких отложений может составить эпоху развития геологических знаний».

Благодаря исследованиям Л. И. Лутугина Донецкий бассейн в то время считался наиболее изученным каменноугольным бассейном не только в России, но и в Западной Европе. За создание геологической карты Донбасса в масштабе 1:126 000 Л. И. Лутугину на Международной выставке в Турине была присуждена Большая золотая медаль.

В годы столыпинской реакции Л. И. Лутугин за свои левые взгляды был уволен из Геологического комитета. В 1907—1914 гг. Леонид Иванович занимается изучением Ткварчельского и Ткибульского угольных месторождений на Кавказе, месторождений угля на восточном склоне Урала, руководит геологическими работами на Южном Урале, а также в Киргизской степи. В 1914 г. он приступает к изучению Кузнецкого каменноугольного бассейна.

Много сил и времени Л. И. Лутугин отдавал педагогической и общественной деятельности. С 1897 по 1904 гг. он читал лекции по исторической геологии в Петербургском горном институте; был членом Вольного экономического общества — старейшей общественной организации России. Родина высоко оценила научную и общественную деятельность Леонида Ивановича Лутугина. Его именем названы город, одна из шахт в Донбассе, железнодорожная станция в Успенском районе Ворошиловградской области, один из пластов каменного угля в Кузбассе, Дом техники Щегловской геологоразведочной экспедиции ПГО «Артемгеология». В г. Коммунарке проводятся Лутугинские чтения, на которых рассматриваются вопросы изучения Донецкого каменноугольного бассейна.

Л. В. Громов, С. А. Данильянц (ВИЭМС)

## Contents

### METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Stefanovich V. V.  
Systematic approach to the geologic—  
and—economic appraisal of mineral depo-  
sits . . . . . 3
- Gurevich A. E.  
On the targets of the construction of in-  
tectual systems in geology . . . . . 10

### ENERGY RESOURCES

- Kuzmenkov S. G., Tal'virskiy D. B., Ne-  
chaeva N. A.  
Tectonically sceened traps of hydroca-  
bons in the Middle Priob'e . . . . . 18
- Gordienko V. V., Zavgorodnyaya O. V.,  
Moiseenko U. I.  
The thermal field of the oil and gas Ti-  
mano-Pechorskaya Province . . . . . 23

### METALS AND NON—METALS

- Rundkvist D. V., Dagelaitskiy V. B., Kra-  
snikov N. N.  
Regional criteria of predicting gold mi-  
neraisation in the Archean greenstone  
belts . . . . . 28
- Timofeev I. N.  
On the geologic provision of local pre-  
diction for rare metal deposits . . . . . 37
- Sil'vestrov A. K.  
Environmental conditions of tin minerali-  
sation in scars of the North Prila-  
dozh'e . . . . . 44

### STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Sirotenko A. A.  
Experience of palinostratigraphic studies  
of Upper Mesozoic in the East Pri-  
baikal'e . . . . . 49
- Prozorovskaya E. L.  
Sud—division of Jurassic deposits of the  
South of the USSR according to brachi-  
opods . . . . . 53

### REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Belyy V. F., Gel'man M. L., Paraket-  
sov K. V.  
Mesozoic volcanism and building of  
structures in the North East of the  
USSR . . . . . 62
- Aliev A., Idrisova L. V.  
Structural features of the distribution of  
magmatic and ore formations in the Pa-  
mir . . . . . 77
- Amantov A. V., Spiridonov M. A.  
The geology of Lake Ladoga . . . . . 83

### MARINE GEOLOGY

- Kiryukhin V. A., Tolstikhin N. I.  
Oceanic hydrogeology: problems of stu-  
dies and predictions . . . . . 86

### MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Vokhmentsev A. Ya., Tretyakova L. I.,  
Marin Yu. B.  
Reflection laboratory spectrometry and  
remote sensing geologic investigation . . 94

### GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Zlobin T. K.  
The depth structure of Urup Island . . . 102

### DISCUSSIONS

- Kuznetsov A. A.  
The „mystery of anorthosites“ and its pro-  
bable solution . . . . . 109
- Svitnev V. I.  
Should the geologists agree with plate te-  
ctonics? . . . . . 118

### FROM THE HISTORY OF GEOLOGIC DISCOVERIES

- Volarovich G. P.  
V. A. Obruchev's contribution to the kno-  
wledge of geology and gold presence in  
Siberia . . . . . 119

### NEWS IN BRIEF, INFORMATION

- A new exhibition in the Central Research  
Geological Institute Museum . . . . . 121
- In commemoration of Anatoliy Ivanovich  
Babikov . . . . . 122

### NOTABLE DATES

- The 125-th anniversary of Leonid Ivano-  
vich Lutugin . . . . . 123

## ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Министерством геологии СССР и АН СССР готовятся к печати и выйдут в свет в первом полугодии 1989 г. сборники докладов советских геологов, подготовленные к XXVIII сессии Международного геологического конгресса (США, г. Вашингтон, июль 1989 г.).

### Министерство геологии СССР

Глубинные исследования недр в СССР. 15 л.  
Редколлегия: Е. А. Козловский (отв. ред.), В. В. Белоусов, В. Ю. Зайченко,  
В. И. Казанский, А. И. Кривцов.

Поиски нефти и газа. 10 л.  
Редколлегия: Г. А. Габриэлянц (отв. ред.), В. И. Громеко, К. А. Клещев,  
Н. А. Крылов.

Генерация и миграция нефти. 10 л.  
Редколлегия: А. Н. Золотов (отв. ред.), М. Г. Аббасов, А. А. Геодекян,  
С. П. Максимов.

Ресурсы углей и торфа. 10 л.  
Редколлегия: В. С. Быкадоров (отв. ред.), М. В. Голицын, В. Я. Колесник,  
Ю. Р. Мазор, Б. В. Полянский.

Рудоносность осадочных комплексов. 15 л.  
Редколлегия: Б. М. Михайлов (отв. ред.), В. А. Нарсеев, В. Н. Холодов.

Эволюция рудообразования. 10 л.  
Редколлегия: Г. В. Ручкин (отв. ред.), Н. П. Лаверов, Д. В. Рундквист, В. М. Те-  
рентьев.

Геология морей и океанов. 15 л.  
Редколлегия: И. С. Грамберг (отв. ред.), Н. А. Богданов, А. П. Лисицын,  
И. М. Мирчинк.

Геоэкологические исследования в СССР. 10 л.  
Редколлегия: Е. А. Козловский (отв. ред.), Г. С. Вартанян, В. А. Евстрахин,  
В. В. Менчинский, К. И. Сычев.

Актуальные проблемы гидрогеологии. 10 л.  
Редколлегия: Г. С. Вартанян (отв. ред.), В. С. Ковалевский, В. М. Шве-  
ц, А. А. Шпак.

Инженерная геология и геологическая среда. 10 л.  
Редколлегия: Е. М. Сергеев (отв. ред.), В. В. Баулин, Л. В. Бахирева, Б. В. Граф-  
ский, Т. А. Грязнов, В. И. Осипов, К. И. Сычев.

Заказы на интересующие Вас сборники Вы можете оформить через книжную  
оптовую базу «Геолкнига» (125040, г. Москва, ул. Нижние Сыромятники, д. 2/3),  
которая вышлет Вам книги наложенным платежом.

### Академия наук СССР

Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени (стратиграфия и палеонто-  
логия). 15 л.

Редколлегия: Б. С. Соколов (отв. ред.), Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
Л. М. Мельников, В. В. Меннер, А. Ю. Розанов.

Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени (седименто- и лито-  
генез). 18 л.

Редколлегия: П. П. Тимофеев (отв. ред.), В. Д. Наливкин, В. Т. Фролов.

Рудообразующие процессы и системы. 15 л.

Редколлегия: В. И. Смирнов (отв. ред.), А. И. Кривцов, Л. Н. Овчинников,  
В. И. Рехарский, А. Д. Щеглов.

Осадочные бассейны и нефтегазоносность. 15 л.

Редколлегия: А. А. Трофимук (отв. ред.), Н. А. Еременко, И. И. Нестеров,  
Ф. К. Салманов, В. В. Семенович, В. С. Сурков.

Кристаллическая кора в пространстве и времени (магматизм). 19 л.

Редколлегия: О. А. Богатиков (отв. ред.), В. И. Коваленко, В. А. Кононова,  
А. А. Маракушев, Н. П. Михайлов, А. С. Перфильев.

Кристаллическая кора в пространстве и времени (метаморфические и гидротер-  
мальные процессы). 15 л.

Редколлегия: В. А. Жариков (отв. ред.), Н. Л. Добрецов, В. И. Фонарев,  
В. Б. Чекваидзе.

*Тектонические процессы.* 20 л.

Редколлегия: Ю. М. Пущаровский (отв. ред.), Е. Е. Милановский, Н. В. Мержеловский, А. А. Моссаковский, В. Е. Ханн.

*Космохимия и сравнительная планетология.* 10 л.

Редколлегия: В. Л. Барсуков (отв. ред.), В. Н. Жарков, В. А. Магницкий, М. С. Марков.

*Физика и внутреннее строение Земли.* 10 л.

Отв. ред. В. А. Магницкий.

*Минералогия.* 17 л.

Редколлегия: Н. В. Соболев (отв. ред.), А. А. Годовников, А. С. Марфунин, Е. И. Семенов, Ф. В. Чухров.

*История геологии. Геологическое образование. Математическая геология.* 20 л.

Редколлегия: В. В. Тихомиров (отв. ред.), М. Д. Белонин, А. Н. Бугаец, Н. В. Кононовский, Д. А. Родионов.

*Эволюция геологических процессов.* 18 л.

Редколлегия: А. Л. Яншин (отв. ред.), А. А. Беус, Т. В. Джанелидзе, А. В. Ильин, В. М. Моралев.

*Четвертичный период. Стратиграфия.* 17 л.

Ответственные редакторы: К. В. Никифорова, М. Н. Алексеев.

Заявки на интересующие Вас сборники следует направлять в Центральную контору «Академкнига» (103624, г. Москва, Большой Черкасский пер., 2/10).

*Предварительный заказ гарантирует приобретение нужной книги!*

## ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

### Продолжается подписка на 1990 г. на журнал СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал является источником своевременной информации научных и инженерно-технических работников геологической службы о развитии приоритетных направлений и достижениях геологической науки и практики.

Как следует из проведенного опроса читателей, публикуемый в нем материал представляет значительный интерес с точки зрения повышения профессионального уровня специалистов, расширения их научного кругозора, а также непосредственного использования в практической деятельности.

О популярности журнала говорит также и тот факт, что авторами публикуемых в нем статей наиболее часто цитируются материалы именно журнала «Советская геология» (от 28 до 32 %).

В журнале систематически помещаются статьи по вопросам экономики геологоразведочных работ, по геологии месторождений полезных ископаемых, методике их прогноза, поисков и разведки, проблемам строения и развития глубинных недр Земли, информация о проводимых Мингео СССР и АН СССР симпозиумах, семинарах, совещаниях, реклама научных организаций и новых изделий, а также материалы по актуальным проблемам современной геологии.

В 1990 г. редколлегия предполагает существенно расширить публикацию заказных статей ведущих ученых и дискуссионных статей.

Уважаемые читатели! Не забудьте своевременно оформить подписку на журнал «Советская геология» на 1990 г.

В розничную продажу журнал не поступает!

Редколлегия

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА

## Научно-производственный кооператив

ГЕО



РАСЦЕНКИ ОРИЕНТИРОВАНЫ  
НА ГОСУДАРСТВЕННЫЕ ТАРИФЫ.

ВОЗМОЖНЫ  
ЛЮБЫЕ ВИДЫ РАСЧЕТА.

Исследование химического состава воды, воздуха, отложений.

Экологические исследования: обоснования проектов, экологическая экспертиза.

Консультации по перечисленным видам исследований, а также в области инженерной геологии, геокриологии, гидрогеологии.

Переводы научно-технической литературы.

Адрес:  
119899, Москва, Ленинские Горы,  
тел. 264-94-97.

Исследование кайнозойских отложений: радиоуглеродное, аминокислотное, трековое, ионий-урановое, радио-свинцовое, термолюминесцентное (Русская равнина) датирование, палеомагнитный анализ, изучение вариаций отношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ,  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ .

Спорово-пыльцевой, диатомовый, палеофаунистический виды анализов.

Исследование минералогического, рванометрического состава отложений, рентгеноструктурный анализ, электронная микроскопия глинистой фракции.

**ВНИМАНИЮ  
СПЕЦИАЛИСТОВ!**

Дж. Дэвис  
**Статистический анализ  
данных в геологии**

В 1990 г. издательство «Недра» выпускает в свет книгу профессора Канзасского университета Дж. Дэвиса — одного из руководителей Геологической службы Канзаса — «**Статистический анализ данных в геологии**». Перевод с английского д-ра физ.-мат. наук В. А. Голубевой. Редактор д-р геол.-минер. наук, проф. Д. А. Родионов.

Книга представляет собой второе, значительно расширенное издание, снабженное вместо программ, реализующих основные алгоритмы статистического анализа данных, дискеткой для персонального компьютера. По сравнению с первым изданием в нем отсутствует глава, в которой описан язык программирования ФОРТРАН. Значительно расширены главы вторая — «Элементарная статистика», четвертая — «Анализ последовательностей данных», пятая — «Анализ карт» и шестая — «Анализ многомерных данных».

Во второй главе добавлены разделы, посвященные проверке гипотезы о нормальности распределения, центральной предельной теореме, логнормальному распределению. В четвертой главе рассмотрены современные методы регрессионного анализа, в частности нелинейная и ортогональная полиномиальная регрессия; методы построения сплайнов; корреляция рядов наблюдений; сглаживание и временной тренд-анализ; моделирование вариограмм.

В пятой главе добавлены новые схемы систематических поисков месторождений, приведены анализ направленных данных и анализ форм методом Фурье, проверяются гипотезы о сферическом распределении. Шестая глава

расширена за счет изложения методов множественной регрессии, дискриминантного анализа, методов проверки статистических гипотез о векторах средних и ковариационных матриц многомерных совокупностей, методов главных компонент, главных координат, канонической корреляции, многогрупповых дискриминантных функций. Особое внимание уделено совместному использованию  $R$ - и  $Q$ -методов факторного анализа. Предлагаемые методы иллюстрируются примерами, основанными на опыте работы Геологической службы Канзаса, которой приходится решать разнообразные задачи, начиная с анализа форм ископаемых организмов и штриховки ледников и кончая изучением последствий закачивания зараженной воды в подземные шахты в горах.

Основные статистические процедуры реализованы в виде программ, часть из которых записана на дискетке, прилагаемой к английскому изданию книги. Однако издательство «Недра», учитывая небольшую плотность персональных компьютеров американского происхождения в организациях геологической отрасли, предпочло вместо дискетки снабдить русское издание книги текстом программ, предоставленных ему издательством «Джон Уайли и сыновья».

Книга может служить пособием для геологов, имеющих дело с обработкой геологических данных на ЭВМ. Полезна студентам и аспирантам. Может служить методическим руководством для слушателей курсов повышения квалификации геологических специалистов, а также для специалистов смежных наук.

**Метод  
комплексного  
исследования  
петрофизических  
свойств горных пород  
в условиях,  
близких к пластовым**

В Украинском научно-исследовательском геологоразведочном институте разработан метод комплексного лабораторного исследования петрофизических свойств горных пород и пород-коллекторов нефти и газа в условиях, близких к пластовым, на единичных и составных образцах керна (длиной 0,03—3 м, диаметром 0,03 м). Исследования проводятся на установке изучения параметров пласта (УИПП-1) с технической характеристикой: давление гидрообжима 150 МПа, внутривисковое — 70 МПа, температура 150 °С.

Определяются: коэффициенты пористости, газо-, водо- и нефтепроницаемости, вытеснения нефти, относительных проницаемостей, остаточной водо- и нефтенасыщенности, параметры пористости и насыщения, межфазное насыщение на границе жидкость — жидкость и др.

Заказы на проведение исследований направляйте по адресу:  
290601, Львов, пл. Мицкевича, 8, УкрНИГРИ.  
Справки по телефону: 71-22-68.

1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038 — 5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 4. 1—128