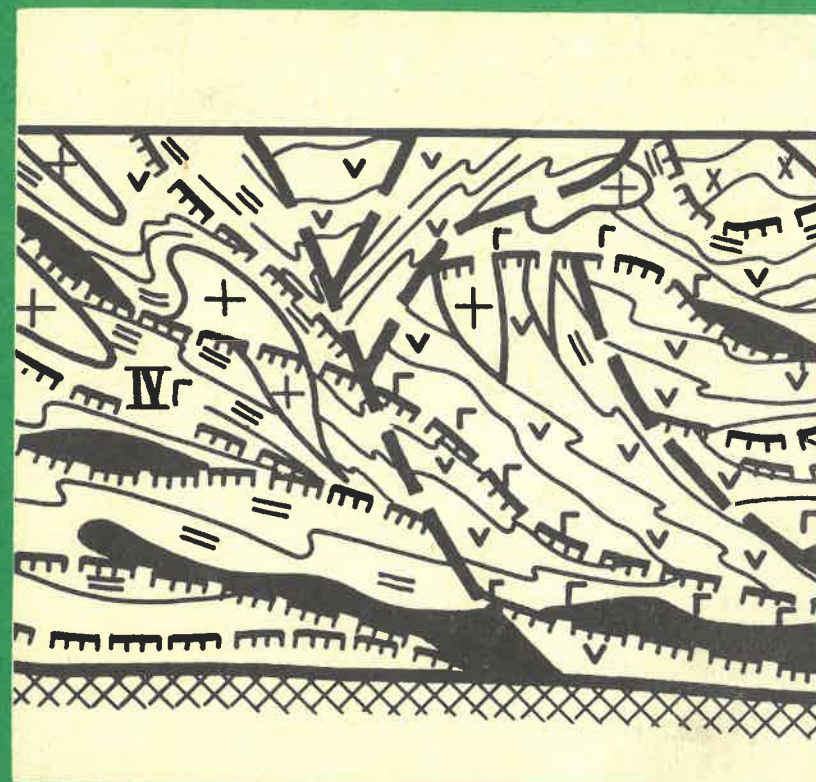


ISSN 0038-5069

# Советская геология



## 8/1990

Современные проблемы сейсмразведки

Импактные кратеры

Эндогенная активность Земли

Онтогенез углеводородов

Окраины литосферных плит Казахстана

# МНОГОФАКТОРНЫЕ ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

БЫСТРО И ЭФФЕКТИВНО ПРОВЕСТИ ОЦЕНКУ  
ПЕРСПЕКТИВ ЗОЛОТОНОСНОСТИ  
ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА ВАМ ПОМОЖЕТ  
ПОДГОТОВЛЕННЫЙ ЦНИГРИ АТЛАС



В основу составления атласа положена система «прогноз — поиски — оценка», суммирующая многолетний опыт специалистов ЦНИГРИ.

В атласе представлены обобщенные многофакторные модели основных геолого-промышленных типов золоторудных месторождений. Создано 20 типовых моделей золоторудных полей и месторождений, раскрывающих возможности геологических, минералогических, геохимических, геофизических методов прогноза и поисков. Атлас рекомендуется для использования при выборе и обосновании оптимального варианта проектирования геологоразведочных работ, а также локальном прогнозе и поисках скрытого и малоэродированного оруденения.

Приведенные в атласе модели, методы их сопоставления и изображения представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся прогнозированием и поисками золоторудных месторождений.

Объем атласа 30 уч.-изд. л. Распространяется по договорной цене.



С ЗАЯВКАМИ ОБРАЩАЙТЕСЬ ПО АДРЕСУ:  
113545, МОСКВА, ВАРШАВСКОЕ ШОССЕ,  
129 «Б», ЦНИГРИ. ТЕЛЕФОН ДЛЯ СПРАВОК  
315-28-47.

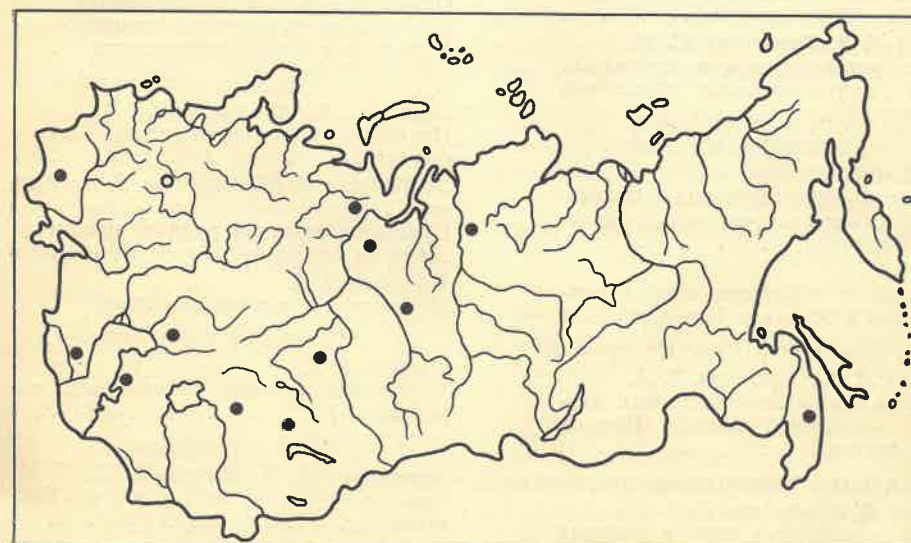
Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

# Советская Геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

8/1990

Основан  
в марте 1933 года



## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

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



МОСКВА «НЕДРА»

|                                                                                                                                                                                                                                          |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Маракушев А. А.<br>Природа эндогенной активности Земли<br>и других планет Солнечной системы                                                                                                                                              | 3  |
| МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ<br>Аглонов С. В.<br>Возможности и методы извлечения гео-<br>исторической информации из геофизиче-<br>ских полей                                                                                      | 15 |
| ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ<br>Сурков В. С., Гулари Ф. Г., Жеро О. Г.,<br>Смирнов Л. В., Казаков А. М., Девя-<br>тов В. П.<br>Прогноз крупных зон нефтегазоаккумуля-<br>ции в нижне-среднеюрских отложениях<br>Западно-Сибирской плиты | 21 |
| Белов Р. В., Кривошеев Э. В., Сысоля-<br>тина Г. А.<br>Изучение тонкослоистых отложений ва-<br>сюганской свиты с использованием прин-<br>ципов сейсмостратиграфии                                                                        | 26 |
| Высоцкий И. В., Корчагина Ю. И.<br>Онтогенез углеводородов в природных<br>системах нефтегазоносных бассейнов                                                                                                                             | 33 |
| РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ<br>МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ<br>Усенко С. Ф.<br>Геодинамика формирования Сихотэ-<br>Алинской складчатой системы и олово-<br>рудные формации                                                                                    | 38 |
| Орлов В. Г.<br>Вольфрамовые месторождения Север-<br>ный Катпар и Акмая в Успенской зоне                                                                                                                                                  | 45 |
| СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ<br>Кухтинова Л. В., Кухтинов Д. А.<br>Нижнепермские палинокомплексы тер-<br>ригенных отложений востока Прикасп-<br>ийской впадины                                                                          | 51 |
| РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА<br>Сегалович В. И., Эйдин Р. А.<br>Окраины литосферных плит в разрезах<br>земной коры Казахстана                                                                                                        | 56 |
| Масайтис В. Л.<br>Импактные кратеры: минерагенический<br>потенциал и возможность изучения глу-<br>бинного строения земной коры                                                                                                           | 61 |
| Старосельцев В. С.<br>Клиновидные поствулканические грабе-<br>ны Тунгусской синеклизы                                                                                                                                                    | 67 |

|                                                                                                                                                                                                                                               |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Халилов Э. Н., Гаджиев Ф. Г., Латыпо-<br>ва Э. Б., Пыркова С. Н.<br>О современном геодинамическом состоя-<br>нии земной коры Азербайджана                                                                                                     | 73         |
| МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ<br>Душин В. А., Микляев А. С.<br>Среднепалеозойский магматизм запад-<br>ного склона Северного Урала                                                                                                       | 75         |
| ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ<br>Петрашень Г. И., Караев Н. А.<br>Современные проблемы сейсморазведки<br>Сейфуллин Р. С., Хавензон И. В.<br>Естественные электрические поля над<br>месторождениями углеводородов в<br>Предкарпатском прогибе | 83<br>92   |
| ГИДРОГЕОЛОГИЯ<br>И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ<br>Ларищев В. В.<br>Использование гидрогеологических дан-<br>ных при прогнозировании трещинно-раз-<br>рывных зон и нефтегазоносности                                                                   | 97         |
| ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ<br>Бгатов В. И., Ларгин А. Ф.<br>Происхождение многолетнемерзлых по-<br>род                                                                                                                                             | 102        |
| Бондаренко В. Н., Медведев В. А., Руч-<br>кин Г. В.<br>Принципы разведки рудных месторож-<br>дений на основе банка моделей-эталонов<br>Русанова О. Д.<br>Метаморфизм ископаемых углей                                                         | 109<br>116 |
| ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ<br>Легейдо В. А.<br>Всесоюзный семинар «Экогеохимия го-<br>родов»                                                                                                                                                         | 119        |
| РЕЦЕНЗИИ<br>Феоктистов В. П., Шеглов А. Д.<br>Свинцово-цинковые месторождения Бол-<br>гарии                                                                                                                                                   | 121        |
| ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ<br>Воронов П. С.<br>Надвиг края платформы или дефект<br>геологического картирования?                                                                                                                                    | 123        |
| ИЗ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТКРЫТИЙ<br>Михаил Иосифович Гарань<br>Вера Абрамовна Ривкина                                                                                                                                                        | 126<br>127 |

Художественный редактор Ю. И. Иванов  
Технический редактор С. Г. Веселкина  
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 22.06.90. Подписано в печать 19.07.90. Т-09752.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.  
Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,9. Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 2420 экз.  
Заказ № 351. Цена 1 р. 60 к.

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», 1990

## Природа эндогенной активности Земли и других планет Солнечной системы

А. А. МАРАКУШЕВ (МГУ)

Рассматривая Землю и другие планеты Солнечной системы с точки зрения энергетики, необходимо четко различать их термику, обусловленную теплом радиоактивного распада химических элементов, и эндогенную активность, связанную с подъемом из их недр флюидных потоков, стимулирующих развитие магматизма, метаморфизма и тектонических дислокаций в их внешних оболочках.

Главный вклад в термику вносит тепло распада таких элементов, как калий, торий, уран и особенно их изотопов, которые характеризуются следующей годовой генерацией ими тепла, Дж:  $^{232}\text{Th}$  0,84;  $^{40}\text{K}$  0,88;  $^{238}\text{U}$  2,98;  $^{235}\text{U}$  18,06. Они до сих пор остаются важным источником тепловой энергии, хотя в прошлом радиоактивного тепла выделялось больше (соответственно с более высоким общим содержанием радиоактивных изотопов). Тепло теряется Землей с поверхности, в результате чего в ее недрах устанавливается глобальный градиент диффузионной природы, отражающий нарастание с глубиной температуры. Под океанами на глубине около 60 км достигается частичное (около 1 %) плавление вещества и образуется астеносферный слой, ограничивающий вышележащие жесткие оболочки. Наличие этого слоя способствует горизонтальному перемещению океанических литосферных плит.

Образование континентов обусловлено последовательным развитием, начиная с их древнейших ядер (3,8 млрд лет), петрогенетических процессов деплетирования вещества глубоких частей мантии под воздействием на них флюидных потоков, восходящих из ядра Земли. Уплотнение мантии в виде так называемых корней континентов [15], или корней кратонов [6], прослеживается геофизически до глубины 600 (Африка) и 400 км (Северная Америка, Восточная Европа). Отмечается отсутствие астеносферного плавления под Канадским щитом, Восточно-Европейской, Сибирской и Ав-

стралийской платформами [6], что определяет в общем фиксированное положение континентов в эволюции земной коры.

Существенные горизонтальные перемещения океанических плит, расходящихся от срединно-океанических хребтов, доказываются геологически (увеличение возраста базальтов с удалением от хребтов, развитие вулканизма в океанических плитах в возрастной последовательности соответственно с концепцией горячих точек и др.) и непосредственными измерениями, например, методом интерферометрии [5].

При исследовании вулканизма на вулканических островах в пределах океанических литосферных плит отчетливо прослеживается эффект горячих точек (*hot spots*), который выражается в закономерном понижении его возраста в направлении, обратном движению плит. Примером проявления эффекта горячих точек является Гавайский вулканический архипелаг, возрастное смещение вулканизма на котором за последние 40 млн лет связывается с направлением и скоростью (8 см/год) перемещения Тихоокеанской литосферной плиты, определенными независимо [3].

На континентах в противоположность океаническим литосферным плитам эффекты горячих точек не прослеживаются, что демонстрирует наиболее глубокий по происхождению алмазоносный магматизм, представленный в кимберлитовых и лампроитовых трубках. В Западной Австралии множество разновозрастных трубок беспорядочно сосредоточено на небольшом участке в окружении древнего массива Кимберли, причем возраст их варьирует в диапазоне 20—1800 млн лет [14]. На Сибирской платформе палеозойские (320—550 млн лет) и мезозойские (210—310 млн лет) кимберлитовые трубки также могут совмещаться в единых структурах, образуя палеозойско-мезозойские телескопированные поля алмазоносных пород [1].

Очаги алмазного магматизма на глубинах 150—200 км зарождаются в результате плавления мантийного вещества под воздействием восходящих флюидных потоков [8]. Их происхождение связано с ядром, которое у Земли еще сохранило в значительной мере расплавленное состояние и способность вследствие этого удерживать водород и другие флюидные компоненты в своем составе. Наличие запаса флюидных компонентов в недрах Земли и других планет и является основой их эндогенной активности [10]. Консолидация сопровождается возрастанием внутреннего флюидного давления в планетах и стимулирует появление разрывов в их силикатных оболочках и образование восходящих флюидных потоков, способствующих развитию магматизма и метаморфизма. С этой точки зрения планеты подразделяются на эндогенно активные, содержащие частично расплавленные ядра, и пассивные, полностью консолидированные, израсходовавшие запас летучих компонентов.

Физическим признаком наличия жидкого ядра и внутреннего флюидного запаса у планет служит существование собственного магнитного поля. Оно создается за счет динамомеханизма (как в машине с самовозбуждением); кинематическая модель его была разработана С. И. Брагинским (1964). С этой точки зрения планеты можно разделить на «живые», такие как Земля, и «мертвые», подобные Венере, Марсу, Луне. Вулканическая активность последней была необычайно бурной в период 3,2—4,6 млрд лет назад и затем прекратилась. Луна потеряла соответственно и свое магнитное поле, хотя ее породы обладают сильной остаточной намагниченностью, свидетельствующей о существовании такого поля в прошлом. Однако по термике, определяемой теплом радиоактивного распада элементов, эндогенно активные не полностью консолидированные планеты и планеты затвердевшие и утратившие эндогенную активность, практически не различаются.

О размерах флюидного запаса Земли говорит продолжительность в 4,6 млрд лет эндогенной активности, обусловленной восходящими потоками флюидов. Первичное расслоение Зем-

ли происходило под мощным водородным флюидным давлением, которое обеспечило вхождение водорода и других летучих компонентов в ее ядро. Такое расслаивание экспериментально воспроизводилось [9], исходя из хондритовой модели происхождения Земли, с использованием флюидного водно-водородного давления.

Однако остается вопрос, каким образом подобные условия осуществлялись в природе. Общепринятые гипотезы происхождения Земли и планет не дают на него ответа. Они исходят из аккреции (накопления) планетезималей (первичных тел твердого плотного космического вещества подобного хондритам) в вакууме космического пространства (после диссипации солнечной небулы). Падение хондритов на растущую таким образом Землю должно было бы сопровождаться дегазацией вещества, как и наблюдается при падении на Землю достаточно крупных метеоритов (в астроблемах). Образование в них импактных расплавов, к которым относятся и тектиты, сопровождается их полной дегазацией. К потере летучих компонентов в этих условиях должен приводить и разогрев планет за счет тепла аккреции и гравитационного сжатия, которое затем должно теряться планетами в обстановке глубокого вакуума, что в конечном итоге вызвало бы образование массы холодного дегазированного вещества, неспособного к дальнейшему развитию (расслаиванию и т. д.) и проявлению эндогенной активности. Следовательно, требуется более совершенная модель формирования планет, возможности разработки которой возникли только в последние годы благодаря достижениям в исследованиях планет и их спутников во внешней области Солнечной системы (Юпитера, Урана, Нептуна) межпланетными станциями «Вояджер-1» и «Вояджер-2», а также изучение вещества кометы Галлея. Эти новые данные наряду с результатами изучения космической пыли, метеоритов, лунных пород позволяют приблизиться к общей генетической систематике космического вещества и положению в ней Земли и других железокосменных планет земной группы.

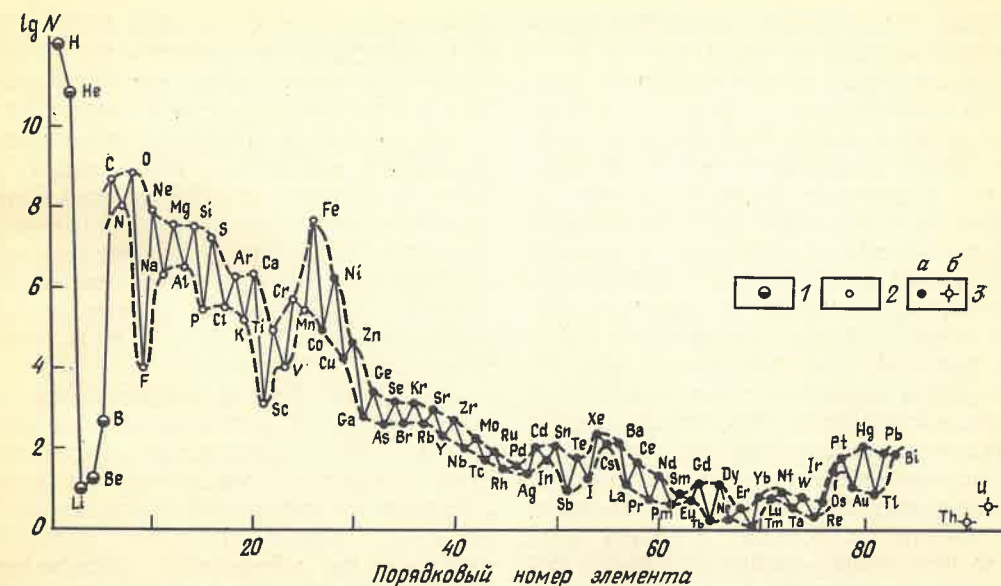


Рис. 1. Распространенность  $N$  на Солнце химических элементов (в числах атомов относительно водорода  $N=10^{12}$ ) различных генетических групп:

1 — первичные элементы, образовавшиеся в результате Большого взрыва около 15 млрд лет назад, и в космических лучах (Li, Be, B); 2 — элементы, ге-

нерирующиеся в ходе нормальной эволюции звезд в результате экзотермических реакций слияния ядер; 3 — элементы, возникающие в результате эндотермических реакций нейтронного захвата в особых условиях (а — медленный  $s$ -процесс, б — быстрый  $r$ -процесс). Видна более высокая распространенность элементов с четными номерами (верхняя кривая) относительно элементов с нечетными (нижняя)

Для полноты охвата генетических типов космического вещества рассмотрение начнем с происхождения химических элементов [17], распространенность которых на Солнце и их генетические группы представлены на рис. 1.

Зарождение химических элементов из элементарных частиц принято связывать с Большим взрывом (*Big bang*), произошедшем около 15 млрд лет назад, с которым связывается предполагаемое расширение Вселенной\*. В режиме Большого взрыва ге-

нерировались только водород и ближайшие к нему самые легкие элементы (гелий, литий, бериллий, бор), ядра более тяжелых элементов были неустойчивы и распадались. Их генерация связывается с последующим зарождением и эволюцией звезд, в которых легкие элементы становятся неустойчивыми, их ядра последовательно объединяются, давая начало все более тяжелым элементам (до железа включительно) в результате экзотермических термоядерных реакций. Дальнейший синтез более тяжелых элементов требует разрушения этого ядра и сопровождается не выделением, а поглощением энергии и не может осуществляться в ходе нормальной эволюции звезд. Он происходит в результате захвата нейтронов в процессах катастрофического характера, в т. ч. таких как взрывы сверхновых звезд. Разрушительная функция звезд проявляется по отношению к литию, бериллию, бору, ядра которых неустойчивы в их горячих и плотных недрах, что выражается глубоким минимумом на графике их распространенности (см. рис. 1).

Звездная эволюция началась около 15 млрд лет назад, когда облака пер-

\* Гипотеза возникновения Вселенной в результате Большого взрыва разделяется не всеми исследователями. П. Н. Кропоткиным развиваются иные представления, согласно которым Вселенная вечна, а наблюдаемые доплеровские смещения в спектрах химических элементов отражают не ее расширение, как предполагается, а особые процессы старения вещества. Привлекательность подобных представлений состоит в том, что они постулируют большую стабильность и неизменность астрофизических процессов, что применительно к Солнечной системе доказывается длительным постоянством активности Солнца. Об этом можно судить по воздействию Солнца на Землю, развитие жизни на которой охватывает громадный период времени (более 3 млрд лет); в течение него климатические условия на Земле более или менее постоянны.

вичного водородного вещества сконцентрировались в молодые звезды. В их недрах водород и другие легкие элементы подвергались горению и сливались в ядра более тяжелых элементов. Затем тяжелые элементы рассеивались в космосе в виде газовых и газопылевых облаков в результате гибели красных гигантов и взрыва сверхновых звезд. Цикл повторялся и возникали звездные системы следующих поколений, содержащие все большее разнообразие химических элементов. Длительность циклов зависит от массивности звезд. Массивные звезды обладают наибольшими потенциальными возможностями синтеза элементов и завершают свою эволюцию быстрее, чем звезды умеренной и малой массы. В результате эволюции многих поколений массивных звезд осуществлялась полная последовательность ядерных реакций синтеза химических элементов.

Солнечная система возникла около 5 млрд лет назад и унаследовала химические элементы, синтезированные более чем за 10-миллиардный период развития предшествующих поколений звезд. Ее развитие начиналось с неравномерного охлаждения гигантского раскаленного газового облака, образовавшегося в результате вспышки сверхновой, после чего оно распалось на более плотные молекулярные газопылевые туманности, вещество в которых продолжало конденсироваться и достигало плотности, достаточной для развития гравитационного коллапса. При сохранении углового момента возник вращающийся диск вокруг области максимального охлаждения, вносящий упорядоченность и взаимосоогласованность в движения отдельных масс уплотняющегося вещества. Ведущими в этом процессе являются конденсация, затвердевание и гравитационное стяжение (аккреция) вещества, состав которого определяется степенью его охлаждения. Конденсация и затвердевание начинаются с тугоплавких соединений, а затем распространяются на газы в последовательности, соответствующей понижению температуры их кипения.

При относительно небольшом охлаждении в составе конденсатов преобладает вода, к которой должны после-

довательно присоединяться  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$  и, наконец,  $\text{H}$  и  $\text{He}$  (вблизи абсолютного нуля температуры). Эта последовательность в общем коррелируется с увеличением массы космического вещества, вовлекаемого в данный процесс, приобретающий катастрофический размах с началом конденсации водорода (преобладающего компонента космического вещества) вблизи абсолютного нуля в центре вращающегося диска, где в дальнейшем образуется Солнце.

Эволюция уплотняющегося космического вещества в основном определяется массой возникающих твердых тел. При небольшой массе оно остается в состоянии первичной конденсации и образует кометы («комья грязного снега», по образному выражению Ф. Л. Уипла). В более массивных аккумуляциях кометоподобных тел за счет тепла аккреции и гравитационного сжатия происходит плавление их вещества, в результате чего они приобретают округлую форму и превращаются в планеты, которые затем распадаются на железо-силикатные ядра и флюидные оболочки. Такое строение характерно для планет группы Юпитера, не подвергавшихся последующей поверхностной дегазации в отличие от планет земной группы (рис. 2). В еще более массивных флюидных расплавленных телах развиваются ядерные реакции горения водорода, характерные для небольших звезд. Эволюция звезд, определяемая последовательным увеличением их массы, характеризуется по расчетам Р. Дж. Тейлера [11] следующими ядерными реакциями (в скобках — масса по отношению к Солнцу): горение  $\text{H}$  (0,3);  $\text{H}$  и  $\text{He}$  (0,7);  $\text{H}$ ,  $\text{He}$  и  $\text{C}$  (5);  $\text{H}$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{C}$  и  $\text{Si}$  (30) с образованием железа, которым завершается нормальная эволюция звезд.

Солнце является одиночной звездой, тогда как большинство звезд двойные. В обрамлении Солнечной системы в гипотетическом облаке Оорта на пределе гравитационного воздействия Солнца формируются кометы. В веществе комет, в их ледяной (снежной) фазе доминирует вода, что свидетельствует об умеренной температуре газовой конденсации. Отмечается некоторое сходство с кометным веществом

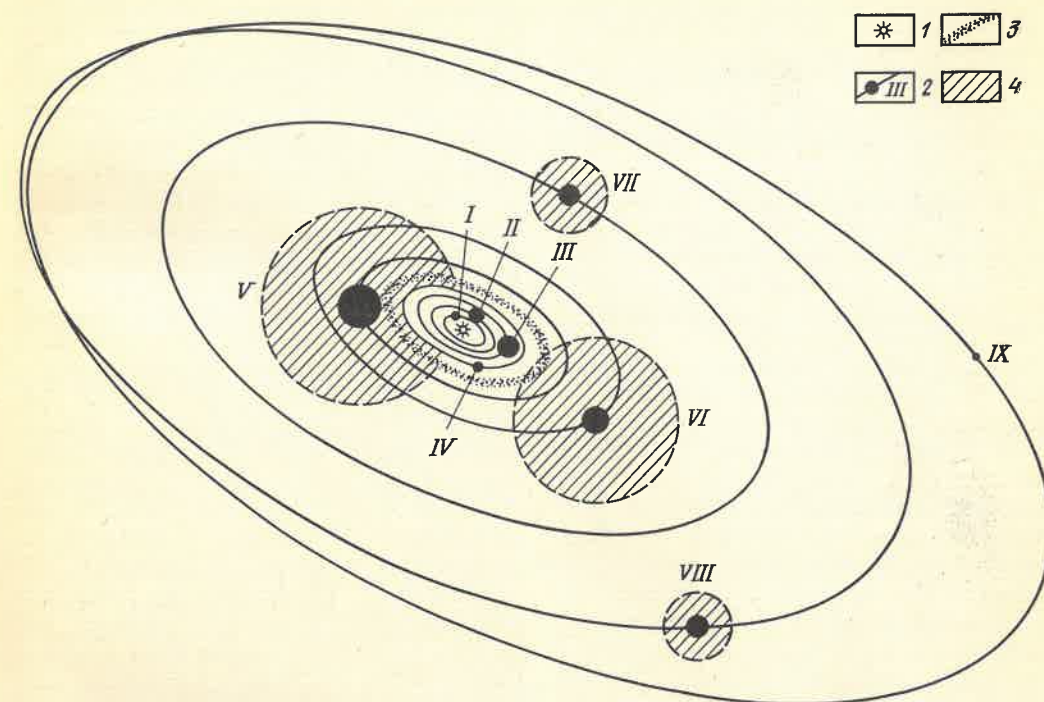


Рис. 2. Схема строения Солнечной системы, отражающая сопоставимость по размеру железокосменных планет земной группы с железокосменными расплавленными ядрами планет с флюидными оболочками группы Юпитера:

1 — Солнце; 2 — железокосменные планеты (I — Меркурий, II — Венера, III — Земля, IV — Марс) и аналогичные ядра планет с флюидными оболочками (V — Юпитер, VI — Сатурн, VII — Уран, VIII — Нептун, IX — Плутон); 3 — пояс астероидов; 4 — флюидные оболочки планет (размеры планет и их орбит показаны в независимых масштабах)

периферических, сравнительно небольших планет Солнечной системы (в скобках — их массы в единицах массы Земли): Плутона (0,022), Нептуна (17,23), Урана (14,54). Оно проявляется в практическом отсутствии в их недрах (во флюидной оболочке) свободного водорода, фиксируемого вместе с метаном только в атмосфере. Атмосфера планет образуется в результате гравитационного притяжения газов протосолнечной небулы в отличие от их флюидных оболочек, состав которых определяется составом ледяной фазы твердых кометоподобных планетезималей, участвовавших в процессах аккреции.

По составу флюидных оболочек периферические планеты Солнечной системы (Плутон, Нептун, Уран) принципиально отличаются от водородных планет-гигантов (в скобках их массы в единицах массы Земли): Сатурна (95,147), Юпитера (317, 735), которые совместно с Солнцем (333 434) зани-

мают в системе центральную позицию. Они образовались при аккреции планетезималей, отличающихся более низкой температурой их образования в результате первичной конденсации вещества. Это определило существенно водородный состав их ледяной фазы, близкий к солнечному, хотя по физическому состоянию рассматриваемое первичное твердое вещество было сходно с кометным, в ледяную фазу которого вкраплены силикатные, металлические и сульфидные пылевидные частицы. Вещество, из которого первоначально складывались планеты, не сохранилось вследствие действия высоких температур и полного его расплавления, как и первичное вещество в более массивных телах звездного размера (Солнца в нашей системе). Поэтому планеты в отличие от комет (прямых продуктов частичной конденсации туманностей) представляют более высокий уровень эволюции космического вещества на пути формирова-

ния звезд. В результате расплавления и расслаивания они превратились в системы взаимодействия железо-силикатных расплавов, обособляющихся в ядрах планет, с флюидными оболочками, оказывающими на них ограничивающее давление.

Таким образом, в целом генетические типы космического вещества образуют ряд все более полной его конденсации при охлаждении: раскаленные газовые облака — молекулярные газовой-пылевые туманности — кометы и кометоподобные ледяные планетезимали — периферические планеты — водородные планеты внутренней зоны — Солнце, занимающее центральную позицию, которой соответствует минимум температуры первичной конденсации вещества, близкий к абсолютному нулю. В ходе аккреции поднималась температура планет и Солнца пропорционально их массе, что приводило к их плавлению и внутреннему расслаиванию. Масса Солнца оказалась достаточной для развития в нем термоядерных реакций. В результате оно стало оказывать интенсивное воздействие на планеты. Благодаря этому планеты его ближайшего окружения (земной группы) потеряли флюидные оболочки [7], и почти полностью состоят из железокосмического вещества (см. рис. 2) с флюидными компонентами, заключенными только в их недрах.

Рассмотрим подробнее приведенный ряд генетических типов космического вещества, начиная с самого примитивного — кометного. Кометы представляют первичную стадию образования плотного космического вещества, не подвергавшегося плавлению. Кометы включают силикатные пылевидные частицы и конденсируют наиболее тугоплавкие компоненты газовых облаков, представленные в их ледяной фазе преимущественно водой (70—80 %). Важная информация о природе кометного вещества была получена в марте 1986 г. по комете Галлея [2], которая исследовалась с космических аппаратов европейских стран («Джотто»), СССР («Вега-1» и «Вега-2»), Японии («Суисей» и «Сакигаке») и США («ICE»).

Впервые были установлены составы газа, образующегося при испарении

ледяной фазы кометы под воздействием Солнца ( $H_2O$ —80 %,  $CO$ —10 %,  $CO_2$ —3 %,  $CH_4$ —2 %,  $NH_3$ —1,5 %,  $HCN$ —0,1 % и др.), а также каменистого материала — магний, кремний, железо и кислород. Ядро кометы (размером  $16 \times 8 \times 8$  км) характеризуется небольшой непостоянной плотностью (0,1—0,3 г/см<sup>3</sup>). Бугристая поверхность ядра очень темная, отраженная доля падающего на нее света (альбедо) составляет всего 4 %. Пылевидные железо-силикатные частицы, замороженные в лед твердого ядра, отделяются от него в результате сублимации совместно с газом, с образованием комы (облака частично ионизированного газа и пыли, окружающего ядро) и двух хвостов кометы, направленных от Солнца — прямого голубоватого ионного и пылевого, искривленного. Траектория их движения обуславливается направлениями выбросов и световым давлением Солнца. Мельчайшие частицы увлекаются световым давлением в пылевой хвост кометы, а на более крупные частицы воздействует гравитационное притяжение Солнца, и они накапливаются в виде своеобразного шлейфа вблизи орбиты кометы, образуя при вхождении в атмосферу Земли метеорные потоки («дожди»). В связи с кометой Галлея последние фиксировались в октябре и мае 1986 г. Эти мельчайшие частицы улавливаются в стратосфере Земли, и нам представляется единственная возможность петрографического изучения первичных высокотемпературных конденсатов газовой-пылевой облаков. Они, как и метеориты, состоят из силикатов, но принципиально отличаются от них низкой плотностью (менее 1 г/см<sup>3</sup>), рыхлым агрегативным сложением, обусловленным первичной конденсацией вещества в газовых облаках и туманностях.

Кометы обращаются вокруг Солнца по вытянутым эллиптическим орбитам, пересекающим плоскость эклиптики под различными углами. В зависимости от периода обращения они подразделяются на коротко- (6—7 лет) и долгопериодические (10<sup>2</sup>—10<sup>7</sup> лет).

С кометными телами сходны Плутон (радиус 1200—1800 км) и Харон (600—700 км) образующие двойную систему. Они сложены, как и кометы,

ледяным материалом (средняя плотность 0,9 г/см<sup>3</sup>) и обращаются вокруг Солнца по орбите ( $5,9 \cdot 10^9$  км) в плоскости, пересекающей эклиптику под углом 17°.

На окраине Солнечной системы планеты находятся на колоссальных расстояниях от Солнца, км: Нептун —  $4,497 \cdot 10^9$  и Уран —  $2,87 \cdot 10^9$  — в области космического пространства с крайне низкой температурой, обеспечивающей сохранность их флюидных оболочек (исключающей поверхностную дегазацию). Прогресс в изучении этих планет связан с полетом американского космического корабля «Вояджер-2», который в 1986—1989 гг. пролетел вблизи Урана и Нептуна и передал на Землю уникальные сведения о самих планетах, их спутниках и кольцах. Они содержат железо-силикатные первично расплавленные ядра, размеры которых сопоставимы с размером Земли и обладают сходными с земными магнитными полями. Оси магнитных полей планет наклонены на 50—60° относительно осей вращения и описывают широкие конусы в процессе вращения. Это необычно для планет, направления магнитных диполей которых почти совпадают с осями вращения (для Земли отклонение составляет 11,7°).

Ядра окружены мощными флюидными оболочками, в составе которых доминируют вода, аммиак, метан, тогда как водород совместно с метаном фиксируется в газообразном состоянии только в верхних слоях атмосферы. Это согласуется с довольно высокими средними плотностями Урана (1,19 г/см<sup>3</sup>) и Нептуна (1,66 г/см<sup>3</sup>). Аккреция и гравитационное сжатие планет сопровождалось выделением энергии в виде тепла, достаточного для их полного расплавления, при котором происходило расслоение на жидкое железо-силикатное ядро и флюидную оболочку слоистого строения с наружными слоями, последовательно сменяющими друг друга (снизу вверх):  $H_2O$  —  $NH_4HS$  —  $NH_3$  —  $CH_4$ . Водородно-метановая атмосфера планет поглощает красные лучи, что придает им голубовато-зеленый цвет. Расслаивались железо-силикатные ядра Нептуна и Урана («примерно земного состава» [12]), таким образом,

под мощным водным давлением их оболочек, что определило образование в них большого запаса флюидных компонентов, в относительно высокой степени окисленных ( $H_2O$ ,  $CO_2$  и др.).

Водородные планеты-гиганты расположены значительно ближе к Солнцу (Сатурн в  $1,427 \cdot 10^9$  км, Юпитер в  $0,778 \cdot 10^9$  км) по сравнению с Нептуном и Ураном. Соответствие их состава солнечному непосредственно следует из низкой плотности планет: 0,69 г/см<sup>3</sup> (Сатурн) и 1,314 г/см<sup>3</sup> (Юпитер).

Из общей закономерности распределения состава и масс планет: Нептун и Уран — Сатурн и Юпитер — Солнце, — следует, что образование их системы в результате газов и гравитационного коллапса было обусловлено глубоким охлаждением газового облака, обеспечивающим массовую конденсацию и затвердевание водорода, с минимумом температуры, близким к абсолютному нулю, в центре вращающегося диска, где сконцентрировалась масса вещества, достаточная для последующего образования Солнца.

Глубокие минимумы температуры, лежащие в основе образования звездных систем, отражают крайнюю термическую неоднородность космического пространства, в котором в общих структурах сочетаются раскаленные газовые светящиеся облака с доминирующими массами (90 %) темного холодного невидимого вещества [4]. Исследование последнего с использованием инфракрасной спектроскопии приводит к гипотезам о существовании новой формы материи, настолько холодной, что с нее начинается в галактиках гравитационное сгущивание.

Общее в строении Сатурна и Юпитера с Ураном и Нептуном — это расслоенность их на железо-силикатные ядра и флюидные оболочки. По Юпитеру детальные данные были получены американскими космическими аппаратами «Пионер» и «Вояджер». Мощное магнитное поле его (на порядок больше геомагнитного) имеет ось, наклоненную к оси вращения под углом 10°. Расплавленное железокосмическое ядро планеты имеет примерно земной состав, радиус около 15 000 км и почти вдвое превышает по массе ядро Урана. Первичное расслаивание Юпи-

тера происходило под водородным давлением мощной флюидной оболочки планеты, оказавшей восстановительное воздействие на расплавленное вещество ядра и обеспечившей вхождение в него большого объема флюидных компонентов. Указанная водородная оболочка, металлизированная на глубине, перекрывается у поверхности планеты слоями  $H_2O$ ,  $NH_4HS$  и  $NH_3$ . Температура на поверхности Юпитера 110 К. Тепло из недр планеты выносится к поверхности вследствие вертикальной конвекции, порождающей турбулентные вихри.

Сатурн имеет более слабое магнитное поле (напряженность его составляет 0,7 напряженности геомагнитного). Он также эндогенно активен и излучает энергии в 3,5 раза больше, чем генерирует в результате распада радиоактивных элементов и получает от Солнца.

К земной группе относят железо-силикатные (каменные) ближайшие к Солнцу планеты, находящиеся от него на расстояниях, км: Меркурий —  $0,57 \cdot 10^8$ , Венера —  $1,082 \cdot 10^8$ , Земля —  $1,496 \cdot 10^8$ , Марс —  $2,279 \cdot 10^8$  и астероиды —  $3,4 \cdot 10^8$  —  $4,8 \cdot 10^8$  — и представляющие собой обломки распавшихся железокосмических в основном хондритовых планет. Астероиды имеют нерегулярную, но обычно изометрическую форму и радиусы в несколько сот километров (500 — Церера, 263 — Веста, 269 км — Паллада) и до 1 км (1 — Географос, 0,8 — Аполлон, 0,7 км — Икар). Реже встречаются астероиды удлиненной формы, например, Эрос — размером  $20 \times 8$  км. Астероиды, как и планеты, обращаются вокруг Солнца, образуя его обломочное кольцо (пояс астероидов). Небольшие обломки планет, теряющие свою кинетическую энергию, выпадают из этого кольца и при движении на Солнце захватываются гравитационными полями планет, и падают на них в виде метеоритов. Особенно интересны хондриты, которые характеризуются космическими соотношениями металлов в их составе (рис. 3), сходными с соотношениями, прослеживаемыми в газовой-пылевой туманности и на Солнце (см. рис. 1).

Первичное вещество, из которого сложились планеты земной группы,

было аналогичным веществу хондритов, о чем свидетельствуют их расчетный состав и плотность, приведенная к нулевому давлению. Однако Меркурий отличается более высоким содержанием железа относительно силикатов, что требует особого объяснения (рис. 4).

Все типы хондритов являются магматическими образованиями, частично стекловатыми или полностью раскристаллизовавшимися из магмы, распавшейся на мельчайшие силикатные капельки (хондры) и богатую металлическим железом матрицу. Среди хондритов много обломочных (пирокластических) разновидностей, отлагавшихся при эксплозивных извержениях хондритовых магм на поверхности их материнских планет.

Магматическая природа хондритов доказывается высокотемпературными парагенезисами минералов (оливина, пироксенов, плагиоклаза), составляющими основу всех химических типов, а также наличием в них вулканического стекла, текстурами и структурами магматических пород. Нередко выявляется многоэтапная кристаллизация хондритовых расплавов, начинающаяся в глубинных условиях и заканчивающаяся на поверхности планетных тел. В минералах хондритов устанавливаются расплавленные и газожидкие включения, отражающие кристаллизацию в условиях повышенного флюидного давления. Все это отличает хондриты от пылевидных частиц (продуктов прямой конденсации вещества), представленных рыхлыми агрегатами низкой плотности, состоящими из мельчайших железо-силикатных зерен. По экспериментальным данным [16], из газовой водородной фазы, осуществляющей газовый перенос компонентов, вначале конденсируются магнетиальные силикаты (форстерит, затем энстатит) и кварц, далее железные силикаты (гиперстен и оливин) и металлическое железо. Минералы в конденсатах в отличие от хондритов находятся в неравновесных соотношениях (форстерит сосуществует с кварцем и др.), и структуры их минеральных агрегатов не имеют ничего общего со структурами хондритов. Первичная конденсация железо-силикатного материала играет главную роль в об-

разовании пылевидных частиц туманностей.

Затем пылевидные частицы захватывались кометами в ходе конденсации в них флюидных компонентов ( $H_2O$  и др.) и образования ледяной фазы, преобладающей в их составе. Аналогично формировались планетезимали (ледяные массы широко варьирующего состава с включенными в них пылевидными частицами), из которых складывались планетные тела в результате аккреции. Поэтому планеты формировались вследствие более массового, чем в кометах, стяжения веществ при более низкой температуре и его последующего более сильного гравитационного сжатия с выделением тепла, достаточного для их полного плавления. В результате плавления планеты приобрели сферическую форму, что отличает их от бесформенных масс кометного вещества, не прошедшего стадии плавления.

Другим следствием плавления явилось расслаивание их на ядра состава хондритовых магм и флюидные оболочки, под давлением которых происходила дальнейшая дифференциация хондритовых ядер (разделение их на силикатную и флюидную железную фазы). Роль водорода во флюидных оболочках планет возрастает с приближением к Солнцу: Нептун и Уран — Сатурн и Юпитер — Солнце. Планеты земной группы занимают промежуточное положение между Юпитером и Солнцем. Исходя из этого, можно полагать, что они образовались в виде расплавленных хондритовых ядер в существенно водородных планетах и первоначально расслаивались под давлением флюидных оболочек, сходных по составу с оболочками Юпитера и Сатурна. Этим объясняется богатство водородом расплавленных железных ядер, обособляющихся в их недрах, с которыми связывается и возникновение собственных магнитных полей планет.

Сохранность флюидных оболочек планет обеспечивается крайне низкой температурой, препятствующей дегазации планет, которая господствовала в пределах всей планетной системы на ранних стадиях ее эволюции. Однако с образованием Солнца (развитием в нем термоядерных реакций) темпера-

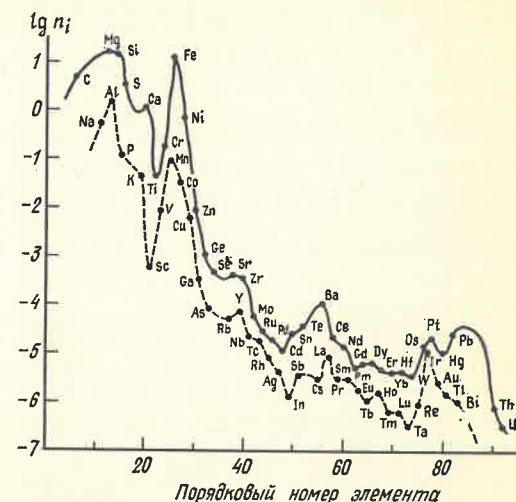


Рис. 3. Диаграмма распространенности элементов (химический спектр) углистых хондритов:

$lg n_i$  — содержание химических элементов (логарифмы чисел атомов в формуле, рассчитанной на 50 атомов кислорода); сверху — элементы с четными номерами, внизу — с нечетными

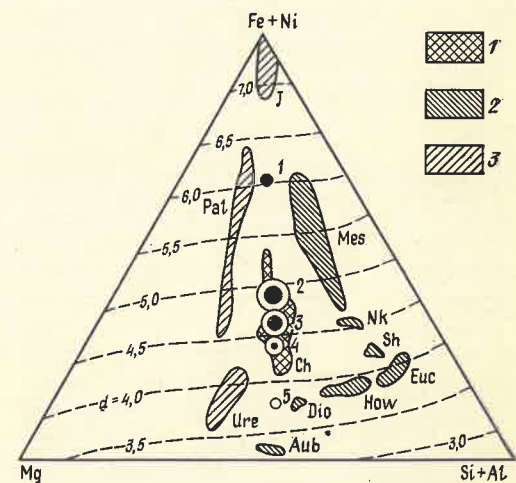


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма (в числах атомов) метеоритов в сопоставлении с валовыми составами планет:

1 — Меркурий, 2 — Земля, 3 — Венера, 4 — Марс, 5 — Луна (размеры черных кружков отражают роль в их составе железных ядер относительно силикатных оболочек); типы метеоритов: железо-силикатные недифференцированные (Ch — хондриты), богатые железом (Pal — палласиты, J — железные метеориты), силикатные (каменные) нормального ряда (ахондриты) — оливиновые (Ure — урейлиты), пироксен-плагиоклазовые (How — говардиты, Euc — эвкриты), силикатные, богатые железом (Sh — шерггитты, Nk — наклиты, Mes — мезосидериты); шифр пунктирных линий — плотность,  $g/cm^3$ ; генетические типы метеоритов: 1 — хондриты, 2 — оливин-железные метеориты, 3 — силикатные метеориты

турный режим планетной системы изменился. По аналогии со звездами типа Т Тельца предполагается, что светимость молодого Солнца была в  $10^3$  раз выше, чем в настоящее время. Поэтому оно могло оказывать очень сильное воздействие на планетную систему, во внутренней части которой планеты потеряли флюидные оболочки и обнажились их железокремневые ядра, превратившиеся, таким образом, в планеты земной группы.

Снятие внешнего давления вызвало напряженное состояние планет, обусловленное внутренним давлением флюидов, сосредоточившихся в их недрах в ходе дифференциации под воздействием флюидных оболочек. Внутренним флюидным давлением и обусловлена эндогенная активность планет, которая в поясе астероидов завершилась их взрывным распадом на астероиды и метеориты. Особенно это касается наиболее примитивно развитых хондритовых планет, не успевших расщелкаться и создать прочные силикатные оболочки, способные противостоять разрушительным потокам флюидов, поднимающимся из их недр. Обилие обломочных типов хондритов свидетельствует о высокой эксплозивности хондритового вулканизма, а наличие в них признаков импактного (ударного) метаморфизма отражает катастрофичность взрывов планет при распаде их на астероиды. Эксплозивный вулканизм морфологически прослеживается на всех планетах земной группы, а на Земле он продолжается и в настоящее время, в течение уже 4,6 млрд лет стимулируясь потоками флюидов, поднимающихся из ее недр.

Показателем эндогенной активности Земли служит ее сильное магнитное поле, генерируемое в железном ядре планеты, в значительной части еще сохранившем флюидно-магматическое состояние. Этим Земля отличается от родственных ей планет, в ряду которых только у Меркурия фиксируется слабое магнитное поле, а Марс и Венера практически немагнитны. Соответственно на них прекратилась и эндогенная активность.

Таким образом, планеты земной группы образовались не путем прямой аккреции хондритоподобного вещества, как принято считать, а в результате

дифференциации вещества флюидных (существенно водородных) планет. Они зародились в их недрах в виде расплавленных хондритовых ядер, образовавшихся в результате проявления в планетах жидкостной несмешимости водородно-силикатного типа. Капли железо-силикатных расплавов, выделявшиеся в ходе развития этого процесса во флюидной массе планет, сливались друг с другом и концентрировались под действием сил гравитации в их центральных частях, что увеличивало скорость вращения планет, тогда как силикатные расплавленные массы, формирующиеся во внешних частях флюидных оболочек, отбрасывались центробежными силами за пределы планет и формировали их спутниковые системы.

Этот процесс развития флюидно-силикатной несмешимости в планетах, определяемый в конечном итоге соотношением гравитационных и центробежных сил в их эволюции, сопровождался своеобразной дифференциацией вещества, т. к. тяжелое железо в большей мере концентрировалось в центральных частях планет (под действием гравитации), а силикатные и флюидно-силикатные массы, отделявшиеся на периферии планет, отбрасывались наружу. Поэтому развитие спутниковых систем сопровождалось утяжелением планет в результате возрастания в них роли железа относительно силикатов. Планеты земной группы в отличие от планет группы Юпитера потеряли, по-видимому, свои спутниковые системы в значительной мере под влиянием гравитационного поля Солнца, о чем можно судить по аномально высокому содержанию железа в составе Земли и особенно Меркурия (рис. 5).

О возможных потерях спутников можно судить по расчетному составу вещества Луны — атомному количеству, %: Si 42,64; Fe 12,46; Mg 40,24; Al 2,62; Ca 2,04 — соответствующему составу силикатных оболочек Земли и ахондритов (см. рис. 4). Вариации состава спутников отчетливо выражены во внешней зоне Солнечной системы, где они сохранились достаточно полно. Характерно уменьшение средней плотности массивных спутников с удалением от материнских планет,

сопровождающееся увеличением в их составе флюидного (ледяного) материала относительно каменного. Например, для спутников Юпитера отмечаются следующие средние значения указанных параметров:

| Спутник | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Расстояние, км     |
|---------|------------------------------|--------------------|
| Ио      | 3,52                         | $4,22 \cdot 10^5$  |
| Европа  | 2,99                         | $6,71 \cdot 10^5$  |
| Ганимед | 1,93                         | $10,07 \cdot 10^5$ |

Спутники унаследовали от планет не только их вещество но и эндогенную активность, обусловленную флюидным характером силикатного (ахондритового) расплавленного материала, из которого складывался их состав. Консолидация спутников, как и самих планет, начинаясь с периферии, реализовывалась возрастанием флюидного давления и созданием напряжений в их недрах, приводящих к развитию эксплозивного вулканизма, признаки которого устанавливаются на всех достаточно крупных спутниках при их визуальном изучении. На большинстве спутников вулканизм происходил в далеком прошлом, например, на Луне — 3,2—4,6 млрд лет назад, когда она обладала сильным магнитным полем, с которым связывается остаточная намагниченность образцов.

Величайшим достижением нашего времени является установление станциями «Вояджер-1, 2» восьми действующих вулканов на Ио (спутнике Юпитера), выбрасывающих на высоту 70—280 км пирокластический материал, широким плащом покрывающий поверхность этой планеты. Планета Ио является полным аналогом Луны по размеру (радиус 1850 км) и плотности вещества (3,52 г/см<sup>3</sup>) и представляет картину того, что происходило на Луне в далеком прошлом. Продолжая аналогию с Луной, флюидного запаса которой хватило на 1,4 млрд лет ее эндогенной активности, можно полагать, что вулканическая активность на Ио свидетельствует об относительной молодости спутниковой системы Юпитера, хотя сам он, как и другие планеты, имеет древний возраст (4,6 млрд лет). Следовательно, Юпитер более 3 млрд лет оставался

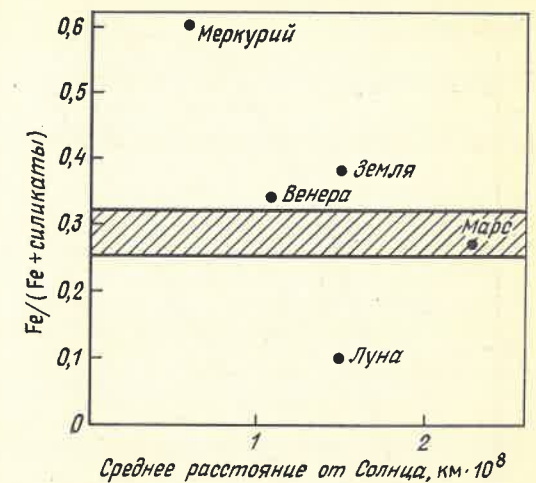


Рис. 5. Содержание железа относительно силикатов в планетах (по моделям их строения [12] в зависимости от расстояния от Солнца): Штриховкой характеризуется аналогичная величина в космическом веществе и на Солнце. Аномально высокое содержание железа в составе Земли и Меркурия, возможно, объясняется отделением от них силикатных спутников, подобных Луне, которых они потеряли

на дохондритовой станции развития (не расслаивался на хондритовое ядро и флюидную оболочку, с чем связывается и отделение спутников). Этот вывод согласуется с возрастными определениями хондритов. Хотя преобладающую их массу относят к возрасту около 4 млрд лет, устанавливаются и более молодые хондриты, отличающиеся от древних пониженным содержанием гелия (рис. 6). В последние годы возраст около 1,2 млрд лет надежно установлен для хондритов собранных в Антарктиде.

Эндогенные напряжения в спутниках вызывает не только эксплозивный вулканизм, но также нередкие взрывные их разрушения, ведущие к формированию обломочного каменного и ледяного материала вокруг планет. Эндогенная природа подобного дробления (автобрекчирование) наглядно выражена на некоторых спутниках, например, на Ганимеде (спутнике Юпитера), поверхность которого представляет собой гигантскую брекчию [18], состоящую из обломков скальных пород, сцементированных льдом, образовавшимся при замерзании флюидных потоков, поступающих к поверхности из недр планеты.

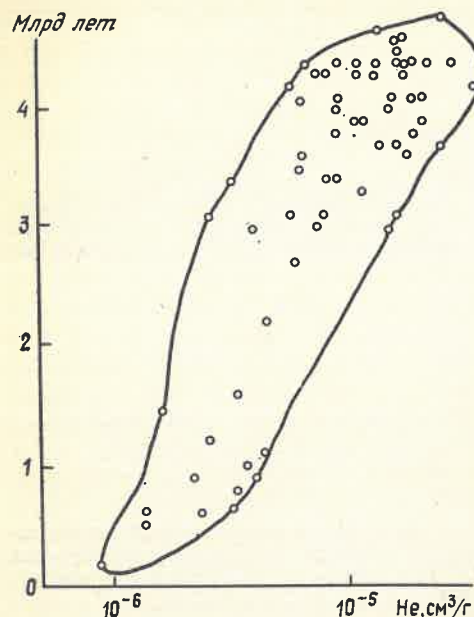


Рис. 6. Абсолютный возраст хондритов в зависимости от содержания в них гелия, по Дж. Зарингеру (1968)

Расслаивание железо-силикатных планет и спутников в дальнейшем выразилось в образовании их первичных кор. Составляющие их породы параллелизуются с каменными метеоритами, такими как диогениты, обриты, говардиты, эвкриты. Эндогенная активность планет и спутников, обусловленная запасом флюидных компонентов в их недрах, в наиболее результативном ее выражении приводит к замещению первичных кор их новообразованными типами. На Земле этот процесс получил наивысшее развитие. На ней образовались океаническая и континентальная коры, вещество которых не имеет аналогов на примитивно развитых планетах, таких как Луна и материнские планеты метеоритов.

В заключение подчеркнем главный вывод, касающийся Земли и сходных с ней планет. Их эндогенная активность, определяемая запасом флюидных компонентов, обусловлена их зарождением и развитием под покровом мощных существенно водородных оболочек, сходных с оболочками, отмечаемыми в настоящее время у планет группы Юпитера. В какой-то мере эти представления перекликаются с гипотезой происхождения Земли и планет япон-

ских исследователей К. Хаяши и др. [13, 17]. Согласно ей аккреция планет происходила в плотной солнечной небуле, которая гравитационно стягивалась в плотные газовые оболочки вокруг растущих планет и препятствовала потере ими аккреционного тепла. В результате температура поднималась до очень высоких значений и достигалось расплавленное состояние планет, обеспечивающее возможность их внутреннего расслоения. Это прогрессивные представления, но они не отражают концентрации летучих компонентов в жидком ядре Земли, достаточной для объяснения большой продолжительности ее эндогенной активности.

Таким образом, в общей эволюции протосолнечной небулы различаются следующие стадии: 1) высокотемпературная конденсация вещества с образованием в ней твердых пылевидных частиц; 2) низкотемпературная конденсация газов и образование ледяного вещества комет и планетезималей; 3) аккреция ледяных планетезималей в крупные массы, подвергающиеся полному плавлению и образующие флюидные планеты; 4) расслаивание флюидных планет с обособлением в них хондритовых ядер и ахондритовых эндогенно активных спутников; 5) поверхностная дегазация планет и образование железокаменных планет. С эксплозивным разрушением некоторых из них связано образование астероидов и метеоритов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф. Ф., Шпунт Б. Р. Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевого, щелочного и базитового магматизма на Сибирской платформе// Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск, 1989. С. 109—131.
2. Балсигер Г., Фехтиг Х., Гайс И. Комета Галлея крупным планом//В мире науки. 1988. № 11. С. 48—55.
3. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.— М.: Наука, 1983.
4. Краус Л. М. Невидимое вещество во Вселенной//В Мире науки. 1987. № 2. С. 30—42.
5. Картер У. Е., Робертсон Д. С. Исследование Земли с помощью интерферометрии со сверхдлинной базой//В мире науки. 1987. № 1. С. 16—25.

6. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика//Геотектоника. 1987. № 1. С. 3—24.
7. Маракушев А. А. Петрогенезис.— М.: Недра, 1988.
8. Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазных магм//Очерки физико-химической петрологии. М., 1987. Вып. 14. С. 5—53.
9. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий.— М.: Наука, 1983.
10. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли.— М.: Недра, 1983.
11. Тейлер Р. Дж. Происхождение химических элементов.— М.: Мир, 1975.
12. Хаббард У. Внутреннее строение планет.— М.: Мир, 1987.
13. Hayashi C., Nakazawa K., Nakagawa Y. Formation of the solar system//Protostars

- and Planets II: Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona, 1985. P. 1100—1151.
14. Jaques A. L., Lewis J. D., Smith C. B. The Kimberlites and Lamproites of Western Australia//Geol. Survey of Western Australia. 1986. Bull. 132.
15. Jordan T. The deep structure of the continents//Scientific Amer. 1979. Vol. 1. P. 70—82.
16. Nagahara H., Kushiro I., Mysen B., Mori H. Experimental vaporization and condensation of olivine solid solution//Nature. 1988. Vol. 331. No 6156. P. 516—518.
17. Ozima M. Geohistory.— Berlin — Heidelberg, 1987.
18. Voyager I. Encounter with Jupiter//National Aeronautics and Space Administration. 1979. No 4. P. 3—44.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.



## МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.83.01

© С. В. Аплонов, 1990

### Возможности и методы извлечения геоисторической информации из геофизических полей

С. В. АПЛОНОВ (Институт океанологии АН СССР)

Основные представления о природе глубинных процессов, обуславливающих тектоническую активность Земли, за последние десятилетия коренным образом пересмотрены. Сформировалась новая система взглядов, которая заняла господствующее положение в геотектонике и теоретической геологии в целом, — теория тектоники литосферных плит.

Как известно, современная геодинамическая теория имеет два главных аспекта: собственно геодинамический, предметом которого является сегодняшнее, «сиюминутное» в геологическом смысле расположение литосферных плит на поверхности Земли, характер границ между ними, а также глубинная природа источников тектонических процессов; палеогеодинамический, или геоисторический, изучающий движение и взаимодействие литосферных плит в геологическом прошлом. Главной фактической основой первого традиционно являлись геофизические данные. Палеогеодинамиче-

ский аспект отдает предпочтение геологическим индикаторам, а геофизике отводит либо глобальную роль (например, палеомагнитные данные о дрейфе континентов, реконструкция спрединга океанского дна путем интерпретации полосовых магнитных аномалий), либо традиционную узко вспомогательную — помощь при разномасштабном геологическом картировании.

Приходится сознавать, что, как бы ни были информативны геологические индикаторы палеогеодинамических обстановок, у них есть существенный недостаток — они не всегда доступны и почти всегда малопредставительны. Поэтому так велик соблазн получения косвенной дистанционной информации о генезисе и истории развития литосферы. Такую информацию несут геофизические поля, измеренные на поверхности Земли или вблизи нее.

Роль геофизических данных в палеогеодинамике пока явно недооценивается, и это серьезно сказывается на гео-

исторических построениях. Сегодня, учитывая ряд объективных преимуществ геофизической информации перед геологической, прежде всего ее однородность, глубинность и глобальность, можно надеяться на резкое повышение роли геофизических данных при изучении палеогеодинамики крупных участков литосферы, малодоступных для непосредственного геологического наблюдения.

Основа предлагаемой концепции — тезис о том, что каждой современной геодинамической обстановке, будь-то рифтогенез, спрединг океанического дна, поглощение литосферы в зонах субдукции или коллизия континентальных масс, присущ свой строго индивидуальный набор особенностей геофизических полей.

В процессе непрерывной эволюции литосферы часть, возможно даже основная, геофизических характеристик, обусловленных физико-механическими свойствами литосферы, непрерывно изменяется. Однако существуют консервативные геофизические характеристики, сохраняющиеся в скрытом виде в современных геофизических полях и несущие информацию об истории эволюции литосферы соответствующих регионов.

Мысль о широких возможностях извлечения геосторической информации из геофизических полей, правда в сугубо гипотетической форме, высказывалась неоднократно. Достаточно вспомнить в этой связи фундаментальные труды М. М. Тетяева (1934) и В. В. Федынского (1964), а из более поздних работ — книгу Р. М. Деменицкой с соавторами [7]. Однако лишь с появлением в последние годы обширного и высококачественного геофизического материала стало реальным не только поставить данную проблему на новом уровне, но и опробовать ее основные теоретические положения на конкретном фактическом материале.

Извлечение геосторической информации из геофизических полей может основываться на двух подходах. С одной стороны, как было сказано, некоторые физические свойства литосферы способны консервироваться при ее переходах на новые стадии эволюции. Следовательно, в наблюдаемых

геофизических полях могут сохраняться ретроспективные составляющие, непосредственно несущие геосторическую информацию. Ярким примером этого служит реконструированный на основе интерпретации магнитных аномалий спрединг раннемезозойского Обского палеоокеана в Западной Сибири [1]. В фундаменте меридиональной осевой зоны платформы был обнаружен блок палеоокеанской литосферы с сохранившимся в ней инверсионно намагниченным «базальтовым» слоем. Обусловленную им регулярную знакопеременную составляющую удалось выделить из аномально-го магнитного поля региона. С привлечением других геолого-геофизических данных стало возможным детально описать процесс спрединга Обского палеоокеана во времени и пространстве.

С другой стороны, далеко не всегда геосторическая информация проявляется в наблюдаемом геофизическом поле в виде конкретных ретроспективных составляющих. Методология геофизического анализа в этом случае предусматривает перспективное моделирование эволюции геофизических полей, связанных с эволюционирующей литосферой. Исходным является предположение о генетическом типе и стиле развития литосферы. В рамках выбранной модели удается проследить процесс изменения того или иного геофизического поля во времени и пространстве. Становится возможным и обратный, ретроспективный анализ: по структуре, интенсивности и другим параметрам результирующего (современного) поля восстановить поля прошлого и, следовательно, косвенным путем реконструировать палеогеодинамику литосферы, несущей источники поля.

Пример отсутствия непосредственной геосторической информации в геофизическом поле — аномалии теплового потока над рифтами, не имеющие ничего общего с таковыми над их древними аналогами — палеорифтами. В пределах первых наблюдается повышенная интенсивность теплового потока, связанная с сокращенной мощностью и повышенной теплопроводностью литосферы. В палеорифтах, напротив, фон теплового потока ниже, чем по их об-

рамлению. Это объясняется удаленностью мантийного источника тепла, дезинтегрированностью основного источника радиогенного тепла — «гранитного» слоя материковой литосферы, а также низкой теплопроводностью «безгранитной» литосферы и перекрывающего палеорифты осадочного слоя.

Таким образом, в тепловом поле палеорифтов не может быть обнаружена какая-либо составляющая, которую можно было бы прямо сопоставить с тепловой аномалией над современными активными рифтами, т. е. тепловое поле не консервативно, но отсюда ни в коем случае не следует, что в нем отсутствует геосторическая информация. Она может быть извлечена путем моделирования теплового поля рифта, и палеогеодинамическим индикатором рифтового режима будет не повышение, а напротив, понижение фона теплового потока.

В принципе совместное использование обоих подходов делает геофизический анализ палеогеодинамических процессов универсальным. При условии комплексной и качественной геофизической изученности региона всегда имеется возможность построения его геодинамической модели, т. е. решения проблем, каким образом, как долго и в какой именно интервал времени развивалась его литосфера. Изложенная выше концепция извлечения геосторической информации из геофизических полей имеет две главные характерные особенности.

Во-первых, она требует наложения ограничений на широко применяющийся до сих пор принцип аналогий при региональной интерпретации геофизических данных: нельзя формально искать аналогии между геофизическими полями современных и древних тектонических структур, даже относящихся к одному генетическому типу. Таких аналогий попросту не существует. В процессе эволюции литосферы создаваемые ею геофизические поля изменяются иногда до неузнаваемости: одни их составляющие теряются, другие, наоборот, появляются, как в рассмотренном выше примере теплового поля рифтов и палеорифтов.

Для строгого геофизического анализа палеогеодинамических процессов прежде всего необходимо учесть вре-

менно отличие современных структур и их древних аналогов, провести перспективное или ретроспективное моделирование их развития, смоделировать изменение геофизических полей, а уже затем (и ни в коем случае не раньше!) — сопоставить поля модели и конкретной палеоструктуры.

Во-вторых, приходится сознавать, что при палеогеодинамической интерпретации геофизических полей вывод о ретроспективной природе (консервативности) их отдельных составляющих не может быть сделан лишь на основе обработки самих полей — анализа их структуры, трансформации и моделирования. Все технологии обработки геофизических полей сами по себе носят формальный характер. Они в принципе не могут установить причинной связи. Идеи, гипотезы о причине исходят извне обработки полей, в конечном счете — из общей теории геодинамической эволюции Земли. Извлечение геосторической информации из геофизических полей, особенно информации косвенной, — чисто дедуктивный метод. Однако анализ структуры, трансформации и моделирование геофизических полей служат мощными средствами проверки и отбраковки исходных гипотез. Именно поэтому вопросы выбора оптимальных технологий обработки геофизических полей, а также объективности их применения исключительно важны для палеогеодинамического анализа.

В первую очередь необходимо проанализировать соотношение детальности наблюдаемых геофизических полей и делаемых на основе их интерпретации геологических выводов. Надо признать, что в последние годы в этой области наметились определенные противоречия. Современные приборы измеряют геофизические поля с очень высокой точностью, но, к сожалению, лишь относительно небольшая часть материала сохраняет ее после первичной обработки измеренного поля и построения карт. Далеко не всю информацию, содержащуюся в данных современных высокоточных съемок, удается геологически истолковать. Если потеря информации первого рода — проблема техническая, то сокращение потерь второго рода — методологическая проблема.

Долгое время молчаливо признавалось, что для региональных тектонических построений вполне достаточно информации, содержащейся в геофизических съемках низкой детальности. Общепринятым был тезис о том, что укрупнение масштабов и увеличение детальности съемок должны вести к локализации решаемых с их помощью геологических задач. И действительно, в ряде случаев так и было: широко известны примеры чрезвычайно успешного применения детальных геофизических данных для решения локальных структурно-поисковых задач — картирования пликтивных нарушений платформенного чехла, поиска кимберлитовых трубок под трапповыми покровами, прямого прогноза зон нефтегазонакопления и т. п. Однако в целом этот тезис далеко не исчерпывает всех возможностей использования крупномасштабных геофизических съемок. Их детальность может быть реализована в нетрадиционной области — при решении не только локальных, но и сугубо региональных геологических задач.

Данные современных крупномасштабных геофизических съемок содержат богатейшую и принципиально новую информацию о глубинном строении и палеогеодинамике литосферы, часто отсутствующую в материалах съемок низкой детальности. Такая информация может и должна в ряде случаев вести к корректировке и пересмотру представлений о палеогеодинамике крупных регионов. Каких-либо универсальных требований к качеству исходной геофизической информации, пригодной для палеогеодинамического анализа, не существует. Они формируются индивидуально для конкретных регионов и палеогеодинамических обстановок и в некоторой степени вытекают из предварительного анализа структуры и трансформаций геофизических полей.

Известно, что существует тесная взаимосвязь структуры геофизических полей со строением и вещественным составом литосферы. С одной стороны, изучение спектральных характеристик полей, а также их изменения в пределах изучаемого региона дает возможность проводить его структурное расчленение и в некоторых случаях де-

лать выводы о генезисе и истории развития отдельных его частей. С другой, сложное полигеничное поле может отражать последовательные этапы развития литосферы, т. е. нести в себе геосторическую информацию.

Для выделения последней в относительно «чистом» виде суммарное полигеничное геофизическое поле приходится разделять на условно моногеничные составляющие. Предпочтение при этом отдается тем методам трансформации, которые, во-первых, не требуют априорных знаний об источнике поля, во-вторых, являются адаптивными, т. е. автоматически осуществляют выбор параметров его разделения, и, в-третьих, имеют в своей основе различные математические представления трансформируемого поля, например, аналитические и статистические.

В частности, при выделении ретроспективных магнитных аномалий древних океанов [2, 3] оказалось эффективным совместное использование методов спектрально-пространственного анализа (СПАН) и энергетической фильтрации (ЭФ).

СПАН включает последовательную линейную фильтрацию исходного геофизического поля набором узкополосных фильтров и последующее его восстановление путем обратного преобразования Фурье [10]. Главное достоинство метода — возможность наглядно показать изменения спектрального состава поля вдоль профилей и на площади. Его частный недостаток определяется заложенными в основу СПАН принципами гармонического анализа, не обладающими достаточной строгостью при выделении апериодических составляющих поля.

Главная особенность ЭФ, как и любого статистического метода трансформации, — полностью формализованный подход к разделяемому полю, которое рассматривается как сумма случайных компонент, различающихся статистическими характеристиками [9]. Основное достоинство ЭФ — его адаптивность, состоящая в автоматическом и объективном выборе размеров и весовых коэффициентов фильтрующего «окна». Недостаток метода — возможные потери информации, требующие предварительной оценки

спектральных характеристик фильтруемого поля.

Таким образом, методы СПАН и ЭФ реализуют два принципиально различных математических подхода к трансформации геофизических полей и имеют индивидуальные достоинства и недостатки. Поэтому залог успешного истолкования (сначала — структурно-вещественного, а затем — геосторического) результатов обоих методов состоит, прежде всего, в их комплексном применении при анализе структуры и трансформации геофизических полей.

Следует учитывать еще одно важное обстоятельство. На выходе любого фильтра, как бы он ни был совершен, мы получаем, строго говоря, не физическое поле, а лишь его трансформанту. Даже придавая этой трансформанте некий геосторический смысл (например, как знакопеременной составляющей магнитного поля, связанной с инверсионной намагниченностью коры древних океанов), в качестве критерия итерации при подборе источников поля ее можно использовать лишь с большой осторожностью. Полное совпадение рассчитанного от модели поля с трансформантой ни в коем случае не является гарантией правильности заданной модели. Целесообразно в этих случаях предварительно трансформировать вычисленное от модели поле с теми же параметрами, которые автоматически были выбраны фильтром при выделении ретроспективной составляющей, а уже затем сопоставить две трансформанты.

Для прямой количественной интерпретации геофизических полей с целью извлечения из них геосторической информации предпочтение отдается методам и алгоритмам, требующим лишь самых общих априорных представлений о строении и физических параметрах литосферы. В этом отношении хорошо зарекомендовали себя метод аппроксимации наблюдаемых полей рациональными дробями [12], статистический метод построения координатно-амплитудных разрезов магнитоактивных источников [8], а также метод локализации особенностей геофизических полей «Особые точки» [11].

Перечисленные методы обеспечива-

ют однозначное нахождение по исходному полю координат полюсов («особых точек») аномалиеобразующих объектов, принадлежность их к определенному классу модельных форм, а также энергетические параметры (избыточные плотность и намагниченность) в сочетании с формой объекта. В некоторых случаях от характеристик полюсов можно перейти к параметрам реальных физико-геологических сред, но такая задача уже не решается однозначно и требует известного субъективизма интерпретатора. Поэтому часто по результатам прямых методов интерпретации целесообразно говорить не о реальной физико-геологической модели разреза, а лишь о ее принципиальных особенностях: о зонах сгущения полюсов аномалиеобразующих объектов и их возможной природе, т. е. о тех параметрах, которые однозначно определяются прямыми методами количественной интерпретации.

Путем использования прямых методов интерпретации магнитного и гравитационного полей в комплексе с данными сейсморазведки удалось подтвердить чешуйчато-надвиговое строение фундамента Западно-Сибирской плиты [4]. Полюса аномалиеобразующих объектов надежно отмечают поверхности шарьяжных зон, дают возможность дистанционного определения углов падения и горизонтальной амплитуды надвигов, а также мощности аллохтонных комплексов. Отсюда были сделаны выводы о взаимоотношении и последовательности формирования надвигов, реконструирован во времени и пространстве аккреционный этап развития фундамента Западно-Сибирской плиты, т. е. описана палеогеодинамика региона.

Прямые методы количественной интерпретации целесообразно комплексировать с методами подбора, учитывая при этом те ограничения, которые налагаются на последние при использовании в качестве критерия итерации не самого физического поля, а его трансформант, о чем уже говорилось выше. Процедура интерпретации существенно облегчается и ускоряется, если наряду с аналитическими используются статистические методы подбора.

В этом отношении хорошо зарекомендовало себя применение в целях

палеогеодинамического анализа корреляционного метода разделения геофизических полей (КОМР). Метод позволяет совмещать трансформационные и интерпретационные аспекты, а также комплексно использовать геофизическую информацию [13]. Путем применения КОМР удалось [5] выделить из гравитационного поля Западной Сибири разночастотные составляющие, связанные с рельефом поверхности фундамента плиты и его неоднородной плотностью. Эта связь была установлена на основе анализа структуры гравитационного поля, а затем проверена плотностным моделированием литосферы региона. В конечном итоге интерпретация методом КОМР данных грави- и сейсморазведки позволила не только уточнить гипсометрию фундамента на отдельных площадях, но и построить схему его плотностных характеристик на всей территории Западной Сибири. Удалось подтвердить наличие «безграничной» палеоокеанской литосферы в глубоких депрессиях фундамента региона [4, 6]. Эта особенность проясняет генезис и условия формирования фундамента Западно-Сибирской плиты. Таким образом, применением метода КОМР дало возможность извлечь геосторическую информацию из гравитационного поля региона.

В заключение необходимо отметить следующее. Само собой разумеется, что геофизический анализ палеогеодинамических процессов ни в коей мере не призван конкурировать по детальности и однозначности с традиционными геологическими методами решения тектонических проблем. Геосторические выводы, получаемые на основе интерпретации геофизических полей, приближительны, далеко не бесспорны и в определенной степени абстрактны, как, впрочем, и любые результаты геофизической интерпретации. Однако не в этом и цель предлагаемого подхода. Важно, что от традиционной структурно-вещественной интерпретации геофизических данных мы можем сегодня перейти к их геосторическому истолкованию. Такой подход может быть реализован в тех обширных областях Земли, где для сколько-нибудь уверенных палеогеодинамических реконструкций не хватало, не хватает и

в обозримом будущем не будет хватать априорной геологической информации.

Современный уровень развития региональной и теоретической геодинамики, а также изученности Земли геофизическими методами позволяет рассматривать изменение геофизических полей в геологическом времени как функцию возраста и состояния литосферы, несущей их источники. Именно этим обеспечивается возможность извлечения геосторической информации из геофизических полей. Можно надеяться, что дальнейшая разработка данного направления позволит вывести на качественно новый уровень всю проблему региональной интерпретации геофизических материалов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аплонов С. В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана.— М.: Наука, 1987.
2. Аплонов С. В. Локальные палеооси спрединга: магнитные аномалии и геодинамика//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 1. С. 3—12.
3. Аплонов С. В. Методика выделения ретроспективного магнитного поля древних океанов//Материалы третьего съезда советских океанологов. Л., 1987. С. 23—24.
4. Аплонов С. В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты//Сов. геология. 1989. № 7. С. 59—68.
5. Аплонов С. В. Строение поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба//Сов. геология. 1987. № 5. С. 112—118.
6. Аплонов С. В., Деменицкая Р. М. Океанская литосфера в фундаменте молодых платформ//Материалы третьего съезда советских океанологов. Л., 1987. С. 24—26.
7. Деменицкая Р. М., Литвинов Э. М., Иванов С. С. Естественные физические поля океана.— Л.: Недра, 1981.
8. Калинина Т. Б., Петрова А. А. Статистический метод построения координатно-амплитудного разреза магнитоактивных источников//Прикладная геофизика. 1982. Вып. 105. С. 121—130.
9. Никитин А. А. Статистические методы выделения геофизических аномалий.— М.: Недра, 1979.
10. Петрова А. А. Методика спектрально-пространственного анализа магнитного поля//Геоф. сб. АН УССР. 1977. Вып. 76. С. 29—38.
11. Трошков Г. А., Грознова А. А. Математические методы интерпретации магнитных аномалий.— М.: Недра, 1985.
12. Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования.— Л.: Недра, 1972.
13. Шрайбман В. И., Жданов М. С., Витвицкий О. В. Корреляционные методы преобразования и интерпретации геофизических аномалий.— М.: Недра, 1977.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.



## ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98 : 551.762.2(571.1)

© Коллектив авторов, 1990

### Прогноз крупных зон нефтегазоаккумуляции в нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирской плиты

В. С. СУРКОВ, Ф. Г. ГУРАРИ, О. Г. ЖЕРО, Л. В. СМЕРНОВ, А. М. КАЗАКОВ,  
В. П. ДЕВЯТОВ (НПО «Сибгео»)

Венд-палеозойский тектоно-магматический мегацикл в Арктико-Северо-Атлантическом сегменте Земли, в т. ч. на территории Сибири, завершился общей кратонизацией и формированием новой континентальной коры. В результате многоэтапного развития эта кора приобрела большую анизотропность, значительную и неравномерную мощность. В Западной Сибири кратонизация, начиная со среднего палеозоя, сопровождалась общей тенденцией к воздыманию территории и образованию крупного складчато-глыбового поднятия.

С раннего триаса после наступления очередного мегаэтапа теплового воздействия мантии на литосферу и земную кору начинается мезозойско-кайнозойский тектоно-магматический мегацикл. На его первой стадии (деструктивной) на обширных пространствах Западной Сибири и в целом Арктико-Северо-Атлантического сегмента развился рифтогенез, обусловивший образование линейных рифтовых систем с субшелочным базальтовым магматизмом. Интенсивность и длительность проявления рифтогенного процесса зависит от активности теплового воздействия мантии. В одном случае рифтогенный процесс может прекратиться, не выйдя из фазы континентального рифтогенеза. В другом — может перейти в спрединг литосферных плит с образованием коры океаниче-

ского типа в зонах раздвига. Расчеты показывают, что суммарный энергетический потенциал крупных очагов возбужденной мантии достаточен, чтобы не только расколоть литосферу по некоторым линейным зонам на плиты, но и раздвинуть их на значительные (первые сотни километров) расстояния [1, 4, 7].

Деструкция земной коры в последующие периоды (охлаждения мантии) сопровождается погружением земной поверхности, причем в зонах, подвергшихся рифтогенезу, формируются осадочные бассейны большой мощности. Именно такая модель направленного проявления процессов рифтогенеза характерна для Арктико-Северо-Атлантического сегмента Земли. Здесь в течение мезозоя и кайнозоя была сформирована Арктико-Северо-Атлантическая рифтовая мегасистема. В ней по периферии выделяется ряд палеорифтовых систем, где рифтогенез активно функционировал только в раннем — среднем триасе, а импульс нисходящих движений земной поверхности в областях триасового рифтогенеза сохранялся на протяжении всего мезозоя и даже кайнозоя, что привело к образованию обширных осадочных бассейнов.

В центральных областях мегасистемы процесс активного воздействия мантии продолжался весь мезозой, особенно широко он проявился в кай-

нозойскую эру. В результате интенсивной переработки литосферы и континентальной коры и внедрения по разломам мантийной базальтовой магмы произошел обширный спрединг литосферных плит, следствием чего явилось образование Атлантического и Арктического океанов, в центральных частях которых возникли рифтовые пояса с корой океанического типа.

Указанная последовательность в проявлении рифтогенного процесса отразилась и на современной структуре осадочных бассейнов. Окраинные рифтогенные бассейны, удаленные от зон активного кайнозойского спрединга, формировались в сравнительно спокойной тектонической обстановке нисходящих движений. Они располагаются внутри континентов (Западно-Сибирский, Парижский, Святого Лаврентия). Бассейны, расположенные вблизи зон активного кайнозойского спрединга, образуют в современной структуре окраинные моря (Северное, Норвежское, Баренцево, Карское, Баффиново, Карибское и др.). Они формировались в более активной тектонической обстановке, что нашло отражение в структуре, мощностях и фациях мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Более сложной структурой должны характеризоваться мезозойские бассейны, расположенные в пределах пассивных окраин континентов, и особенно бассейны под современными базальтовыми покровами Атлантического океана.

Следовательно, структура мезозойско-кайнозойских отложений, их мощность и фациальный состав, а также нефтегазоносность во многом определяются динамикой развития рифтовых систем. Отчетливо это можно проследить на примере Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. По геологическим, геофизическим и структурным признакам рифтовая система выделена в фундаменте Западно-Сибирской плиты [2, 6]. Она представлена разветвленной сетью грабен-рифтов — Колтогорско-Уренгойским, Аганским, Худуттейским, Ямальским, Усть-Тымским, Худосейским и др. В сформированных структурных элементах (грабен-рифты и межрифтовые поднятия), наряду с общим погружением территории, в мезозое и кайнозое продолжа-

лись постумные унаследованные движения. Они оказали решающее влияние на формирование структур в платформенном чехле [6].

Над грабен-рифтами в платформенном чехле формировались мегажелоба (Колтогорско-Уренгойский, Худосейский и др.), над межрифтовыми зонами — крупные сводовые поднятия (Сургутское, Нижневартовское, Александровское и др.).

На начальной стадии образования рифтовых долин прогибание локализуется только в пределах рифтов, а интенсивные денудационные процессы сосредоточены на межрифтовых поднятиях и бортах рифтов. На этой стадии закладывается преимущественно континентальный тип осадочных формаций, представленный аллювиальными, делювиальными и другими осадками. При этом фациальный состав осадков, их мощность в существенной мере контролировались рифтовыми зонами и межрифтовыми поднятиями.

В Западной Сибири в регрессивные этапы зона грабенов в триасе и желоба в нижней — средней юре представляли собой речные долины, где накапливались большие мощности осадков с преобладанием песчаного материала. Межрифтовые зоны поднятий в этот период были территориями накопления озерно-болотных алевроитоглинистых часто угленосных осадков, характеризующихся, как правило, меньшей мощностью. В трансгрессивные периоды отлагались повсеместно глинистые фации. Этот сложнопостроенный комплекс, представленный континентальными, морскими и переходными отложениями, отнесен нами к нижнеплитному. Верхнеплитный комплекс начал формироваться с поздней юры. Он представлен преобладающими морскими иногда континентальными отложениями верхней юры и нижнего мела, морскими образованиями верхнего мела и палеогена.

Таким образом, в структуре Западно-Сибирского осадочного мегабассейна и других мезозойских бассейнов этого генезиса рифтогенез и послерифтовые процессы предопределили формирование двух структурно-формационных этажей: нижнеплитного и верхнеплитного (собственно плитного).

Наиболее полно изучен верхнеплитный комплекс отложений. Судя по структуре и фациальному составу пород он построен достаточно просто. С ним связаны основные запасы нефти и газа Западно-Сибирской плиты, при этом наиболее крупные углеводородные скопления (УВ) приурочены к структурам, тяготеющим к рифтогенным желобам и поднятиям непосредственно в надрифтовых желобах.

Нижнеплитный комплекс отложений по структуре и фациальному составу отложений построен более сложно. Это связано со значительным увеличением мощности, сменой фациального состава осадков от континентальных к морским в северном направлении. В нижне-среднеюрских образованиях, представленных континентальными переходными и морскими, сосредоточена значительная часть прогнозных ресурсов нефти и газа.

Исследования закономерностей изменения мощности этих отложений и палеогеографические обстановки их формирования отчетливо показывают определяющее влияние рифтогенного процесса на особенности осадконакопления нижнеплитного комплекса, его нефтегазоносность.

Наибольшие мощности нижнеплитного комплекса наблюдаются именно в желобах и на севере плиты. На севере Колтогорско-Уренгойского желоба общая мощность нижней — средней юры равна 2,5—3 км. Причем кровля осадков в районе Уренгойского поднятия располагается на глубине 3,5 км, а в основании этой толщи прослеживаются континентальные песчано-гравийные отложения береговой свиты. Над ними залегают аргиллиты левинской свиты, выше — морские и прибрежно-морские песчаники и алевролиты шараповской свиты, которые перекрыты аргиллитами тогурской свиты с высоким содержанием рассеянного органического вещества (ОВ) сапропелевого типа. Выше находятся существенно песчаные морские толщи пород надояхской, вымской и малышевской свит, разделенные соответственно аргиллитами лайдинской и лонтьевской свит. Самая верхняя малышевская свита экранируется аргиллитами верхней юры.

В южной части плиты мощность

нижнеплитного комплекса резко сокращена и не превышает 1 км в желобах. В его основании залегают песчаники и гравелиты шеркалинской свиты. Повсеместно она перекрыта тогурскими аргиллитами. Отложения средней юры представлены песчано-алевролитовыми угленосными осадками тамбовской свиты.

Сочленение регионов морского и континентального осадконакопления происходит в переходной зоне, где континентальные отложения низменных и прибрежно-морских равнин замещаются мелководно-морскими. Детальные палеогеографические построения дают возможность установить зону перехода и прогнозировать в ней литостратиграфические комплексы пород нижней — средней юры.

На ранних этапах образования чехла от геттанга до плинсбаха Западная Сибирь представляла собой интенсивно расчлененную территорию с горным и всхолмленным рельефом на юге и морским бассейном на севере [3, 5]. Теплый гумидный климат и высокий рельеф на юге территории способствовали интенсивному физическому и химическому выветриванию палеозойских складчатых и изверженных образований. Продукты разрушения по глубоким рифтовым долинам транспортировались в морской бассейн. Обширная область между горными сооружениями и морским бассейном представляла собой аллювиальную равнину с системой верховых и низинных болот, рек и притоков, временами заливаемую морем. В этой зоне в результате разрушения крупных поднятий, сложенных гранитами, гранито-гнейсами и кварцсодержащими метаморфическими породами происходило накопление преимущественно песчаного и грубообломочного материала.

В раннеюрское время произошла быстрая трансгрессия моря, обусловленная эвстатическим повышением уровня мирового океана. Море по системе долин и других понижений проникло далеко на юг Западной Сибири, а на пространствах вне рифтовых долин сформировались очень крупные пресноводные и солоновато-водные водоемы.

Севернее современного широтного отрезка течения Оби установилась об-



130 залежей УВ, из них около 120 — в отложениях средней юры и около 10 — в нижней юре. В их числе такие крупные скопления УВ, как Талинское месторождение в нижней юре, Тайлаковская группа и Федоровское месторождение в средней юре. Залежи эти располагаются главным образом в зоне чередования морских и континентальных фаций (север Обь-Иртышской области).

Главное внимание для поисков крупных залежей УВ в тринадцатой пятилетке необходимо обратить на Обь-Тазовскую область — зону перехода морских ниже-среднеюрских отложений в прибрежно-морские и континентальные. Основными типами ловушек здесь будут — неструктурные, литологические, связанные с палеодоельтами, барями и другими фациями. Объекты поиска этого типа месторождений представляют самостоятельную проблему, не связанную с проблемой поиска залежей нефти и газа в собственно плитном комплексе, представленном преимущественно морскими фациями, а по генезису формирования и типам ловушек УВ принципиально отличному от нижнеплитного комплекса. Изучение нефтегазоносности последнего только начинается, при этом методический подход к поискам залежей УВ усложняется.

УДК 551.762.3

## Изучение тонкослоистых отложений васюганской свиты с использованием принципов сейсмостратиграфии

Р. В. БЕЛОВ, Э. В. КРИВОШЕЕВ,  
Г. А. СЫСОЛЯТИНА (ИГО «Томскнефтегазгеология»)

Полифациальный характер верхнеюрского осадочного комплекса обусловил весьма благоприятные предпосылки для формирования и широкого размещения в нем разнотипных неантиклинальных ловушек, с которыми связаны основные перспективы дальнейшего наращивания запасов нефти и газа в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Однако до сих пор изучение его сдерживалось из-за тонкослоистого строения, не позволяющего использовать сейсморазведочный метод.

В частности, при всех видах сейсмических работ необходима полная обработка данных по программам прогнозирования геологического разреза и их интерпретация с целью получения максимальной комплексной информации об условиях формирования ловушек и залежей нефти и газа.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Механизм интрузий магмы/Под ред. Дм. Ньюолла и И. Раста.— М.: Мир, 1972.
2. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты/Под ред. В. С. Суркова.— М.: Недра, 1986.
3. Нижне-среднеюрские осадочные бассейны Западно-Сибирской провинции и их нефтегазоносность/И. В. Будников, Ф. Г. Гурари, В. П. Девятков и др.//Осадочные бассейны и нефтегазоносность. М., 1989. С. 12—20.
4. Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызванных силой тяжести, при помощи центрифуги//Сила тяжести и тектоника. М., 1976. С. 70—87.
5. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западно-Сибирской плиты/Ф. Г. Гурари, В. И. Будников, В. П. Девятков и др.//Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, 1988. С. 60—75.
6. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— М.: Недра, 1981.
7. Tourcot D. L., Emerman S. Q. Active and passive rifting mechanism//Tectonophysics. 1983. Vol. 94. N 1—4. P. 39—50.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.

© Р. В. Белов, Э. В. Кривошеев, Г. А. Сысолятина, 1990

Рациональным при изучении комплекса в целях поиска сложнопостроенных объектов с улучшенными коллекторскими свойствами представляется детальный сейсмолитологический, сейсмостратиграфический анализ осадочной толщи, т. е. определение латеральных границ распространения коллекторов и покрышек и оценка насыщенности резервуара углеводородами.

Васюганская свита входит в состав верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты, сложена породами

среднего келловая — оксфорда и нижнего кимериджа, объединяющими мелководно-морские и прибрежно-морские осадки с редкими, локально размещенными участками континентальных фаций. Общая мощность ее 50—80 м.

Литологически свита подразделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Нижняя, возраст которой принимается в объеме средний келловей — нижняя часть нижнего оксфорда, сложена темно-серыми до черных аргиллитами с маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Верхняя, относящаяся к оксфорду и нижней части кимериджа, включает серые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, глин, углей. Отложения верхневасюганской подсвиты слагают продуктивный горизонт Ю<sub>1</sub>, который повсеместно расчленяется выдержанным угольным пластом У<sub>1</sub> на две толщи [1]. Нижняя, подугольная, толща — хорошо развитые по латерали песчаные пласты Ю<sub>1</sub><sup>4</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>3</sup> и локально развитые пласты Ю<sub>1</sub><sup>6</sup>, Ю<sub>1</sub><sup>5</sup>. Верхняя, надугольная, толща включает песчаные пласты Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> и Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>. Довольно часто прибрежно-морские отложения этих двух толщ разделены не пластом У<sub>1</sub>, а континентальной толщей, выделенной под названием «межугольная», причем пласт У<sub>1</sub> является ее верхней границей.

По условиям осадконакопления васюганская свита подразделяется на две серии осадков, одна из которых — трансгрессивная — представлена надугольной толщей, другая — регрессивная — верхней пачкой нижневасюганской подсвиты, подугольной и межугольной толщами верхневасюганской подсвиты.

Технологической основой для реализации вышеуказанного подхода при исследовании верхнеюрского осадочного комплекса служит комплекс программ РЕАПАК, разработанный в СНИИГГиМС (г. Новосибирск) и составленный с учетом требований, обеспечивающих детальное изучение строения тонкослоистого разреза, увязку наземных и скважинных материалов [2]. Стержнем комплекса программ РЕАПАК является пакет ЭКОДИН, предназначенный для преобразования разреза ОГТ в разрез эффективных коэффициентов отражения (ЭКО).

Разрешенность разрезов ЭКО допускает выделение пластов мощностью 15—20 м.

Нами рассматривается возможность детального расчленения с помощью сейсморазведочных методов тонкослоистых отложений васюганской свиты Чкаловской площади (Усть-Тымская впадина), находящейся на западе Томской области. К настоящему времени здесь пробурено 14 скважин. В четырех из них (скв. Р-2, Р-4, Р-7, Р-10) в пласте Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> вскрыта залежь углеводородов и получен промышленный приток нефти. В связи с этим была поставлена задача по изучению возможности картирования границы литологического замещения песчаников пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>. С этой целью имеющиеся по площади сейсморазведочные материалы (210 км профильных наблюдений, 1977—1979 гг.) были обработаны с использованием пакета программ комплекса РЕАПАК.

Применение пакета программ РЕАПАК и сейсмостратиграфический подход к интерпретации временных разрезов и разрезов ЭКО, выразившийся в учете динамических характеристик всех отраженных волн средней и слабой интенсивности, наличие на площади скважин глубокого бурения позволили выделить и прокоррелировать во временном интервале васюганской свиты помимо традиционных отраженных волн IIa (кровля свиты) и Ib (подошва свиты) еще три. Они индексированы нами согласно их связи с литологическими особенностями разреза: волна У<sub>1</sub> генетически увязывается с угольным пластом У<sub>1</sub>, залегающим в кровле межугольной толщи; волна У<sub>1</sub><sup>1</sup> — с угольным пластом У<sub>1</sub><sup>1</sup>, лежащим в подошве межугольной толщи; волна Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> — с кровлей песчаного пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> подугольной толщи.

Новые отражающие горизонты в совокупности с ранее известными позволили расчленить отложения васюганской свиты на три сейсмических комплекса (снизу вверх): сейсмокомплекс интервала Ib — У<sub>1</sub><sup>1</sup> (подугольный), сейсмокомплекс интервала У<sub>1</sub><sup>1</sup> — У<sub>1</sub> (межугольный), сейсмокомплекс интервала У<sub>1</sub> — IIa (надугольный).

Сейсмический комплекс Ib — У<sub>1</sub><sup>1</sup> включает отложения нижневасюганской подсвиты и подугольную толщу

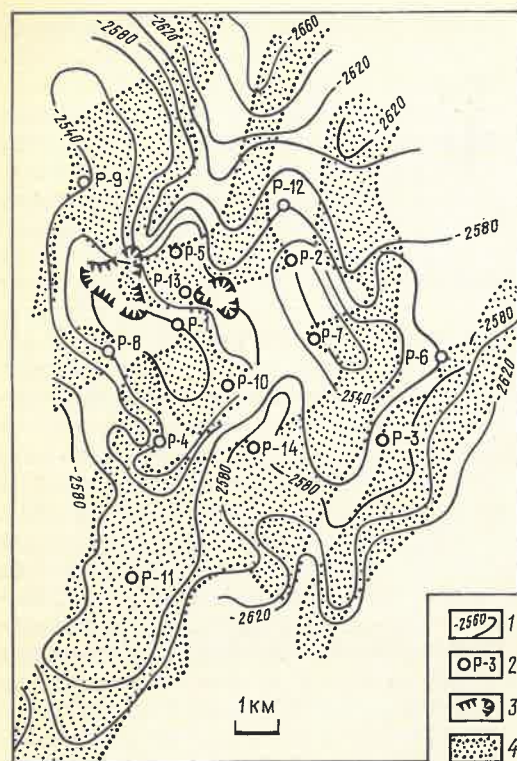


Рис. 1. Прогноз песчаных тел — возможных литологических ловушек сейсмокомплекса 16—У<sub>1</sub><sup>1</sup>:

1 — изогипсы отражающего горизонта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup>, м; 2 — глубокие скважины; 3 — зоны выклинивания угольного пласта У<sub>1</sub><sup>1</sup>; 4 — баровые песчаники пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup>

верхневасюганской подсвиты. Подшовой сейсмокомплекс служит кровля тюменской свиты, картируемая по отраженной волне 16. Последняя обусловлена присутствием в верхней части тюменской свиты углефицированного пласта У<sub>2</sub>, который как бы завершает континентальные отложения тюменского времени. На временных разрезах волна 16 выражена удовлетворительно. Гораздо более динамична она на разрезах ЭКО, где представлена довольно интенсивными коэффициентами отражения отрицательного знака. Кровля сейсмокомплекса отбивается по угольному пласту У<sub>1</sub><sup>1</sup>, который является подшовой межугольной пачки и картируется по отраженной волне У<sub>1</sub><sup>1</sup>. Волна У<sub>1</sub><sup>1</sup> относится к разряду слабых и на временных разрезах практически не опознается. Достаточно уверенно, хотя и спорадически, она прослеживается по разрезам ЭКО, причем характеризу-

ется слабыми эффективными коэффициентами отражения отрицательного знака. Толщина сейсмокомплекса 15—35 м.

Сравнительный анализ сейсмопалеореконов показал, что после относительно кратковременной ранневасюганской трансгрессии начался период регрессии подугольного времени. Образовавшееся морское побережье отличалось сложной и неустойчивой береговой линией (перемещающиеся в пространстве и времени заливы, лагуны, бухты, прибрежные болота и т. д.), что и предопределило специфичность пласта У<sub>1</sub><sup>1</sup> — это тонкие, прерывистые, иногда кулисообразно залегающие слои.

С регрессивными явлениями этой эпохи связано формирование в прибрежной мелководной части моря песчаного пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup>, имеющего весьма сложное строение. Он то разветвляется, то вновь объединяется, выклинивается, но в общем присутствует на всей изучаемой площади. Одноименная отраженная волна характеризует как бы обобщенную поверхность пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup>. На разрезах ЭКО она хорошо фиксируется по эффективному коэффициентам отражения положительного знака, легко опознается и коррелируется практически непрерывно.

На основании сейсмопалеореконов реконструкции седиментационной обстановки на период формирования песчаного пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> установлено, что регрессия протекала не как единый непрерывный процесс, а циклично. Вследствие этого в прибрежной полосе моря сформировались цепочки (гряды) баровых песчаников северо-восточного простирания, параллельные береговой линии. Каждый новый цикл регрессии приводил к появлению новой гряды вдольбереговых, устьевых и прибрежных валов. На исследуемой площади отмечаются фрагменты четырех баровых гряд (рис. 1). Толщина отложений Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> в их пределах, судя по данным скв. Р-8, Р-9, Р-10, Р-13, может достигать 15 м и более. Гряды располагаются равномерно по площади, чередуясь с полосами, где толщина песчаников Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> — от 1 м (скв. Р-14) до 10 м (скв. Р-4), и постепенно погружаясь в

юго-восточном направлении.

Сравнительный анализ каротажных кривых ПС с известными электрометрическими моделями В. С. Муромцева для регрессивного цикла осадконакопления [3] подтверждает вывод о баровом происхождении песчаных гряд пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup>, сделанный на основании изучения палеоландшафтов. Формы кривых ПС по разрезу скв. Р-1, Р-2, Р-3, Р-6, Р-7, Р-8, Р-12 соответствуют моделям регрессивных вдольбереговых баров и прибрежных валов, а по разрезу скв. Р-5, Р-9, Р-10, Р-11, Р-13 — моделям устьевых баров, возникавших, вероятно, при отступлении моря в устьях временных потоков.

Итак, в результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных можно сделать вывод о том, что в период формирования сейсмокомплекса 16 — У<sub>1</sub><sup>1</sup> на Чкаловской площади существовала благоприятная обстановка для образования регрессивных баровых песчаников с хорошими коллекторскими свойствами. Причем наиболее активными гидродинамическими условиями отличался заключительный этап формирования баровых построек. Это позволяет, в свою очередь, сделать вывод о том, что хорошие коллекторские свойства присущи, скорее всего, песчаникам склонов и шлейфовых частей регрессивных баров.

На ряде площадей Томской области песчаники пласта Ю<sub>1</sub><sup>3-4</sup> имеют прямые признаки нефтеносности (Крапивинская, Ломовая, Оленья и др.). На изучаемой площади испытания пласта на продуктивность не проводились.

Сейсмический комплекс У<sub>1</sub><sup>1</sup> — У<sub>1</sub> представлен континентальными отложениями межугольной толщи. Подшовой его является угольный пласт У<sub>1</sub><sup>1</sup>, а кровлей — угольный пласт У<sub>1</sub>, завершающий континентальные отложения и картируемый по одноименной отраженной волне. Последнюю также можно отнести к разряду слабых. По временным разрезам волна У<sub>1</sub> практически не коррелируется, но достаточно надежно выделяется по отрицательным значениям коэффициентов отражения на разрезах ЭКО. На юго-восточном склоне западного купола Чкаловского поднятия волна У<sub>1</sub> не прослеживается, что, очевидно, связано с размытием одноименного угольного пласта.

Характерная особенность межугольного комплекса — наличие в его составе песчаного пласта, индексированного нами Ю<sub>м</sub> (песчаный пласт межугольной толщи). Толщина пласта Ю<sub>м</sub>, по данным бурения, 0—17 м при толщине сейсмокомплекса 10—35 м. Максимальная толщина пласта Ю<sub>м</sub> отмечается на северо-западном склоне Чкаловского поднятия.

Анализ сейсмопалеореконов позволяет заключить, что палеоседиментологические условия этого периода на разных участках площади были неодинаковы. К моменту завершения формирования сейсмокомплекса 16 — У<sub>1</sub><sup>1</sup> исследуемая площадь, за исключением ее юго-восточной части (где мелководный морской залив просуществовал почти до конца межугольного периода), превратилась в сушу, представляющую собой слабохолмистую аккумулятивно-денудационную равнину с небольшими относительными превышениями (до 20 м). С наступлением континентального режима после формирования пласта У<sub>1</sub><sup>1</sup> начинают развиваться дренажные палеосистемы общего северо-западного простирания. Вероятное направление стока — юго-восточное, в сторону морского залива. Возможные зоны палеорусел межугольного периода устанавливаются по наличию песчаного пласта Ю<sub>м</sub> на сейсмолитологических разрезах. Анализ последних совместно с данными бурения позволяет довольно определенно протраассировать границы замещения песчаников Ю<sub>м</sub> глинистыми образованиями и сделать вывод о существовании на территории в межугольное время двух типов палеогеографических обстановок: прибрежно-морского на юго-востоке и континентального на остальной части.

Указанное обстоятельство предопределило формирование соответствующих комплексов фаций песчаных тел пласта Ю<sub>м</sub> — аллювиальных и прибрежно-морских. Песчаники пласта Ю<sub>м</sub> вскрыты на площади в восьми скважинах. Формы кривых ПС по разрезу скв. Р-5, Р-8, Р-9, Р-10, Р-12, Р-13 отождествляются с электрометрическими моделями фаций русловых отелей ограничено меандрирующих рек и береговых валов речных пойм [3]. Это подтверждает предположение о

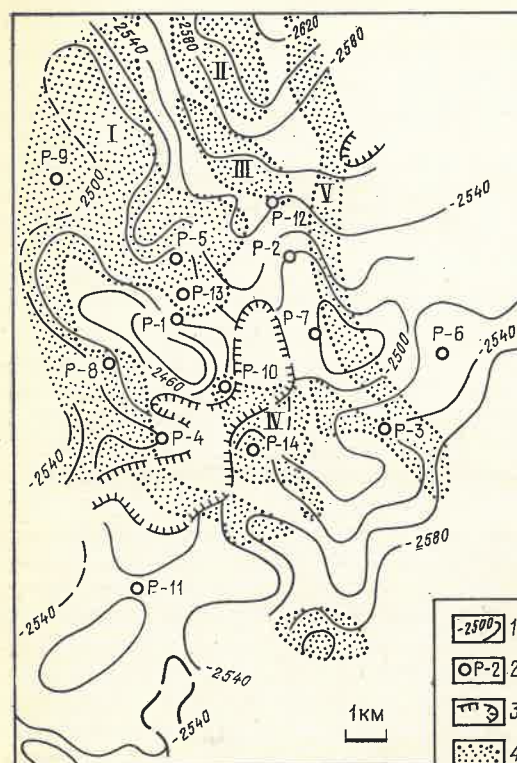


Рис. 2. Прогноз песчаных тел — возможных литологических ловушек сейсмокомплекса  $U_1-U_1^1$ :

1 — изогипсы отражающего горизонта  $U_1$ , м; 2 — глубокие скважины; 3 — зоны выклинивания угольного пласта  $U_1$ ; 4 — песчаные пласты  $Ю_m$ ; I—V — зоны выклинивания песчаных

существованию в этот период палеорек. Только по разрезу скв. P-3 и P-14 форма кривых ПС близка к электрометрической модели фаций пляжей или гребней штормовых волн, что свидетельствует о расположении скважин непосредственно на берегу палеозалива.

На Чкаловской площади по границам выклинивания песчаников пласта  $Ю_m$  намечено пять зон их распространения (рис. 2). Наиболее обширная зона I находится на западе площади. Установлена только ее восточная граница. В пределах зоны пробурены скв. P-5, P-8, P-9, P-13 с толщиной пласта соответственно 13, 4, 13, 17 м. Сравнение песчаников пласта  $Ю_m$  с продуктивными интервалами пласта  $Ю_1^1$  по проницаемости указывает на возможное присутствие залежи УВ и в песчанниках  $Ю_m$ , вскрытых скв. P-5, P-9,

P-13. Зона II выявлена на севере площади. Песчанники пласта  $Ю_m$  выклиниваются в южном, западном и восточном направлении. Чуть южнее локализовано небольшое песчаное тело зоны III, в юго-восточной части которого пробурена скв. P-12. Толщина пласта  $Ю_m$  здесь составляет 8 м, пласт непроницаемый. Еще южнее локализована зона IV, в пределах которой пробурены скв. P-10 и P-14. Толщина пласта  $Ю_m$  не более 2 м, пласт непроницаемый. Восточную часть площади в субмеридиональном направлении пересекает зона V. Ширина ее не более 1 км. Южная часть литологически замкнута, северная — не изучена. На южной кромке зоны находится скв. P-3, вскрывающая пласт непроницаемого песчанника  $Ю_m$  толщиной 1 м.

На современном этапе изученности площади наиболее перспективной представляется северная часть зоны I. Здесь значительно увеличивается толщина пласта  $Ю_m$  (13—17 м), кроме того, по данным микрозондирования, некоторые его интервалы по разрезу скв. P-5, P-9 и P-13 характеризуются хорошей проницаемостью. Ни в одной из скважин испытания пласта  $Ю_m$  на продуктивность не проведены.

Сейсмический комплекс  $U_1-IIa$  — главный нефтеносный комплекс Чкаловского месторождения, с которым связаны промышленные притоки нефти из пласта  $Ю_1^1$ . Подошвой его служит угольный пласт  $U_1$ , картируемый по отраженной волне, кровлей — подошва баженовской свиты, картируемая по отраженной волне IIa, представленной на разрезах ЭКО довольно интенсивными эффективными коэффициентами отражения положительного знака.

Структурные планы подошвенной и кровельной частей сейсмокомплекса имеют много общего. На обоих уровнях Чкаловское поднятие характеризуется неправильной изрезанной формой, осложненной рядом структурных носов и двумя куполообразными вершинами. Еще один купол размещается на юге площади, на вытянутом структурном носу.

Главная задача исследований — установление границ фациального замещения продуктивного пласта  $Ю_1^1$ . Как

Рис. 3. Изменение динамики волны IIa при глинизации пласта  $Ю_1^1$  в разрезе по профилям 16 (а) и 25 (б)

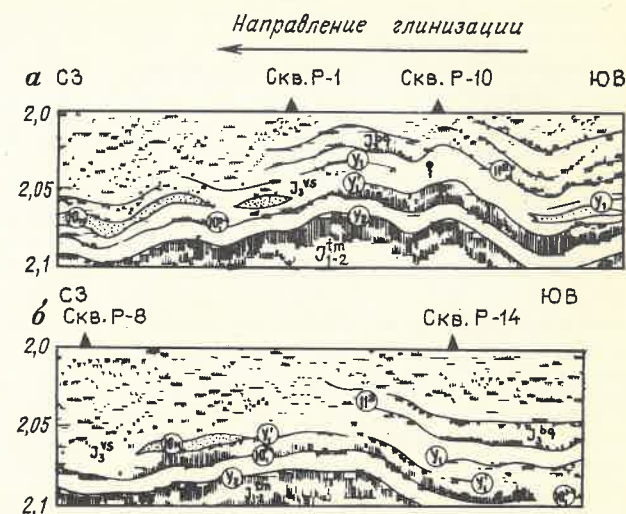
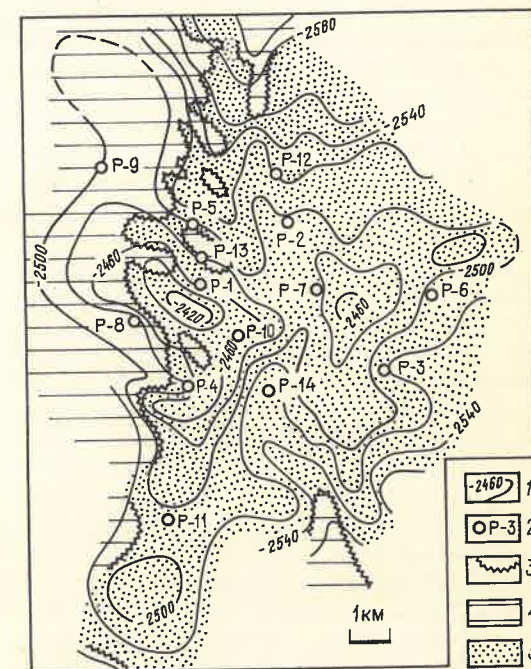


Рис. 4. Прогноз границы фациального замещения пласта  $Ю_1^1$ :

1 — изогипсы отражающего горизонта IIa, м; 2 — глубокие скважины; 3 — граница фациального замещения; 4 — зона глинизации пласта  $Ю_1^1$ ; 5 — зона опесчанивания пласта  $Ю_1^1$



уже отмечалось, из-за незначительной толщины его (0—9 м) эта задача считалась практически невыполнимой. Поэтому основное внимание уделено поискам косвенных связей между динамическими особенностями отраженных волн, их кинематическими характеристиками и наличием в разрезе песчанников пласта  $Ю_1^1$  или замещением их глинами.

При изучении временных разрезов и разрезов ЭКО было обращено внимание на характерное изменение динамических свойств отраженной волны IIa в северо-западном направлении, совпадающим с направлением уменьшения толщины песчаного пласта  $Ю_1^1$  и замещения его глинистыми образованиями. Обычно хорошо выраженная динамическая волна IIa в северо-западном на-

правлении начинает теряться на фоне помех и полностью разрушается. Эта зависимость наглядно проиллюстрирована на рис. 3 и подтверждается скважинными данными. В разрезе по профилю 16 в скв. Р-10 толщина пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> 6 м, в скв. Р-1—2 м; по профилю 25 в скв. Р-14—4 м, в скв. Р-8—полное замещение. Изменение динамики волны Па при глинизации пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> обнаруживается и в изменении соотношения интервальных скоростей (по АК) между интервалом, включающим баженовскую свиту, и интервалом сейсмокомплекса У<sub>1</sub>—Па. В зоне развития песчаных отложений пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> это соотношение составляет 1,3—1,5 (скв. Р-2, Р-4, Р-6, Р-7), в зоне глинизации его 1—1,1 (скв. Р-5, Р-8, Р-9, Р-13).

Установленные особенности динамики волны Па позволили проанализировать с учетом скважинных материалов временные разрезы и разрезы ЭКО с позиций сеймостратиграфии. В результате на Чкаловской площади выделена и протрассирована граница фациального замещения песчаного пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> (рис. 4). Она имеет общее субмеридиональное простирание и сложные изрезанные очертания.

Выполненные сеймопалеорекострукции показывают, что к началу формирования отражающей границы Па на рассматриваемой площади существовала довольно сложная палеофациальная обстановка. Начавшаяся сразу после формирования угольного пласта У<sub>1</sub> трансгрессия моря характеризовалась определенной цикличностью, что обусловило образование в прибрежной мелководной зоне гряд вдольбереговых баров и барьерных островов.

Согласно модели формирования трансгрессивных баров, начальный этап обычно характеризуется высокой динамикой водной среды, способствующей накоплению относительно грубозернистых осадков. По мере развития трансгрессии и углубления бассейна гидродинамическая активность снижается, вследствие этого среди осадочных отложений увеличивается роль тонкозернистых и глинистых разностей.

Как правило, при формировании бара на его тыльной стороне образуется вдольбереговая промоина. При достижении баром поверхности моря участок, заключенный между берегом и

баром, превращается в лагуну—мелководный бассейн, вытянутый вдоль побережья, в котором накапливаются преимущественно глинистые осадки. Формы кривых ПС по разрезу пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> в скв. Р-1, Р-5, Р-8, Р-9, Р-13, располагающихся в предполагаемой зоне забаровых лагун, вполне отождествляются с электрометрической моделью фации последних [3]. Граница развития фаций забаровых лагун пространственно совпадает с границей фациального замещения песчаников Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>, выделенной при сеймостратиграфическом анализе. В период штормов при нагоне в лагуны через бары морской воды тело вдольберегового бара расчленяется, часть обломочного материала уносится в открытое море. В результате растекания струй и падения скорости в головных частях разрывных течений песчаный и алевролитовый материал накапливается в предбаровой полосе в виде подводного конуса выноса. Эти образования в современных морских отложениях выделяются под названием «фации головных частей разрывных течений». На рассматриваемой площади с электрометрическими моделями указанных фаций отождествляются кривые ПС по разрезу пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> в скв. Р-2, Р-4, Р-7, Р-10, Р-11, Р-12 и Р-14. Промышленные притоки нефти получены в скв. Р-2, Р-4, Р-7 и Р-10. В скв. Р-12 и Р-14 обнаружена пленка нефти. В скв. Р-11 испытание пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> на продуктивность не проводилось.

Итак, выполненный анализ позволяет выделить в качестве нефтегазональной часть площади Чкаловского поднятия, в пределах изогипсы—2500 м (по горизонту Па), ограниченной на западе линией фациального замещения песчаников Ю<sub>1</sub><sup>1</sup>. Залежь углеводородов, установленную здесь, можно отнести к структурно-литологическому типу.

Особенности геологического строения Чкаловской площади (малая толщина баженовской свиты, наличие межугольного комплекса с угольными пластами У<sub>1</sub> и У<sub>1</sub><sup>1</sup>, определенные толщины сейсмических комплексов, обеспечивающие присутствие в волновом поле соответствующих отраженных волн и т. д.) при современной интерпретации и обработке позволяют в

сходных сейсмогеологических условиях расчленить относительно маломощные отложения васюганской свиты на ряд сейсмических комплексов. Это, в свою очередь, дает возможность получить представление об особенностях строения верхнеюрского нефтегазонального комплекса, т. е. не только выделить зоны развития песчаных тел, но и разделить песчаные тела по их генетическим признакам на континентальные, морские, переходные, а также установить границы замещения песчаных отложений глинистыми. В конечном счете все это поможет при выделении сложнопостроенных объектов—ловушек неантиклинального типа и прогнозе их нефтегазональности.

УДК 552.5 : 543.8 : 553.98

## Онтогенез углеводородов в природных системах нефтегазональных бассейнов

И. В. ВЫСОЦКИЙ, Ю. И. КОРЧАГИНА (МГУ)

Энергетический потенциал палеобиосферы частично наследуется стратисферой в виде рассеянных (содержание керогена на породу менее 10 %, микровключения газа в породах, газ растворенный в седиментационных и пластовых водах), полуконцентрированных (горючие сланцы) и концентрированных (торф, уголь, нефть, газ) форм органического вещества (ОВ). Общее для всех ОВ стратисферы—исходная биологическая жизнь и ее главный элемент—углерод; различия заключаются в способности данного ОВ к образованию энергоемких соединений (углеводородов—УВ), условиях проявления этого процесса во времени и пространстве и формах нахождения (автохтонность или аллохтонность по отношению к вмещающим породам). Энергоемкость некромы биологической жизни определяется атомным соотношением в ней углерода и водорода, содержанием исходных и предельных УВ, а также способностью в конкретных термобарических условиях к новообразованию УВ.

При сходстве исходных факторов превращения палеобиосферы в осадках-породах (тепло, структура ОВ

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозеров В. Б., Даненберг Е. Е., Огарков А. М. Особенности строения васюганской свиты в связи с поисками залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа.—Новосибирск, 1980. Вып. 275. С. 92—100 (Тр. СНИИГГиМС).
2. Рудницкая Д. И., Берилко В. И. Методические рекомендации по обработке сейсмических записей при изучении акустических неоднородностей тонкослойных сред с целью прогнозирования неантиклинальных ловушек нефти и газа//Тр. СНИИГГиМС. 1983. С. 1—58.
3. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел литологических ловушек нефти.—Л.: Недра, 1984.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

© И. В. Высоцкий, Ю. И. Корчагина, 1990

и др.) этот процесс обладает рядом специфических черт в различных историко-геологических условиях. Так, образование нефти как новой субстанции некромы происходит при частичном сохранении исходной биоэнергии ОВ, а также путем обогащения ОВ пород энергией, поступающей в виде тепла из глубин Земли. В результате в стратисфере формируется новая система, высокоэнергетический потенциал которой обеспечивается УВ различного состава и фазового состояния (нефть, газ, конденсат, мальта и др.). В легких нефтях и газах содержание УВ поднимается до 95—98 %; в тяжелых—снижается до 50 %, а в продуктах гипергенного и метаморфического превращения нефтей—еще ниже.

Нефть в стратисфере может образовываться и исчезать как самостоятельная субстанция, превращаясь в газ и различные полужидкие, твердые соединения углерода, вплоть до графитоидных образований.

Формирование нефтегазональных бассейнов (НГБ) сочетается с онтогенезом УВ-систем, который определяется следующими основными процессами: химико-кинетическим, гидродинамиче-

ским и структурно-историческим, обуславливающим в свою очередь различные линии и ветви онтогенеза.

**Химико-кинетический процесс** обеспечивает генерацию УВ разного состава и фазового состояния из рассеянных форм ОВ (РОВ). Процесс контролируется пластовой температурой, геологическим временем температурного воздействия и давлением. Основным источником тепла является наиболее устойчивый кондуктивный поток из глубины, т. к. Земля представляет собой, по существу, непрерывно работающую «тепловую машину»; в любой ее точке вне зависимости от наличия глубинных разломов, рифтов и других дислокаций всегда имеется тепло (поступающее в больших или меньших количествах в зависимости и от литологии разреза), необходимое для побуждения РОВ к генерации УВ. Недостаток температурного воздействия (исходная  $T$  должна быть не менее  $50^\circ\text{C}$ ) может быть компенсирован длительностью прогрева пород в геологическом времени.

Роль давления не всегда оценивается однозначно в рассмотренном процессе. Одни исследователи считают повышение давления негативным фактором, тормозящим термokatалитический процесс превращения ОВ пород, другие — дополнительным (к температуре), способствующим трансформации ОВ в недрах. По данным В. И. Москвина [5], повышение давления благоприятствует образованию преимущественно легких УВ. Однако во всех случаях большинство исследователей считают, что давление в процессе образования УВ из РОВ пород играет второстепенную роль по сравнению с температурой.

**Гидродинамический фактор** вызывается различным соотношением в разрезе НГБ водоотдающих пород (первично водонасыщенных, преимущественно глини), уплотняющихся с глубиной, и пород скелетной структуры, принимающих воду. У воды несколько источников заполнения породы: седиментационный за счет десорбирования с поверхности минералов, дегидратационный и деструктивный (метаморфогенный). Наиболее быстро, еще на стадии диагенеза, отдают воду карбонатные осадки, длительно — глини-

стые. Соотношение объемов водоотдающих и водопринимающих пород обуславливает в бассейне два состояния водной системы: равновесное с нормальным гидростатическим давлением и неравновесное (аномальное), сопровождаемое развитием аномально высоких пластовых давлений (АПД).

**Структурно-исторический процесс** истории развития НГБ определяется соотношением периодов прогибания (иммерсии) и воздымания (инверсии). Этот процесс отражается на времени генерации УВ и образовании ловушек. т. е. создаются условия для аккумуляции УВ в виде скоплений, сохранения или их разрушения, химического и механического.

Различное сочетание перечисленных процессов обуславливает возникновение в НГБ динамических природных систем — открытой и закрытой, — которые контролируют генерацию УВ, их движение (эмиграцию, миграцию, ремиграцию) и превращение.

Открытая система в НГБ характеризуется оптимальным для генерации УВ и формирования их скоплений соотношением всех вышеуказанных основных процессов. В этой системе поддерживаются нормальное гидростатическое давление, линейное возрастание пластовой температуры с глубиной, формирование ловушек, совпадающее по времени с главной фазой нефтеобразования (ГФН), временем максимальной генерации жидких УВ как основы нефти в скоплениях. В онтогенезе УВ выделяются основная линия и несколько боковых ветвей.

Основная линия образует нормальный иммерсионный ряд распределения скоплений УВ в НГБ, включая в вертикальном разрезе (сверху вниз) залежи газа, газогидратов, нефтегазовых, газонефтяных, нефтегазоконденсатных, конденсатногазовых, газовых, т. е. поддерживается нормальная генетическая вертикальная зональность в образовании УВ разного фазового состояния и формирования их скоплений.

Боковые ветви онтогенеза УВ этого ряда образуются за счет превращения переноса и вещественного разделения скоплений УВ основной линии. Основные процессы ветвей включают: 1) превращение УВ под влиянием гипергенных агентов (окисление) или термоб-

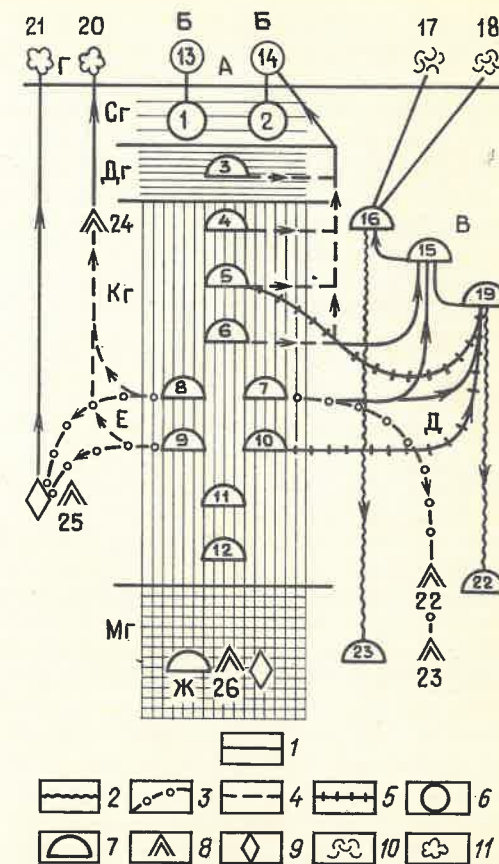
рического воздействия (деструкция); 2) вещественное разделение — сепарация и деасфальтизация нефтей [6]. Боковые ветви онтогенеза УВ, обусловленные различными процессами, приводят к возникновению структурных соединений, представленных в разных соотношениях основными элементами С, Н, О, S, N. Так, боковая ветвь, отвечающая гипергенезу УВ, обуславливает образование диоксида углерода из УВ газов под воздействием кислорода воздуха. Асфальто-смолистые и парафинистые нефти в этих условиях переходят соответственно в мальту, асфальт, асфальтит, а на поверхности в оксикерит, гуминокерит или альгарит, элатерит.

**Термально-метаморфическая** ветвь превращения нефтей начинается с их погружения и образования из асфальта или асфальтита керитов, антраксолитов (альбертита, импсонита). Превращение происходит под влиянием регионально-метаморфизма. Формирование керитов, антраксолита, гатчетита, хризматита жильных форм нахождения возможно также за счет переноса нефти гидротермами.

**Вещественно-разделительная** (сепарационная) ветвь разделяет нефть и конденсат под влиянием охлаждения (выпадение озокерита из парафинистых нефтей и конденсатов); выделение газов из нефтей (при падении давления); коагуляцию и выпадение асфальтенов из нефтей при смещении их с легкими УВ и образовании затем асфальтитов.

Термально-метаморфическая и вещественно-разделительная ветви завершаются образованием нефтяного кокса и графитоидных веществ с содержанием углерода до 99 %. На рисунке показано направление генерации, аккумуляции УВ, превращения и форма нахождения различных производных УВ-образований в условиях гипергенеза и метаморфогенных процессов.

**Закрытая система** характерна для мощных, монотонно построенных глинистых толщ, лишенных коллекторов и способных принимать отжимающуюся из глин воду и образующиеся УВ-флюиды. В условиях замкнутой системы порода — флюид возникает АВПД уже при мощности глин в раз-



#### Онтогенез углеводородов:

А — иммерсионная генетическая и аккумуляционная ветвь онтогенеза: 1 — метан биохимический в осадке, 2 — газогидраты в осадке; залежи: 3 — газогидрат, 4 — биохимического метана, 5 — термолитического метана, 6 — нефтегазовые, 7 — нефти смолистые, 8 — нефти парафинистые, 9 — конденсата парафинистого, 10 — конденсата легкого, 11 — метана с тяжелыми гомологами, 12 — метана; Б — окислительная ветвь онтогенеза углеводородных газов: 13 — диоксид углерода (из рассеянных форм метана), 14 — диоксид углерода (из залежей метана и нефтей); В — окислительная ветвь онтогенеза скоплений асфальто-смолистых нефтей: 15 — мальта, 16 — асфальт, 17 — оксикерит, 18 — гуминокерит, 19 — асфальтит, гильсонит, грэмит; Г — окислительная ветвь онтогенеза скоплений парафинистых нефтей: 20 — альгарит, 21 — элатерит; Д — термально-метаморфическая ветвь онтогенеза нефти: 22 — керит, 23 — антраксолит, альбертит, импсонит; Е — вещественно-разделительная ветвь онтогенеза скоплений нефти и конденсата: 24 — озокерит, вюрцит, 25 — гатчетит, хризматит; Ж — конечный продукт онтогенеза УВ: 26 — нефтяной кокс, графитоиды; ветви онтогенеза: 1 — окислительная, 2 — региональная и локальная (контактного) метаморфизма, 3 — гидротермального переноса, 4 — фазово-разделительная, 5 — деасфальтизации; формы нахождения УВ и их производных: 6 — рассеянные, 7 — пластовые скопления, 8 — жильные образования, 9 — кристаллические, 10 — землестые, 11 — каучукообразные; стадии литогенеза: Сг — седиментогенез, Дг — диагенез, Кг — катагенез, Мг — метакатагенез

резе, составляющей 35 % от суммарной (К. Харкинс, К. Бауэр, Дж. Дикинсон, 1972). Плохо уплотняются и сохраняют большое количество воды кремнистые глины.

Отсутствие или небольшое (по мощности) развитие коллекторов в толще уплотняющихся глин (приемников для выделяющихся флюидов) обуславливает сохранение в глинах высокой водной и углеводородной насыщенности и за счет этого образование аномально низких уплотненных («недоуплотненных») глин, нетипичных для термобарических условий их нахождения [1, 4]. Подобные толщи обладают низкой теплопроводностью и соответственно аномально высокой температурой (АВТ). Повышенный геотермический градиент недоуплотненных глин может быть также обусловлен экзотермическим эффектом уплотнения пород (П. Ф. Шевцов, Н. А. Минский и др., 1982). Повышенная температура в недоуплотненных глинах приводит к более раннему десорбированию воды и дегидратации монтмориллонита в глинах. Недоуплотненные толщи глин — своеобразный аккумулятор тепла, образующий в разрезе пород бассейна температурные экраны. Соответственно ниже такого экрана пластовая температура — аномально высокая. В этом случае недоуплотненные толщи глин по температурному эффекту противоположны массивам соли, имеющим высокую теплопроводность и представляющим в разрезе пород температурное «окно-холодильник» для подсолевых отложений.

В условиях закрытых систем пластовое давление поднимается также за счет химико-кинетического эффекта, но проявление его во многом зависит от содержания в породах ОВ. При низких концентрациях РОВ значительная часть образующихся УВ в условиях высокой водонасыщенности недоуплотненных глин оказывается в водо- и газорастворенном состоянии. Следует учесть, что воды в закрытых природных системах заметно опреснены из-за осмотического явления, повышающего растворимость УВ в воде. Реализация нефтематеринского потенциала в породах с кларковым (0,9 % для глин) и вышекларковым содержанием ОВ в условиях закрытых систем затруднена, главная зона нефтеобразования (ГЗН) опускается на большую глубину и в термобарических условиях, типичных для зоны преимущественного метанообразования (главная зона газообразования, по С. Г. Неручеву), синхрон-

но с газом продолжается генерация и жидких УВ. Опускание очага генерации нефти на большую глубину в условиях повышенных температур при закрытой системе объясняется тем, что новообразующиеся УВ и содержащаяся в породах вода, не имея свободного оттока, блокируют каталитически активные центры глин, что тормозит трансформацию РОВ и реализацию его потенциала. Такая система была изучена на примере майкопских глин в Западно-Кубанском прогибе [3]. Было отмечено, что для многосотметровой толщи глин с затрудненной эмиграцией флюидов, шкала катагенеза ОВ оказалась растянутой (начало ГЗН — глубже 2 км, завершение — более 5 км), была заторможена реализация нефтематеринского потенциала, зона основной генерации нефти сместилась на большую глубину. Такие же условия следует ожидать для майкопских глин Нижнекуринской впадины Южно-Каспийского НГБ.

При поднятии закрытых систем вверх вследствие эрозии части отложений (снятие геостатической нагрузки) происходит распад газожидкостной системы, которая проявляется выходами газа, нефти, воды, а при выходе пород на поверхность — битуминозными породами. Причем в данном случае эта ветвь онтогенеза УВ не сопровождается формированием промышленных скоплений УВ.

При содержании в породах ОВ более 10 % (полуконцентрированные формы, доманикоиды, баженовиты) в толще глинистых пород создается трехмерная взаимосвязанная сеть (решетка) ОВ. Частицы керогена при этом по размеру больше глинистых (Магара, Олифф, 1979). Если толща таких глин не входит в ГЗН, то она образует герметизирующие сланцы. Когда глинистая толща входит в ГЗН, обогащенную ОВ, образуются большие объемы УВ и соответственно возникает высокое химико-кинетическое давление. Эти процессы приводят к появлению в глинах механических напряжений, сопровождающихся многочисленными флюидоразрывами, направленными по восстанию пластов, т. е. от больших гидростатических нагрузок к меньшим. Межслоевое расклинивание (разрывы) глин происходит за счет локального пере-

распределения ее плотности. Появление флюидоразрывов, т. е. проницаемых емкостей, вызывает частичную эмиграцию жидких и газообразных УВ и даже их локальную концентрацию в раздробленных газогидродавлением участках. При вскрытии таких участков УВ стягиваются к скважине (к депрессионной зоне) и в ней появляются высокие дебиты УВ, но в целом суммарное извлекаемое их количество невелико.

Глинистые толщи закрытых систем с повышенным содержанием ОВ — основной источник образования мощных грязевых вулканов, которые приурочены обычно к зонам разрывов и сводам локальных структур, а по некоторым представлениям (Б. В. Григорянц, 1986) они же становятся причиной разрывов, локальной дисгармоничной складчатости и надвигов. При выходе этой системы на поверхность онтогенез УВ завершается развитием битуминозных глин. УВ в таком случае характеризуются развитием грязевых вулканов, возможно, иногда формированием на месте последних нефтяных и газовых залежей, а также высокобитуминозных глин.

Появление закрытых систем возможно также в результате интенсивного погружения пород (быстрого нарастания геостатического давления). Тогда даже при наличии в разрезе пород коллекторов, подстилающих быстро накапливающиеся осадки, коллекторы не могут пропустить всю выделяющуюся воду и образующиеся УВ в нефтематеринских породах. При этом породы с лавинными скоростями накопления не успевают также прогреться даже при повышенном геотермическом градиенте, и ГЗН для таких пород опускается на большую глубину, где она подстилается толщей со свойствами, типичными для проявления в закрытых системах. Соответственно весь иммерсионный ряд УВ опускается вниз с образованием скоплений УВ на больших глубинах.

В природных условиях закрытые си-

стемы распространены меньше, чем открытые. Наиболее благоприятные возможности для формирования промышленной нефтегазоносности при открытой системе возникают при оптимальном сочетании следующих условий: нормальное уплотнение глин; соответствующее соотношение толщин и свойств глин и песчаных пород (коллекторов); определенная скорость накопления пород; отсутствие интенсивных минералообразований в песчаных породах, уменьшающих их проницаемость; необходимая интенсивность (масштаб) генерации УВ. Все известные кривые изменения пористости глин с глубиной, полученные непосредственными замерами в кернах скважин или в результате интерпретации кривых акустического каротажа, представляют собой сложные графики, отражающие различное соотношение участков разреза с нормальной и аномально низкой уплотненностью глин. Из этого следует, что в природе нет исключительно закрытых и открытых систем.

Таким образом, геолого-геохимические сведения о закрытых и открытых природных системах в НГБ, онтогенезе УВ в них с учетом положения об универсальности и автономности нефтегазообразования в осадочных бассейнах [2] являются основой общей теории нефтегазоносности недр.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. И. В. Высоцкий, В. И. Высоцкий. Формирование нефтяных, газовых и конденсатно-газовых месторождений. — М.: Недра, 1986.
2. И. В. Высоцкий, Ю. И. Корчагина, В. И. Высоцкий. Универсальное и автономное в нефтеобразовании и формировании залежей нефти и газа // Вест. МГУ. Сер. геол. 1988. № 4.
3. Ю. И. Корчагина. Органическое вещество осадочных пород в процессе катагенеза // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., 1973.
4. Н. Магара. Уплотнение пород и миграция флюидов. — М.: Недра, 1982.
5. В. И. Москвин. Катагенез органического вещества // Геология нефти и газа. 1981. № 3.
6. Природные битумы СССР. — Л.: Недра, 1981.

Принята редколлегией 25 сентября 1989 г.



# Геодинамика формирования Сихотэ-Алинской складчатой системы и оловорудные формации

С. Ф. УСЕНКО (ДВИМС)

В условиях достаточно высокой степени изученности региона и сокращения резерва легко открываемых оловорудных месторождений методами визуального поиска резко сократилась эффективность их поисков. Открытие месторождений традиционного типа представляется возможным лишь за счет глубинного оруденения в промышленных рудных районах и переоценки месторождений и рудопроявлений из фонда «непромышленных». Однако и в том и в другом случаях необходимы новые нетрадиционные подходы к анализу геологических материалов и выбор масштаба исследований, соответствующие характеру назревших задач. Все это объективно следует из фактической изученности региона и его районирования, обособления важнейших оловоносных областей, а в них — рудных районов. По мере познания региона геолога-практика в большей или меньшей степени удовлетворяли региональный уровень изученности оловоносности и понимание оловорудной формации в ее статистическом варианте — как группы месторождений со сходными по составу минеральными ассоциациями, повторяющимися в определенной последовательности на каждом месторождении. Однако при реализации возможностей визуального поиска объективно складывается вывод о необходимости изучения конкретных рудных районов, каждый из которых представляет определенную структурно-вещественную геологическую целостность, вмещающую скученную совокупность (группу) месторождений, связанных единством геологической структуры и материнского очага. На такой основе объективно сложилось представление о том, что именно данная группа разнотипных месторождений представляет собой конкретную рудную формацию районного уровня. Это не противоречит основным принципам понимания рудной

формации основоположниками учения о ней и подтверждается некоторыми исследованиями оловорудных месторождений не только Сихотэ-Алиня [8, 9], но и Якутии и Чукотки [5].

Реальное повышение геологической эффективности поисковых работ видится лишь на основе изучения каждого рудного района как исходного базового объекта с применением не формационного анализа (свойственного региональному уровню), а внутрiformационного — анализа структуры рудной формации района на основе важнейшего ее свойства — зональности, характеризующей закономерности пространственно-временного размещения его месторождений.

Рассмотрим с такой позиции материалы по геологии и оловоносности Сихотэ-Алинской складчатой системы. Последняя формировалась в ходе поступательно-стадийного геосинклинально-орогенного развития, обусловившего взаимосвязь структурно-формационной, магматической и рудной зональности. В целом это единая высокоуровневая металлогеническая эпикоеаническая-аккреционная система [1, 7], сформировавшаяся в фанерозое (девон-миоцене) за счет континентализации океанической коры в ходе стадийно-поступательной рецессии тектогенеза в сторону океана. С запада и востока она ограничена зонами активных континентальных окраин (палеозойско-мезозойской — вдоль восточных границ Буреинского и Ханкайского массивов мезозойско-кайнозойской — вдоль Сихотэ-Алинского вулканогена) [3, 7]. С таких позиций эту складчатую систему правомерно рассматривать как область последовательного перехода от байкальского континента к периокеанической системе современных островных дуг.

Поэтапно-стадийное развитие процессов формирования складчатой с



Рис. 1. Схема ритмичности тектогенеза

системы, особенно на примере мезозойского, относительно наиболее полно документированного цикла, показывает, что каждому его этапу соответствует свой тип структуры (рис. 1) и ее формационное содержание (табл. 1): осадочные, вулканогенные, интрузивные, эволюции которых в стадийном развитии отражает динамику тектоно-магматического цикла [8]. При этом эволюция происходит не только по вертикали (во времени), но и по латерали. С каждым циклом, этапом, стадией геосинклинально-орогенного развития геологические процессы и структуры смещаются к востоку, а их формационное содержание варьирует от типично геосинклинальных до позднеорогенных молассовых формаций, предопределяя структурно-формационную зональность региона.

В ходе этого процесса стабилизация структур предыдущей стадии, нарастающих платформу, «оттесняет» к востоку процессы формирования структур последующей. При этом прогибы сменяются поднятиями, морское осадконакопление континентальным, геосинклинальным (базитовый) магматизм — геосинклинальным (гранитоидный), паликативные формы дислокаций — разломно-блоковыми, т. е. происходит последовательное возрастание поляризации свойств процессов, структур и их формационного содержания, отражающее направленный характер необратимого развития цикла.

В этом процессе особенно характерна локализация проявлений магматизма.

Базитовый магматизм, как правило, остается в пределах геосинклинальных трогов, а гранитоидный локализуется в тыловом (западном) геосинклинальном обрамлении прогибов — в поднятии, испытавшем геосинклинальную активизацию. В результате гранитоидные комплексы разного возраста локализуются в тыловом обрамлении «своих» прогибов, «отставая», но неизменно следуя за ними, и в грубых чертах наследуют структурно-формационную зональность складчатой системы. При этом палеозойские и палеозойско-раннемезозойские комплексы располагаются вдоль восточных окраин Буреинского и Ханкайского массивов: раннепозднемиоценовые — в их палеозойском и раннемезозойском складчатом обрамлении, позднемиоценовые — палеогеновые — среди мезозойских, в т. ч. поздних мезозойских. Этой закономерности подчиняется и зональность в размещении связанного с гранитоидами оловянного оруденения.

Из описанной стадийной ритмики тектогенеза — отставания гранитоидов от геосинклинальных прогибов, занимающих фронтальную позицию, и локализации их в тыловой геосинклинальной раме, испытывающей поднятие и активизацию, вытекает принципиальное представление о геодинамической модели поступательно-возвратного формирования складчатой системы [8]: фронтальный геосинклинальный прогиб и пригеосинклинальная активизация тыловой рамы — инверсия и складчатость — активизация орогенических

# 1. Эволюция формационного содержания процессов формирования складчатой системы (по этапам и стадиям тектогенеза)

| Этапы         | Геосинклинальный      |                                                                                                          | Орогенный                                                                                                          |                                                                                                                                          | Посторогенный                                                                                  |
|---------------|-----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|
|               | Раннегеосинклинальная | Предорогенная                                                                                            | Ранне-орогенная                                                                                                    | Поздне-орогенная                                                                                                                         |                                                                                                |
| Формации      | Осадочные             | Нижняя терригенная группа формаций — кремнисто-песчаная, сероцветная, вулканогенно-кремнисто-терригенная | Верхняя терригенная группа формаций — преимущественно песчаносланцевая, сероцветная, в т. ч. флишевая и флишеидная | Молассовые<br>Нижняя морская песчано-глинистая, флишеидная<br>Верхняя континентальная галечно-песчано-глинистая, угленосная, лимническая | Галечно-песчано-глинистая, лимническая                                                         |
|               | Эффузивные            | Спилит-диабазовая, базальт-андезитовая с кремнистыми породами                                            | Слабо развитые спилит-диабазовая и плагиолипарит-андезитовая                                                       | Плагиолипарит-андезитовая и плагиолипарит-базальтовая                                                                                    | Андезит- и дацит-липаритовая, андезит-дацитовая, липарит-базальтовая и субщелочная базальтовая |
|               | Интрузивные           | Гипербазит-габбровая, дунит-пироксеновая и гарцбургитовая, габбро-диорит-диабазовая                      | Диорит-гранодиоритовая, высокоглиноземисто-гранитовая, плагиогранитовая                                            | Диорит-гранодиоритовая, лейкогранитовая, субщелочная гранитовая                                                                          | Жерловые фации базальтовых покровов                                                            |
| Типы структур | Прогибы               |                                                                                                          | Впадины, депрессии, вулканоструктуры                                                                               |                                                                                                                                          | Покровы                                                                                        |

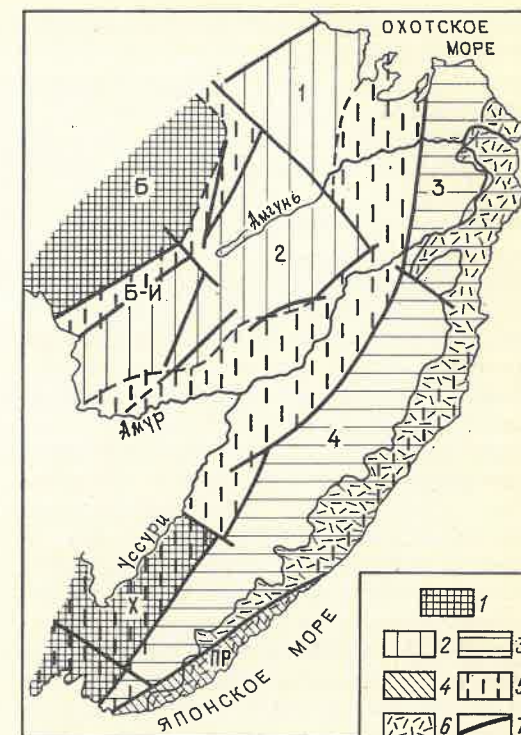
процессов в тыловой (геосинклинально активизированной) раме, испытавшей разуплотнение и поднятие, и формирование в ней гранитоидных комплексов. Повторение такой последовательности событий в ряде смежных циклов фанерозоя (палеозойском, мезозойском и кайнозойском) позволяет представить процесс формирования всей Восточно-Азиатской складчатой области (в координатах времени и пространства) в виде восходящей спирали [9].

Таким образом, приведенная схема знакомит с механизмом геосинклинальной активизации тыловой рамы (формирование наложенных «пригеосинклинальных» прогибов), повторным орогенезом и связанного с ним оловянным оруденением.

С завершением геосинклинально-орогенных процессов и становлении складчатой системы как молодой платформенной наступил этап посторогенной деструкции, формирования рифтогенных структур погружения и базификации земной коры [8, 9]. В системе сформировавшихся региональных геосинклинально-складчатых структур возникших на их основе орогенных поднятий и разделяющих их зон посторогенного рифтогенеза (рис. 2) важнейшим из продуктивных структурных элементов являются тыловые орогенные поднятия, испытавшие геосинклинальную активизацию и «повторный орогенез». Это — зоны повышенной мощности сиалической коры высокой степени разуплотнения, гранитизации

## Рис. 2. Схема орогенных поднятий и посторогенных погружений и базификации:

1 — устойчивые массивы (Б — Буреинский, Х — Ханкайский); 2 — Хингано-Охотское поднятие (1 — Приохотская область, 2 — Хингано-Баджальская область); 3 — Сихотэ-Алинское поднятие (3 — Нижнеамурская область, 4 — собственно Сихотэ-Алинская область); 4 — Прибрежное поднятие; 5 — зоны базификации и рифтогенеза (У—О — Уссурийско-Охотская, Б—Н — Богучано-Иороханская, ПР — Прибрежная); 6 — Сихотэ-Алинское звено Восточно-Азиатского вулканогенного пояса; 7 — главные разломы



и эндогенного (прежде всего оловянного) оруденения.

Таких поднятий в складчатой системе два — Хингано-Охотское и Сихотэ-Алинское. Близкое к ортогональному сочетание двух важнейших систем разломов — Монголо-Охотской и Тихоокеанской — обусловило блоковый характер структуры этих поднятий. В региональном плане они представляют собой совокупность крупных олово- и золотоносных блоков — областей, отличающихся историей развития и свойствами фундамента [8, 9]. Причем оловоносные блоки (Хингано-Баджальский и Сихотэ-Алинский) располагаются между фланговыми золотоносными, прилегают к Буреинскому и Ханкайскому срединным массивам (частям когда-то единой платформенной структуры) и соответствуют областям максимальной мощности сиалической коры, достигающей 42 и 44 км. Оба блока имеют близкое строение, характеризующееся системой взаимосвязанной структурно-формационной, магматической и рудной зональности, регрессивно эволюционирующей в сторону океана; области разделены молодой (Уссури-Охотской) рифтогенной структурой, которая

вписывается в систему Уссурийско-Амурских разломов, являющихся северо-восточным флангом трансрегионального Цзямусы-Ляодунского линеймента (Тектоника Евразии, 1966). Учитывая возможную существенную роль левосдвиговой тектоники, Сихотэ-Алинскую и Хингано-Баджальскую оловоносные области правомерно рассматривать как части единого целого.

Размещение оловоносности в областях зональное как в локальном, так и в региональном плане. В отличие от локальной внутрiformационной (фациально-типовой) зональности рудных районов, узлов и месторождений региональная имеет формационный характер. Она предопределена стадийно-поступательным развитием складчатой системы, увязывается со структурно-формационной и магматической зональностью региона.

Будучи подчиненными зонам локализации разновременных комплексов гранитоидов, омолаживающихся с повышением основности в сторону океана, формационные черты оловоносности эволюционируют с запада на восток от околоинтрузивных формаций кремнещелочной через надинтрузивные сульфидные

фидно-железистой группы до субэффузивной олово-сульфидной и сульфидной [8, 9]. Они образуют три региональные зоны разновременной и разноформационной оловоносности: Западную — ранне-позднемеловую околоинтрузивную касситерит-кварцевую (отчасти оловоносных пегматитов и россышной оловоносности), тяготеющую к окраинам Буреинского и Ханкайского массивов и их палеозойскому складчатому обрамлению, вмещающих плутонические формы гранитоидов; Центральную — позднемеловую надын-трузивную малосульфидную касситерит-силикатно-сульфидную оруденения среди раннемезозойских складчатых комплексов, интродуцированных позднемеловыми гипабиссальными и вулканоплутоническими комплексами гранитоидов; Восточную — позднемеловую палеогеновую касситерит-сульфидную и сульфидную минерализацию среди позднемезозойских складчатых образований, вулканических и вулканоплутонических комплексов Прибрежного вулканогена.

Столь четко выраженная пространственно-временная и причинно-следственная связь оловорудной зональности со структурно-формационной и магматической зональностями, обусловленных единством стадийно-поступательной динамики процессов формирования складчатой системы, позволяет рассматривать ее как единую высокоуровневую металлогеническую систему. Все формационное разнообразие ее оловоносности, эволюционирующей в сторону океана от более ранних и высокотемпературных кремне-щелочных формаций до поздних средне- и низкотемпературных сульфидно-железистых (табл. 2), необходимо рассматривать как единый филогенетический ряд, связанный с комплексами гранитоидов — продуктами эволюции кислосредной (антидромной) ветви магматизма, характерного для заключительных стадий формирования складчатой системы (Д. В. Рундквист, 1971). При этом кремнещелочная группа формаций этого ряда соответствует рудообразованию в околоинтрузивных условиях закрытой системы, а сульфидно-железистая — средне- и низкотемпературной минерализации в протяженном надын-трузивном пространстве в условиях

полуоткрытой и открытой систем, вдали от источников питания (см. табл. 2). Правомерность этого вывода видится и в том, что и рудноформационная, и структурно-формационная, и магматическая зональности, обусловленные единым стадийно-поступательным развитием в направлении генерального вектора тектогенеза, имеют закономерно регрессивный характер. Важно подчеркнуть, что Оловорудная зональность региона, регрессивно эволюционируя в сторону океана, повторяет аналогичный, регрессивный, характер зонального размещения оруденения на отдельных месторождениях. Это подобие разноуровневой зональности, являясь выражением всеобщего геогенетического закона (Д. В. Рундквист, 1971, 1975), отражающего глубокие генетические связи разноуровневых объектов указывает и пути актуальных разработок геологических критериев крупномасштабного и локального прогнозирования оруденения. Иначе говоря, решение проблемы повышения геологической эффективности современного поиска видится прежде всего в изучении конкретной (районной) рудной формации, ее границ и структуры. Важнейшим из приемов такого изучения представляется структурно-парагенетический анализ каждого из месторождений формации как определенной совокупности минеральных парагенезисов, закономерно варьирующих о месторождения к месторождению, трассируя ряды определенного вектора изменчивости.

Анализ определений рудной формации (Ю. А. Билибин, 1955; С. С. Смирнов, 1937, 1946, 1947; В. А. Кузнецов, 1966, 1983; В. С. Кормилицын, 1973; Д. В. Рундквист, 1971, 1981) вскрывает общее для формаций любого уровня оруденения основное принципиальное положение: общность структуры, материнского очага и времени (этапа, стадии) его функционирования. Из этого следует важность объективного понимания размерности понятия, т. е. вещественных и пространственно-структурных границ рудной формации. К сожалению, эта важная методологическая сторона проблемы почти не затронута исследованиями. Однако при переходе на районный уровень исследований и при назревшей потребности

## 2. Оловорудные формации и зоны глубинности рудообразования

| Формации и их группы (по С. Ф. Лугову, Б. В. Макееву, 1972; Е. А. Радкевичу, 1956) | Формационные типы или субформации | Условия рудообразования (по И. Н. Говорову, 1977)                                              | Зоны глубинности рудообразования; глубина оруденения, м |                                                                                                                                           | Примеры рудных районов; глубина оруденения, м                                      |
|------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                    |                                   |                                                                                                | По М. П. Материку (1974)                                | По П. Ф. Иванкину (1975)                                                                                                                  |                                                                                    |
| Сульфидно-железистая группа формаций                                               | Риолитовая                        | Радially-конвективная циркуляция рудных флюидов в открытой и полуоткрытой структурных системах | Субэффузивная                                           | Фронтальная: неправильные жилы и линзовидные тела. Оруденение низкотемпературное рассеянное, затухающее; 200—400                          | Хинган-Олоной-ский, Джалиндинское месторождение, 40—50                             |
|                                                                                    | Касситерит-сульфидная             |                                                                                                | Надын-трузивная                                         |                                                                                                                                           | Щербаковский, Дальнегорский, 300—400                                               |
|                                                                                    | Сульфосольный                     |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
|                                                                                    | Свинцово-цинковый                 |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
|                                                                                    | Колчеданный                       |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
|                                                                                    | Касситерит-силикатно-сульфидная   |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
| Сульфидно-железистая группа формаций                                               | Хлоритсульфидный                  | Радially-конвективная циркуляция рудных флюидов в открытой и полуоткрытой структурных системах | Надын-трузивная                                         | Прифронтальная: зона максимального оруденения; многочисленные разветвленные жилы и зоны с наиболее продуктивными парагенезисами; 200—1000 | Буга-Копинский, Арминский, Краснореченский, Кавалеровский, Комсомольский, 300—1000 |
|                                                                                    | Хлоритовый                        |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
|                                                                                    | Турмалиновый                      |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
|                                                                                    | Касситерит-кварцевая              |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
| Сульфидно-железистая группа формаций                                               | Скарновый                         | Камерно-эманационные в закрытой структуре                                                      | Интрузивная и околоинтрузивная                          | Прикорневая: многочисленные сближенные жилы небольшой мощности и интенсивности оруденения, до 500                                         | Иппата-Мерекский, Вознесенский, отчасти Баджалский и Эзопский, 100—150             |
|                                                                                    | Грейзеновый                       |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
|                                                                                    | Кварцево-жильный                  |                                                                                                |                                                         |                                                                                                                                           |                                                                                    |
| Оловоносных пегматитов                                                             |                                   |                                                                                                |                                                         | Корневая: зона выклинивания структуры и оруденения                                                                                        | Усть-Ниманский                                                                     |

в выделении конкретной рудной формации она особенно актуальна. Сам факт кучного расположения ряда месторождений на небольшой площади рудного района указывает на определенные размеры участка проницаемости, определяющего структурно-геологическую целостность района, а следовательно, и системную совокупность его месторождений. Материалы изучения месторождений Сихотэ-Алиня [9], Якутии и Чукотки [5] позволяют уверенно

считать, что конкретная рудная формация реализуется на уровне рудного района, представляющего собой пространственно вычлняющуюся структурно-вещественную целостность, вмещающую скупенную совокупность разных по масштабу и типу оруденения, но генетически единых месторождений и рудопоявлений. Под рудным районом понимается такое по размеру и длительности формирования структурно-металлогеническое подразделение, в

пределах которого возникает рудная формация — совокупность месторождений, функционально связанных единством структуры и источника рудного вещества. Тогда закономерен вывод некоторых исследователей (В. И. Васильев, В. И. Драгунов, Д. В. Рундквист, 1972; Д. В. Рундквист, 1971, 1975) о том, что рудная формация в ряду минерал — парагенезис — формация — парагенез формаций является инвариантом, максимально удобным для разработки актуальной рудогенетической модели и критериев прогнозирования.

В части структуры рудной формации как системы функционально связанных месторождений следует подчеркнуть, что элементарная логика, не говоря уже о принципе соответствия и соизмеримости структурных и металлогенических подразделений, подсказывает, что если структурно-формационным или структурно-металлогеническим зонам региона, заключающим ряд рудных районов, соответствуют парагенезы формаций, рудным районам — формации, то рудным узлам и рудным полям должны соответствовать еще более низкоуровневые таксоны — минеральные (формационные) типы или субформации как частные варианты формации. В этой связи не менее логичной представляется и мысль о том, что в условиях структурной анизотропии геологического пространства района и прерывисто-пульсационного характера эволюции материнского очага и рудообразования, при дивергентном развитии трещиноватости и проницаемости, рудная формация неизбежно должна члениваться на свои типовые варианты — субформации, каждый из которых представляет то или иное месторождение района, занимающее определенное место в его стереоструктуре.

В этих условиях месторождения района как типовые варианты единой формации могут быть представлены на уровне парагенезисов, совокупности парагенезисов и совокупности их групп. Каждое из них в отдельности, за исключением сложных полихронных телекопированных месторождений, не может соответствовать формации в целом. А между тем, как ни парадоксально, существующее понятие рудной формации, возникшее на региональном уровне

не металлогенических обобщений как статистическое понятие, до сих пор используется поисковой практикой как основное (по-существу, формальное) «орудие» оценки конкретных рудных объектов. Такое пренебрежение принципами иерархичности и соизмеримости изучаемых структурно-вещественных и рудных объектов вызывает произвол в трактовке формационной принадлежности изучаемых объектов и погрешности их оценок, разночтение и путаницу в понимании рудной формации вообще и другие негативные следствия порой дискредитирующие формационный анализ как метод вплоть до сомнений в возможностях крупномасштабного металлогенического анализа и прогноза.

В заключение следует подчеркнуть, что в условиях достаточно высокой региональной изученности Сихотэ-Алинской складчатой системы и при реализации прогнозных рекомендаций на этом уровне исследований назрела настоятельная необходимость перестройки здесь стратегии геологического поиска. Существующее понятие рудной формации в ее абстрактном варианте, возникшее на основе региональных металлогенических обобщений, уже не способствует, а тормозит повышение геологической эффективности оловопоисковых работ. Сейчас проблема повышения эффективности поисков — это проблема вычленения конкретной рудной формации, понимания ее границ, и не только вещественных, но и пространственно-структурных; проблема внутриформационного анализа — изучение рудной формации как функции конкретной геологической обстановки, познание ее структуры как зонально построенной системы функционально связанных месторождений. Установление вектора изменчивости зонального ряда минеральных парагенезисов на месторождении предоставляет возможность судить о характере зонального ряда на уровне рудного района в целом, а вместе с тем и возможность предсказания «недостающих» его звеньев.

Решение актуальной задачи повышения результативности поисковых работ требует иного масштаба и методов работ — выходы на районный уровень исследований (как базовый), на тот

масштаб, где поиск уже невозможен без основательного структурно-вещественного анализа объекта, где практика визуального поиска органически сочетается с поиском научным. Этот уровень исследований требует и нового подхода к анализу геологических материалов — учета иерархической природы геологических объектов и системного подхода к пониманию их внутренней структуры [2, 4, 5, 10], обоснования соотношения границ рудного района и его рудной формации и разработки номенклатуры внутриформационных подразделений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильковский Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1981.
2. Власов Г. М. Магматогенно-рудные системы. — М.: Наука, 1986.
3. Говоров И. Н. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. — М.: Наука, 1984.

УДК 553.463(574)

### Вольфрамовые месторождения Северный Катпар и Акмая в Успенской зоне

В. Г. ОРЛОВ (ВИМС)

Скарново-штокверковое Северо-Катпарское и жильно-грейзеновое Акмаинское вольфрамовые месторождения находятся в центральной части Успенской зоны смятия (Центральный Казахстан), разбитой серией субпараллельных долгоживущих разломов глубокого заложения и интродуцированной разновозрастными гранитоидами. Месторождения связаны с крупным plutоном, вытянутым в северо-восточном (успенском) направлении и имеющим по гравиразведочным данным размеры 10×3 км на глубине 600—800 м. Он состоит из двух частей, объединенных единой гравитационной аномалией. Меньшая приходится на безрудные среднезернистые лейкократовые граниты, обнажающиеся в юго-западном его окончании, — Катпарский массив. Большая часть не вскрыта эрозией, находится на глубинах 450—800 м и сложена рудоносными аляскитовыми гранитами — Акмаинский массив. По сход-

4. Драгунов В. И., Круть М. В. Геология и ее положение в естествознании//Проблемы развития советской геологии. Л., 1971. С. 73—115.
5. Иванов О. П. Парагенезисы минералов как надежная фактическая основа для формационного анализа оловорудных месторождений//Условия образования рудных месторождений. М., 1986. Т. 1. С. 225—231 (Тр. симпозиума МАГРМ).
6. Овчинников Л. Н. Логико-методологические основы изучения процессов рудообразования//Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975. С. 488—494.
7. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Севера-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
8. Усенко С. Ф. Геодинамика формирования, тектоника и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1984.
9. Усенко С. Ф. Оловоносность Сихотэ-Алиня и проблема геологического прогноза//Сов. геология. 1989. № 12. С. 26—33.
10. Шарапов И. А. Системный подход к методологическим проблемам в геологии//Методология геологических исследований. Владивосток, 1976. С. 69—76.

Принята редколлегией 26 июня 1989 г.

© В. Г. Орлов, 1990

ству с гранитами калдырминского комплекса граниты Катпарского массива могут быть отнесены к последнему. Рудоносные граниты Акмаинского массива, по всей вероятности, принадлежат к более позднему акчатаускому комплексу.

Месторождение Северный Катпар приурочено к блоку турнейских известняков, испытывавшему в разное время значительные перемещения и зажатому по разломам между катпарскими гранитами и живет-франскими вулканитами на северо-западе и фаменскими флишеидными углистыми алевролитами на юго-востоке. Известняки в разной степени углистые, иногда содержат кремнистые стяжения и тонкие кремнисто-глинистые прослои с повышенными концентрациями железа, марганца и других элементов, круто падают на юго-восток, расколоты разломами успенского и иных направлений, в разной степени мраморизованы вплоть до

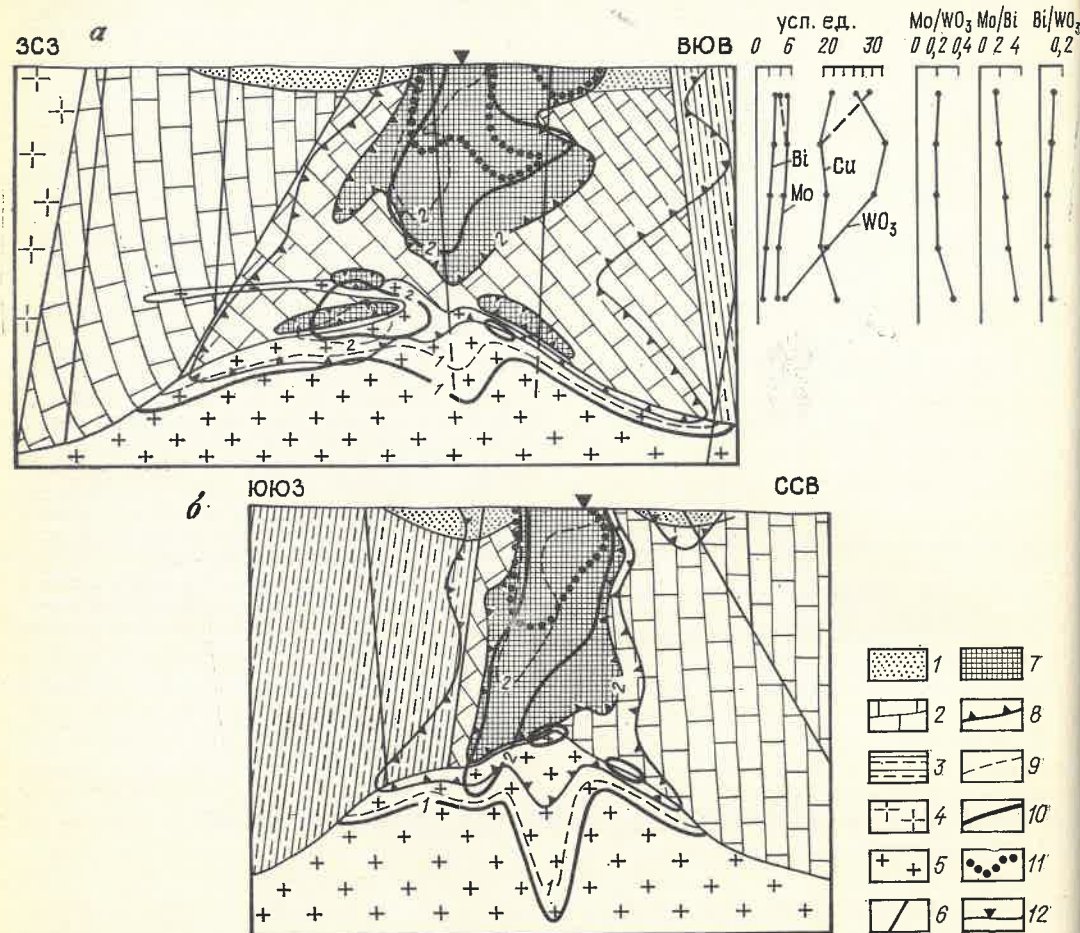


Рис. 1. Разрезы месторождения Северный Катпар:

а — продольный, б — поперечный; 1 — кора выветривания; 2 — мраморизованные известняки и мраморы;

3 — углистые алевролиты; 4 — катпарские граниты; 5 — купол акмаинских гранитов; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудное тело; 8 — первичные ореолы и изогены; 9 —  $WO_3$ ; 10 — Cu; 11 — Bi; 12 — пересечение разрезов

чистых белых крупнокристаллических мраморов. Мраморизация известняков вызвана их прогреванием залегающими на глубине гранитами Акмаинского массива.

Граниты слагают нескрытый купол, возникший на пересечении успенских разломов с мощным северо-западным разломом. Воздымающаяся с глубины 700 м собственно купольная часть с основанием 1,2 км возвышается над ложем массива на 280 м и находится в 420 м ниже земной поверхности. Крутизна склонов гранитного купола в верхней части достигает  $45^\circ$ . Купол почти симметричен, с более пологой верхней северо-западной частью, он окружен здесь пологой апофизой, отходящей от его вершины (рис. 1).

Гранитный купол имеет сложное внутреннее строение — от резкопорфировидных с участками пегматоидных, миароловых и шлировых обособлений до мелко-среднезернистых разностей аляскитовых гранитов. Он несет следы прохождения длительно функциональной эманационно-гидротермальной колонны. Во-первых, в нем запечатлен калиевый метасоматоз магматической стадии в виде интенсивной тонкоочаговой биотитизации. Повышенный потенциал калия в интрузиве обусловил длительность его высвобождения из массива, что отразилось в купольной части наложением на биотитизацию последовательных процессов: раннего щелочного метасоматоза в виде калишпатизации и подчиненной ей альбизации,

кислотного выщелачивания, стадии грейзенизации, березитизации. Кроме того, купол подвергся слабому скарнированию, интенсивно окварцован, рассечен кварц-полевошпатовыми кварцевыми жилами и многочисленными прожилками, отмечаются обильные сульфиды, вкрапленные в гранит и в кварцевых прожилках, а также завершающие прожилки цеолитов и карбонатов.

Пройдя через купол во вмещающие мраморы, эманационно-гидротермальная колонна привнесла кремний, железо, алюминий, что вызвало интенсивное преобразование, приведшее к развитию скарнов. Основной контролирующей структурой была близвертикальная сколово-разрывная зона субширотного направления, вдоль которой внедрился пояс даек диоритовых порфиритов.

Наиболее отчетливо эта зона контролировала движение последующих растворов в гранитах и вмещающих мраморах и соответственно развитие скарнов и промышленного оруденения, имеющих отчетливую субширотную ориентировку.

В обстановке, когда гранитный купол заключен в мраморы, должна возникать облекающая прикупольная скарновая залежь. В действительности наблюдаются только ее фрагменты, мощность которых в раздувах достигает 50 м. В них сосредоточена лишь незначительная часть оруденения. Основное скарновое образование — крутопадающий штокверк, максимальное развитие которого отмечается на некотором удалении от гранитного купола. Штокверк состоит из крутых сближенных скарновых прожилков, жил и тел сложной морфологии, разделенных интервалами скарнированных и нескарнированных мраморов. Углы падения скарновых образований от вертикальных до близгоризонтальных, но большинство почти равномерно располагается в пределах зенитного сектора  $50-90^\circ$ , со средним углом  $70^\circ$ , близким к падению слоистости известняков. Обычная мощность этих скарновых тел 2—3 м, максимальная 30 м. Субширотный вытянутый в основной своей промышленной части скарновый штокверк, погружаясь, продолжается узкой зоной на юго-запад и контролируется

успенскими разломами и менее выраженным, подчиненным основному куполу гребневидным выступом интрузии.

Скарновые тела, как правило, симметрично-зональные. Внешняя зона сложена оторочкой волластонита или бустамита с родонитом, за ней следуют зоны пироксеновая — пироксен-гранатовая и центральная гранатовая, наиболее мощная. Зональность наблюдается и в более общем плане в пределах всего месторождения.

Центральная часть скарнового штокверка, сложенная наиболее мощными телами скарнов, представлена преимущественно гранатовыми разностями, переходящими далее в пироксен-гранатовые с увеличением роли волластонитовых скарнов на флангах месторождения.

Скарнированию подверглись в основном мраморы, слабо затронуты ороговикованные сланцы и незначительно — апофизы гранитов и граниты купола. По сравнению с промышленным оруденением скарновый процесс захватил значительно больший объем вмещающих пород.

Оруденение достигает промышленных концентраций только в участках интенсивного скарнирования с коэффициентом скарнонасыщенности 0,35—0,40. Максимальные содержания триоксида вольфрама, в 2—3 раза превышающие средние содержания в рудах, начинают появляться при скарнонасыщенности 0,8 в участках развития наиболее мощных скарновых тел. На периферии промышленного оруденения нет таких мощных тел, как в центральной части, встречаются разреженные жилы и прожилки скарнов, переходящие в скарнированные мраморы. В результате отмечается прямая связь между скарнонасыщенностью и интенсивностью оруденения.

Наложенное на скарны промышленное оруденение сконцентрировано в надикиальном рудном столбе, который, частично соприкасаясь с гранитами, поднимается вверх, где обрезается земной поверхностью. Рудный столб, как и скарновый штокверк, имеет субширотную ориентировку, невыдержанное по восстанию поперечное сечение, расположен несколько асимметрично относительно гранитного купола, смещающаяся на его южный склон, и также

осложнен отходящей от него в юго-западном направлении узкой прерывистой погружающейся с удалением рудоносной зоной. Руды в нем комплексные, основной полезный компонент — вольфрам. В контуре вольфрамовых руд могут дополнительно извлекаться медь, молибден и висмут. Вольфрам и попутный висмут вынесены из гранитного купола; в его верхней части задержалось только небольшое количество меди и молибдена с такими же, как и в рудном столбе, концентрациями (см. рис. 1).

Процесс отложения рудных минералов происходил непрерывно в широком температурном диапазоне, но максимумы их выделения приурочены к определенным стадиям гидротермального процесса. В послескарновом периоде кислотного выщелачивания центральная часть скарнового штокверка подверглась глубокой метасоматической переработке с образованием шеелитовых ассоциаций нескольких стадий. Метасоматиты кварц-полевошпатовой стадии представлены парагенетической ассоциацией шеелита с кварцем, эпидотом, гранатом. В образовании этой ассоциации минералы участвуют в неравной доле. Наиболее характерен для нее перекристаллизованный гранат. На месте бесформенных выделений и сливных масс возникают хорошо ограниченные зональные кристаллы, в них увеличивается железистость, происходит андрадитизация. Типоморфными минералами грейзеновой стадии являются шеелит, кварц, флюорит. Флюорит встречается в виде вкрапленников и образует гнезда и жилообразные тела.

Отмечается прямая связь между интенсивностью проявления этой стадии и шеелитовым оруденением. Считается [1, 2, 3], что именно в эту стадию образовались наиболее ценные концентрации шеелита. После основного шеелитового оруденения и тектонической подготовки образовался наложенный на скарны штокверк кварцевых прожилков, несущих основную сульфидную минерализацию. Последняя совместно с ранее выделившимися во вкраплениях и гнездах сульфидами достигает концентраций, доступных для комплексного извлечения. На периферии штокверка, обрамляя его, присут-

ствуют сухие молибденитовые, редко с халькопиритом, и халькопиритовые прожилки, представляющие собой выклинивания сульфидно-кварцевых прожилков. Здесь же отлагалось повышенное количество сульфидов свинца и цинка.

Максимальное количество вольфрама выделялось не непосредственно на контакте с гранитным куполом, а на значительном (300 м) от него удалении, медь и молибден накладывались на вольфрам и в пределах промышленного оруденения существенно не разошлись с ним по вертикали. Висмут же выпадал в основном в верхней части сохранившегося от эрозии рудного тела и, вероятно, может быть использован для количественного выражения зональности.

В завершающую стадию образуются безрудные кварцевые прожилки, флюорит, апوفиллит, хлорит, цеолиты, кальцит. Особенностью химизма процесса минералообразования является дефицит алюминия, чем объясняется слабое развитие алюмосиликатов в метасоматитах ранней щелочной стадии и отсутствие слюд в грейзеновой стадии процесса кислотного выщелачивания скарнов. К — Аг возраст оруденения по мусковиту и грейзенов в гранитах 266 млн лет [4].

Руды месторождения подверглись гипергенному изменению, зона их окисления глубокая, интенсивно проработанная. Ее верхняя часть представлена остатками когда-то мощной, а теперь значительно эродированной мезозойско-кайнозойской коры выветривания. Глинистая зона сохранилась лишь частично. Залегающая под ней довольно мощная структурная кора выветривания на глубине 35 м переходит в трещиноватые коренные породы. В верхней части зоны окисления сохранилась от разрушения зона цементации меди. В целом до глубины 100 м первичные минералы руд претерпели значительные фазовые превращения, при этом содержания вольфрама и висмута остаются неизменными на всех этажах зоны окисления, молибден активно выщелачивается, медь за счет зоны вторичного сульфидного обогащения образует повышенные концентрации в верхней ее половине.

Месторождение Акмая представлено серией субпараллельных вольфрамит-содержащих кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков, располагающихся в маломощной известковистой пачке пород. Мощность и длина жил непостоянны (соответственно 0,05—0,5 м и 10—50 м), по падению и простиранию они быстро выклиниваются, сменяясь другими. Густо насыщенная пачка, они занимают около 11 % объема. Простирание жил субширотное вкост пачки вмещающих пород и согласное с простиранием северо-катпарского штокверка, падение юго-западное под углом 60°. С глубиной жилы рассредоточиваются, что приводит к выклиниванию промышленного оруденения.

Известковистая пачка пород состоит из сланцев и их известковистых разновидностей и известняков, связанных между собой постепенными переходами, простирается в северо-восточном направлении, круто падает на юго-восток и контактирует с углистыми кварц-серицитовыми сланцами в лежачем боку, туфосланцами и туфопесчаниками висячем. Мощность пачки 30—70 м, протяженность около 1 км. По простиранию она выклинивается в обе стороны. Рудные жилы в этой пачке концентрируются на сравнительно небольшой площади, проникая и во вмещающие породы. Среднее соотношение распространения жил: 70 % в известковистой пачке, 27 % в сланцах лежащего бока, 3 % в сланцах висячего бока.

На участке повышенной концентрации жил известковистая пачка превращена в роговики, скарны и мраморы, из них скарны занимают третью часть. По данным Ф. В. Чухрова и Л. П. Ермиловой, все эти породы имеют сложные границы и взаимно переходят одни в другие. Широко распространены пироксен-кварцевые роговики. Это плотные тонкокристаллические породы, в которых преобладающий кварц образует агрегаты с торцовой структурой, менее развит пироксен — диопсид.

Главными минералами скарнов являются волластонит, гранат, пироксен, везувиан, образующие различные сочетания друг с другом или слагающие почти мономинеральные агрегаты в виде отдельных полос мощностью до 2 см, а также участков неправильной фор-

мы. В таких участках зерна граната и везувиана достигают 5—7 мм. Отмечается необычайная пестрота в чередовании участков скарнов разного состава. Гранат, пироксен и везувиан часто наблюдаются в виде включений в массе волластонита. Гранат относится к группеgrossуляра, окраска его преимущественно зеленая, реже буроватая, но даже буроватая его разновидность содержит только 30 % андрадитовой молекулы. Пироксен представлен диопсидом. Скарновые минералы корродируются или замещаются более поздними калиевым полевым шпатом, флюоритом, кварцем, кальцитом, хлоритом, эпидотом.

Как следует из описания Ф. В. Чухрова и Л. П. Ермиловой и сравнения с Северо-Катпарским месторождением, скарны здесь первичные. Сложное чередование их разновидностей без мощных мономинеральных зон, нахождение граната и пироксена в виде grossуляра и диопсида — все это говорит о редуцированности процесса перекристаллизации скарнов. Более полное, как на Северном Катпаре, развитие метасоматического процесса с проявлением рудоносных стадий кислотного выщелачивания скарнов здесь прервала беспокойная тектоническая обстановка формирования месторождения. Возникшая в это время мощная разрывная зона вызвала открытость системы и перевела процесс объемного замещения в заполнение трещин. Скарны, не подвергшиеся кислотному выщелачиванию, оказались безрудными. Все дальнейшие процессы и оруденение сконцентрировались в кварцевых жилах и ближайших экзоконтактах.

Процесс минералообразования в жилах разбивается на четыре последовательные стадии: 1) вольфрамитовые кварц-мусковитовые жилы грейзеновой стадии, содержащие флюорит, полевошпат, а также пирит, молибденит, висмутин и др., определяют промышленную ценность месторождения; 2) халькопирит-пирротиновые прожилки одноименной стадии; 3) существенно хлоритовые с серицитом, флюоритом, пиритом, халькопиритом, молибденитом, висмутинном, шеелитом и др. и безрудные кварцевые прожилки хлоритовой стадии; 4) прожилки цеолитов, апوفиллита и кальцита цеолитовой стадии [5].

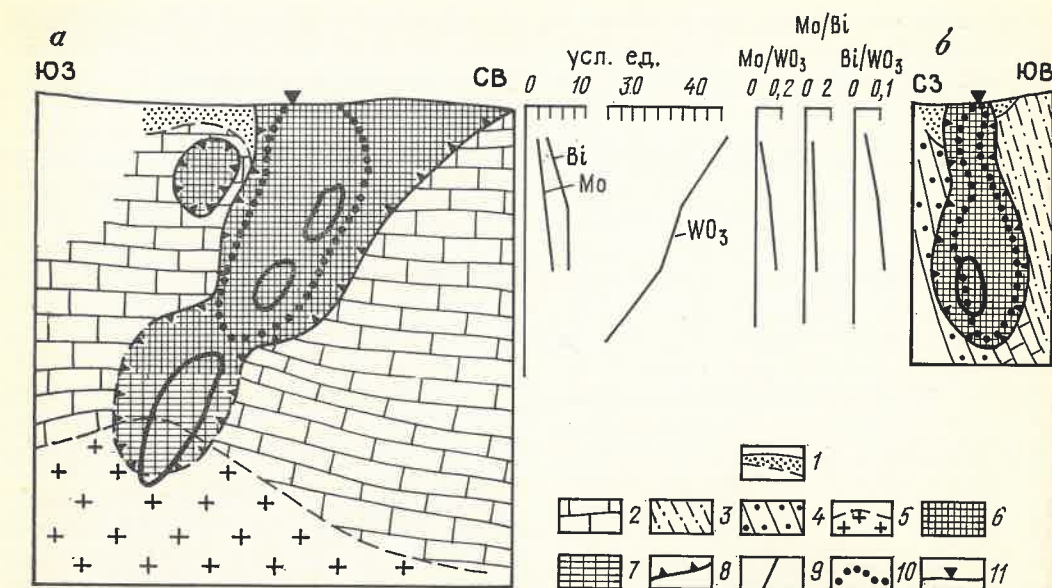


Рис. 2. Разрезы месторождения Акмая:

а — продольный, б — поперечный; 1 — кора выветривания; 2 — известковая пачка пород; 3 — углистые кварц-серicitовые сланцы; 4 — туфосланцы и туфо-

песчаники; 5 — предполагаемый купол гранитов; 6 — установленное рудное тело; 7 — предполагаемое его продолжение; изоконцентраты: 8 —  $WO_3$ , 9 — Mo, 10 — Bi; 11 — пересечение разрезов

Возраст оруденения по мусковиту из вольфраморудных жил, определенный K—Ag и Rb—Sr методами, равен  $295 \pm 9$  и  $294 \pm 10$  млн лет [4].

Высокий потенциал кальция в скарнах Северного Катпара обусловил образование шеелита; в мощных кварцевых жилах Акмая, рудная минерализация которых изолирована от карбонатных вмещающих пород и содержит повышенное количество пирита, оказался выше потенциал железа, что привело к образованию вольфрамитов. В данных случаях подтверждается вывод Г. Н. Щербы [7] о том, что минеральная разновидность соединений вольфрама определяется различным потенциалом кальция и железа в месте рудоотложения.

В результате гидротермального процесса образовалось месторождение, уплощенное рудное тело которого в соответствии с падением жильной зоны склоняется на юго-запад с таким же набором и концентрациями рудных элементов, как на Северном Катпаре (рис. 2). Разное проявление скарнового процесса на рассматриваемых месторождениях, имеющих тем не менее одинаковую рудонасыщенность, говорит об отсутствии непосредственной связи между оруденением и скар-

нами. Оруденение накладывается на скарны как на вмещающую среду, существенно (Северный Катпар) или незначительно (Акмая) их преобразуя.

Рудоносные граниты не вскрыты скважинами, но исходя из выклинивания рудного тела на глубине можно наметить приразломный гребневидный выступ гранитов северо-восточного простирания в интервале, близком глубине становления купола на Северном Катпаре. Взаиморасположение рудных элементов в пространстве и отношения наиболее информативных их пар в общем виде сходны с месторождением Северный Катпар. Судя по продольному разрезу, на поверхность эрозионного среза выведена наиболее продуктивная часть оруденения, при этом значительная доля промышленных рудобоих месторождений, по-видимому, уничтожена эрозией.

На месторождении проявлена в основном нижняя половина зоны окисления, представленная структурной корой выветривания и трещиноватыми породами. Глинистая кора выветривания и зона цементации меди отсутствуют. Они эродированы, но гипергенный процесс, вероятно, не зашел так далеко в силу приуроченности месторождения к положительным формам рельефа.

Вблизи поверхности вольфрамит подвергся выветриванию с образованием свободных оксидов железа, марганца, а также тунгстита. Ноздреватые хрупкие агрегаты «горелого вольфрамитов» содержат переменные количества остаточного вольфрамитов и продуктов его выветривания. Расчет средних содержаний вольфрама на уровне канав и горизонтов шахт 30 и 50 м показал, что содержания на поверхности и на глубине 50 м равны, тем самым установлено отсутствие его выноса из зоны окисления.

Таким образом, сравнение двух генетически разных месторождений — скарнового Северо-Катпарского и кварцево-жильно-грейзенового Акмаинского, приуроченных к поднятиям единого плутона и залегающих в сходных геологических обстановках, показывает, что несмотря на резко различное проявление в них скарнообразующего процесса, они представлены рудами, сходными по содержаниям и набору рудных элементов. На этом основании, а также исходя из наложенного характера оруденения в скарнах можно сделать вывод о их непричастности к процессу рудообразования. На интенсивность развития скарнов, кроме известных факторов, существенное влияние оказала тектоническая обстановка фор-

мирования месторождений, которая во многом определила их генетические черты.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана/Г. Н. Щерба, Т. М. Лаумулин, А. В. Кудряшов и др.//Генетические модели эндогенных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 3—13.
2. Корнилова Л. С., Яренская М. А. Минералого-геохимические особенности молибденово-вольфрамового месторождения Катпар (Центральный Казахстан)//Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1986. С. 131—138.
3. Мирошниченко Л. А., Гуляев А. П. Скарново-грейзеновые месторождения.— Алма-Ата: Наука, 1977.
4. Редкометалльное оруденение Казахстана/Г. Н. Щерба, А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчилов и др.— Алма-Ата: Наука, 1988.
5. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формации Центрального Казахстана//Проблема генезиса руд. МГК. XXII сессия. М., 1964. С. 258—272.
6. Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Шанин Л. Л. К вопросу о возрасте апофиллита позднегидротермальных минеральных ассоциаций//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 3—14.
7. Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана.— Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.



#### СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.736.1(574.1)

© Л. В. Кухтинова, Д. А. Кухтинов, 1990

#### Нижнепермские палинокомплексы терригенных отложений востока Прикаспийской впадины

Л. В. КУХТИНОВА, Д. А. КУХТИНОВ (НВ НИИГГ)

Мощная сероцветная моласса раннепермского докунгурского возраста имеет почти повсеместное распространение на территории восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Она сложена песчано-глинистыми образованиями с немногочисленными прослоями карбонатных и кремнистых пород. Для нее характерны значительные колебания мощности и литологи-

ческого состава по латерали, что в значительной мере обусловлено широким развитием отложений конусов выносов. Терригенный материал представлен обломками метаморфических и осадочных пород. В последних обычно заключены органические остатки, в том числе фораминиферы различного возраста — каменноугольные, реже раннепермские (ассельские) [5]. Органиче-

ские остатки, находящиеся во вторичном залегании, встречаются также в глинистых разностях пород. К ним относятся миоспоры верхнего карбона, обнаруженные вместе с артинскими в разрезе скв. П-38 Остансук в восточной части бортовой зоны [11], миоспоры визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона в отложениях сакмарского яруса в юго-восточной части [3]. В большинстве изученных разрезов макро- и микрофауна *in situ* встречалась крайне редко. Исключение составляют разрезы Жанажольской площади, где выявлены комплексы фузулинид, характерных для всех трех зон ассельского яруса и низов сакмарского. В то же время миоспоры, синхронные вмещающим породам, распространены практически повсеместно и поэтому играют фактически главную роль при обосновании стратиграфического деления и сопоставлении терригенных разрезов нижней перми различных геоструктурных зон.

При этом при изучении миоспор, помимо определения видового состава спектров, учитывалось процентное соотношение в них основных таксономических групп, выделяемых в спектрах, или отдельных представителей (родов) этих групп — *Monosaccites* (Chitaley) Potonie et Kremp, *Disaccites* Cookson (группа делится на стриатную пыльцу — *Striatiti* Pant и нестриатную — *Disaccites* s. str.), *Vittatina* Lubber, *Azonaletes* Lubber, *Sporae*. Акритарии в составе спектров не исследовались. Как известно, их присутствие свидетельствует о морских условиях седиментации. Они изобилуют обычно в осадках открытого моря и отсутствуют в прибрежной зоне, где может происходить опреснение вод и увеличиваться их мутность. Колебания численности этих остатков по разрезу сопряжены, очевидно, с трансгрессивными и регрессивными циклами развития бассейнов.

Использование количественных критериев для целей стратиграфии не рассматривается авторами как альтернатива качественному анализу. Однако сохранность изучаемого материала, получаемого с больших глубин, такова, что многие формы удается определить только до рода. Предполагается, что динамика численности тех или иных

групп миоспор не носит случайного характера. Она связана с нарушением соотношений ареалов растительности при трансгрессиях и регрессиях моря, а также с изменением климата и эволюцией растений. Важным представляется то обстоятельство, что в пределах сравнительно ограниченной акватории палеобассейна под действием ветров (развеивание, сгонно-нагонные явления), постоянных течений и других факторов происходило адекватное (на всех участках) осреднение состава «пыльцевого дождя». Следовательно, захороняющиеся с осадками спектры миоспор сохраняют, вероятно, первичные количественные соотношения слагающих их компонентов, а вертикальная последовательность смены спектров должна повторяться в достаточно большом количестве разрезов, находящихся на значительных расстояниях друг от друга. Как показывает практика, это действительно имеет место, поэтому количественные критерии не следует игнорировать при палинологическо-стратиграфических исследованиях.

В соответствии с существующими методическими указаниями в изучаемых спектрах и комплексах миоспор в зависимости от содержания тех или иных таксонов выделяются доминанты ( $\geq 20\%$ ), субдоминанты (5–20%) и сопутствующие ( $< 5\%$ ). По мнению авторов, целесообразно предусмотреть выделение новой градации — супердоминанты, когда содержание в спектрах (комплексах) одного таксона превышает 50%.

Ниже приведена качественная и количественная характеристика спорово-пыльцевых комплексов (СПК), выявленных Л. В. Кухтиновой в нижнепермских разрезах востока Прикаспийской впадины и названных по преобладающим двум-трем таксонам. Наиболее древний нижнепермский СПК «*Monosaccites* — *Disaccites*»\* выделен из основания разреза ассельского яруса, вскрытого скв. Г-12 на площади Жанажол. В интервалах 2800–2807 и 2827–2837 м, представленных темно-серыми известковистыми аргиллитами с прослоями песчаников, охарактери-

\* Здесь и далее под *Disaccites* подразумевается (условно) только нестриатная часть двухмешковой пыльцы.

зованных (в нижнем интервале) комплексом фузулинид зоны *Schwagerina fusiformis*, *Sch. vulgaris* (нижней ее подзоны), установлены спектры спор (до 6,5%) и пыльцы (до 93,5%).

Состав пыльцы, %: *Monosaccites* — в среднем 42, в том числе *Potonieisporites* (35,5); *Cordaitina* (3,5), *Florinites* (3); *Disaccites* — 28; *Striatiti* — 10,5; *Vittatina* — 7; *Ginkgocycadophytus* — 1; *Azonaletes* — 2. Видовой состав палинокомплекса: *Potonieisporites novicus* Bhard. var. *venustus* Schwartzs., *P. novicus* Bhard. var. *ater* Schwartzs., *P. lemniscatus* Schwartzs., *P. enormis* Schwartzs., *P. grandis* Tschudy et Kosanke, *P. permolis* Schwartzs., *P. solidus* f. *magnus* Schwartzs., *P. unilabiatus* Schwartzs., *P. solidus* f. *minor* Schwartzs., *Potonieisporites* sp., *Gardenasporites durus* Krus., *Gardenasporites* sp., *Protohaploxylinus* sp., *Protodiploxylinus* sp., *Cedruites* sp., *Pseudopodocarpus* (?) *expressus* Krus., *Striatohaplopinites latissimus* (Lub.) Efr. f. *totus* Krus., *Striatocedruites parviextensisaccus* (Samoil.) Sauer., *Striatodiplopinites florans* Krus., *Vittatina zaueri* Efr., *V. vittifer* Lub., *Vittatina* sp., *Ginkgocycadophytus* spp., *Cordaitina uralensis* (Lub.) Dibun., *Cordaitina* sp., *Florinites* sp., *F. visendus* (Ibr.) S., W., B., *Cadiospora magna* Kosanke f. *major* Inoss., *Callisporites* sp., *Lycospora deforma* Schwartzs., *Reticulatisporites* sp. Аналогичные спектры данного СПК встречены также в разрезах скважин Г-1 Синельниковская (интервал 2734–2736 м), П-38 Каратюбе (4783–4792, 4705–4710 м).

Подобные палинокомплексы с высоким содержанием одномешковой пыльцы, прежде всего *Potonieisporites*, описаны И. З. Фаддеевой [7] из слоев 1–25, 27–47 Айдаралашинского опорного разреза ассельского яруса в Актюбинском Приуралье. Названные слои выделены соответственно в никольский и айдаралашинский горизонты, сопоставляемые по фузулинидам с нижней и средней зонами ассельского яруса. Ею же [8] описан комплекс с преобладанием одномешковой пыльцы *Potonieisporites*, *Cordaitina*, *Florinites* из стратотипа ассельского яруса на р. Ассель и Никольского опорного разреза на правом берегу Урала. При этом

И. З. Фаддеева [9] отмечает, что комплексы с преобладанием пыльцы *Monosaccites* сменяют позднекаменноугольные комплексы, характеризующиеся высоким содержанием спор. В палинокомплексах Южного Приуралья на втором месте по численности стоит пыльца *Striatiti*, а в рассматриваемом нами — *Disaccites*. Высокое содержание *Monosaccites* характерно для разрезов ассельского яруса Донбасса [4], восточного склона Среднего Урала [1], а также нижнеассельских отложений Ирана [12].

СПК «*Disaccites* — *Monosaccites*» выделен из вышележащих отложений в разрезе скв. Г-12 Жанажол (2737–2744 м), представленных аналогичными аргиллитами с фузулинидами зоны *Schwagerina moelleri*, *Preudofusulina fecunda*, изученными М. Н. Изотовой. Он прослежен в разрезах скважин Жанажольской и Синельниковской площадей (Жанажольской зоны). В составе комплекса пыльца преобладает над спорами (95 и 5%). Соотношение основных таксономических групп следующее: *Monosaccites* — 24,5%, в том числе *Potonieisporites* 11,5%; *Florinites* 7%; *Cordaitina* 6%; *Disaccites* — 45%; *Vittatina* — 12%; *Striatiti* — 7%; *Azonaletes* — 4%; *Ginkgocycadophytus* — 2%; *Sporae* — 5%. Видовой состав комплекса: *Potonieisporites novicus* Bhard., *P. compositus* Schwartzs., *P. permolis* Schwartzs., *P. enormis* Schwartzs., *Gardenasporites* sp., *Protodiploxylinus* sp., *Pseudopodocarpus* sp., *Protohaploxylinus* sp., *Protodiploxylinus* sp., *Complexisporites fistulatus* Krus., *Complexisporites* sp., *Pityosporites* sp., *Platysaccus* sp., *Cordaitina donetziana* f. *plicata* Inoss., *Florinites* (?) *plicatus* f. *magnus* Inoss., *Vittatina vittifer* (Lub.) Sam., *V. zaueri* Efr., *V. vittifer* Lub. f. *minor* Samoil., *Cyclogranisporites* sp., *Convolutispora* sp.

Высокое содержание одномешковой пыльцы, в особенности *Potonieisporites* сближает палинокомплекс с предыдущим. В этом отношении определенная аналогия прослеживается между комплексами миоспор двух нижних горизонтов ассельского яруса Южного Приуралья — никольского и айдаралашинского, сопоставляемых с сокольевогорским горизонтом унифицированной

схемы перми европейской части СССР.

СПК «*Vittatina* — *Disaccites* — *Striatiti*» первоначально выделен из депрессионных песчано-кремнисто-глинистых отложений основания нижнепермской толщи Кенкинской площади (скв. П-89, 4334—4340 м), залегающей на среднекаменноугольных (нижнебашкирских) карбонатных породах. Примечательно, что керн из указанного интервала представлен соответственно и теми, и другими породами. В дальнейшем комплекс был встречен во многих других разрезах не только Кенкинской площади (скв. 102, 4365—4367 м; скв. 106, 4268—4273 м), но и других — Бозоба (скв. 4, 4403—4407 м; скв. 5, 4387—4393 м), Северный Киндсай (скв. 2, 4790—4796,5 м), Кожасай (скв. 80, 3405 м), Акжар-Тасши (скв. 7, 4852—4859 м), Каратюбе (скв. 38, 4670—4680 м), Жанатан (скв. 3, 4155—4160 м; скв. 5, 3445—3449 м), Восточный Тобускен (скв. 2, 3292—3299 м), Тортколь (скв. 4, 2997—3005, 3043—3051 м).

Для него очень характерно аномально-высокое (до 53,5 %) содержание *Vittatina* (супердоминанта) при умеренном количестве остальных компонентов (*Disaccites* — 11 %, *Striatiti* — 10 %, *Ginkgocycadophytus* — 7 %, *Azonalites* — 7 %, *Monosaccites*, *Sporae* — единично). Виттатины представлены, как правило, мелкими формами. В целом СПК имеет следующий видовой состав: *Vittatina zaueri* Efr., *V. vittifer* Lub., *V. vittifer* Lub. f. *minor* Samoil., *V. vittifer* Lub. f. *cinctutus* Samoil., *V. striata* Lub., *Vittatina* sp., *Protophloxypinus* sp., *Protodiploxypinus silvestriotypus* Sam., *Striatopinites micros* Hart., *Striatodiplopinites parvisaccus* Efr., *S. elongatus* Efr., *S. longelinus* Naum., *S. striatus* (Lub.) Sauer, *Striatohaplopinites vulgaris* Efr., *Striatohaplopinites* sp., *Striatopodocarpites tojmensis* Sed., *Ginkgocycadophytus caperatus* (Lub.) Samoil., *G. retroflexus* (Lub.) Samoil., *Azonalites* sp., *Cordaitina* sp.

Позднеассельский возраст палинокомплекса принят в некоторой степени условно с учетом стратиграфического положения вмещающих его отложений — выше аналогов соколевгорского горизонта и ниже бесспорно сакмарских. Кроме того, необходимо от-

метить, что Г. В. Дюпина [2] в верхней части ассельского яруса (с фузулинидами средней — верхней зон его) в разрезах Среднего и Южного Урала выделила комплекс миоспор, в котором заметно возрастает роль *Vittatina* и *Striatiti* при резком уменьшении значения *Potonieisporites*. Правда, в последнем не столь заметна роль *Disaccites*. К. И. Иносова, А. Х. Крузина, Е. Г. Шварцман [4] отмечают, что представители рода *Vittatina* в Донбассе характеризуют лишь нижнюю пермь и достигают максимального развития в славянской свите, венчающей разрез ассельских отложений. Эти авторы подчеркивают, что подобная смена доминант — *Potonieisporites* на *Vittatina* — наблюдается и в разрезах отена Западной Европы.

СПК «*Disaccites* — *Vittatina* — *Striatiti*» прослежен в ряде разрезов Кенкинской и Жанажольской геоструктурных зон. В нем споровая часть составляет не более 3 %, пыльцевая — до 97 %. Среди пыльцы доминируют *Disaccites* — 28 %, *Vittatina* — 24 % (в среднем) и *Striatiti* — 23 %. Остальные таксоны немногочисленны: *Ginkgocycadophytus* — 6 %, *Azonalites* — 3 %, *Cordaitina*, *Florinites*, *Potonieisporites* (т. е. *Monosaccites*) — единичны.

Видовой состав палинокомплекса: *Vittatina vittifer* Lub., *V. cinnata* Lub., *V. striata* Lub., *V. vittifer* Lub. f. *minor* Samoil., *Protophloxypinus perfectus* (Naum.) Samoil., *Protophloxypinus* sp., *Podocarpites alatus* (Lub.) Warjuch., *Limitisporites rectus* Lesch., *L. auritus* (Lub.) Striatohaplopininus verus Efr., *Striatobietes briki* Sed., *Striatodiplopinites striatus* (Lub.) Sauer, *Striatopodocarpites emendatus* Krus., *Striatocedruites parviextensisaccus* (Samoil.) Sauer, *Ginkgocycadophytus erosus* (Lub.) Sam., *G. caperatus* (Lub.) Sam., *G. retroflexus* (Lub.) Samoil., *G. subrotatus* (Lub.) Samoil., *Florinites luberae* Samoil., *Azonalites levis* Lub., *Cordaitina* sp.

В целом СПК можно сопоставить с комплексом миоспор, полученным Н. Н. Маркиной [6] из преимущественно карбонатных пород сакмарского яруса северо-западной части Прикаспийской впадины, в котором также отмечается доминирование пыльцы *Vittatina*

(29 %) и ее большее по сравнению с ассельской видовое разнообразие, многочисленность пыльцы *Disaccites*, значительное участие *Azonalites*. Г. В. Дюпина [10] в сакмарских комплексах западного склона Среднего Урала, изученных ею на различных стратиграфических уровнях, наблюдала преобладание стриатной пыльцы с воздушными мешками и виттатин.

СПК «*Vittatina* — *Disaccites* — *Ginkgocycadophytus*» представлен главным образом пылью *Vittatina* (23 %), *Disaccites* (21 %), *Ginkgocycadophytus* (21 %), *Azonalites* (20 %), *Striatiti* (9 %) и немногочисленными спорами (6 %). Видовой состав его следующий: *Vittatina vittifer* Lub., *V. intorta* Efr., *V. striata* Lub., *V. striata* f. *minor* (Lub.), *V. cinnata* Lub., *Vittatina* sp., *Protophloxypinus perfectus* (Naum.) Samoil., *P. tecturatus* (Lub.) Samoil., *Protopodocarpus alatus* (Lub.) Samoil., *Protocedrus parviextensisaccus* Samoil., *Striatohaplopinites perfectus* (Naum.) Sauer, *Striatodiplopinites longelinus* (Naum.) Sauer, *S. striatus* (Lub.) Sauer, *Striatohaplopinites tractiferinus* (Samoil.) Krus., *Ginkgocycadophytus erosus* (Lub.) Samoil., *G. caperatus* (Lub.) Samoil., *G. subrotatus* (Lub.) Samoil., *G. tunguskensis* (Lub.) Samoil., *Urmites* sp., *Azonalites levis* Lub., *Azonalites* sp., *Florinites luberae* Samoil. Палинокомплекс прослежен в разрезах большинства разведочных площадей района, а в разрезе скв. Г-110 Кенкиак (4134—4141 м) вмещающие его отложения охарактеризованы также фузулинидами зоны *Pseudofusulina concavitas* бурцевского горизонта артинского яруса, изученными М. Н. Изотовой.

СПК «*Disaccites* — *Vittatina* — *Ginkgocycadophytus*» выделен из отложений преимущественно глинистой толщи, залегающей стратиграфически выше отложений с предыдущим комплексом миоспор и фузулинидами бурцевского горизонта в разрезе скв. Г-110 Кенкиак (3797—3809 м), и прослежен во многих других разрезах Кенкиакской геоструктурной зоны. В нем содержатся немногочисленные споры (до 9 %), преобладает пыльца *Disaccites* (до 36 %), *Vittatina* (до 22 %), *Ginkgocycadophytus* (до 13 %) при небольшом

количестве пыльцы *Striatiti* (до 5 %) и единичных зернах *Monosaccites* (*Cordaitina*, *Florinites*). В целом СПК близок к предыдущему, а также характерен для артинского яруса. В пределах интервала распространения данного комплекса найдены фораминиферы артинского возраста — *Hemigordius* sp., *Glomospira vulgaris* Lip., *Ammodiscus semiconstrictus* Wat., *Globiluvulina?* ex gr. *bulloides* (Brad.), *Nodosaria netschajewi* Tsch., *Pseudofusulina* sp. и др. (определение С. К. Обуховой, скв. 2 Куантай, 3256—3259 м).

СПК «*Disaccites* — *Cordaitina* — *Striatiti*» приурочен к отложениям нижней сульфатно-терригенной толщи, которая традиционно относится к основанию разреза кунгурского яруса рассматриваемой территории. Толща часто с несогласием различной амплитуды перекрывает артинские (Кенкиакская зона) или более древние отложения нижней перми (Жанажольская зона). Палинокомплекс изучен в разрезах площадей Кожасай (скв. Г-82, 2841—2844 м), Бозоба (скв. Г-6, 3885—3891 м), Кенкиак (скв. Г-86, 3816,9—3820,5 м; скв. Г-90, 3656—3661 м; скв. Г-91, 3787—3790 м и др.). В нем *Disaccites* составляют 42 %, *Cordaitina* и *Striatiti* — по 12 %, *Ginkgocycadophytus* — 11,5 %, *Vittatina* — 7,5 %, *Florinites* — 7 %, *Azonalites* — 4 %, *Sporae* — 4 %.

В комплексе определены такие виды, как *Protophloxypinus silvestriotypus* Samoil., *P. prolixus* (Lub.) Samoil., *Protopodocarpus alatus* (Lub.) Samoil., *Striatobietes briki* Sed., *Striatopinites tojmensis* Sed., *Striatohaplopinites verus* Efr., *S. latissimus* (Lub.) Efr., *Striatodiplopinites elongatus* (Lub.) Efr., *Cordaitina rotata* (Lub.) Samoil., *C. ornata* (Lub.) Samoil., *C. spongiosa* (Lub.) Samoil., *C. uralensis* (Lub.) Samoil., *C. varians* (Sadk.), *Zonomonoletes turboreticulatus* Samoil., *Ginkgocycadophytus retroflexus* (Lub.) Samoil., *G. caperatus* (Lub.) Samoil., *Vittatina vittifer* Lub., *V. vittifer* f. *minor* Samoil., *V. striata* Lub., *V. cinnata* Lub., *Florinites luberae* Samoil., *Azonalites levis* Lub., *A. fabaginus* Samoil., *Azonalites* sp.

Характерной особенностью данного палинокомплекса является постоянное

присутствие в нем большого количества кордаитов. Многочисленность и разнообразие пыльцы кордаитов присущи кунгурскому комплексу миоценового Западного Примуроджарья, Актюбинского Приуралья, Пермского Прикамья, а также комплексу филипповского горизонта северо-западной части Прикаспийской впадины (Н. Н. Маркина, 1983). Кроме того, на этом стратиграфическом уровне отмечается существенное преобладание среди пыльцы хвойных неребристых форм, что также наблюдается в разрезах других районов.

Приведенная выше последовательность смены доминант отмечалась в разрезах обширной территории востока Прикаспийской впадины, что имеет важное стратиграфическое значение. В то же время вопрос о том, в какой мере здесь отражена естественная палинологическая сукцессия, пока не решен.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюпина Г. В. Нижнепермский спорово-пыльцевой комплекс рек Багарья и Караболки//Пермские отложения восточного склона Урала. Свердловск, 1967. С. 25—40.
2. Дюпина Г. В. Соотношение фаунистических зон и палинокомплексов в нижнепермских отложениях Среднего и Южного Урала//Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск, 1983. С. 62—69.
3. Дедович Г. С. К вопросу о стратиграфическом значении переотложенных спор карбона в нижнепермских отложениях Прикаспия//Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск, 1983. С. 60—61.



## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

УДК 551.242.5.056+553.078(574)

© В. И. Сегалович, Р. А. Эйшлин, 1990

### Окраины литосферных плит в разрезах земной коры Казахстана

В. И. СЕГАЛОВИЧ, Р. А. ЭЙДЛИН (КазВирГ)

При освещении разрезов земной коры в прогнозно-металлогенических целях только ее верхнюю (до 5—10 км) часть принято до настоящего времени представлять датированными и формацион-

4. Иносова К. И., Крузина А. Х., Шварцман Е. Г. Атлас микроспор и пыльцы верхнего карбона и нижней перми Донецкого бассейна.— М.: Недра, 1976.
5. Кухтинов Д. А., Алексеева В. И., Калмыкова А. Г. О переотложении палеонтологических остатков в перми и триасе Прикаспийской впадины и его возможных причинах//Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 3. С. 672—674.
6. Маркина Н. Н. Биостратиграфическое расчленение нижнепермских отложений северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления//Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1981. Вып. 22. С. 31—41.
7. Разрез Айдаралаша — опорный разрез асельского яруса (Актюбинское Приуралье). В. П. Пнев, А. Н. Полозова, А. М. Павлов, И. З. Фаддеева//Зап. Ленинградского горного ин-та. 1978. Т. 73. № 2. С. 90—98.
8. Стратотипический разрез оренбургского яруса у села Никольского (Южный Урал). В. П. Пнев, А. Н. Полозова, А. М. Павлов, И. З. Фаддеева//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 100—109.
9. Фаддеева И. З. Корреляция пермских отложений Евразийской и Ангарской фитогеографических областей по палинологическим данным в пределах СССР//Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск, 1983. С. 73—77.
10. Чувашинов Б. И., Дюпина Г. В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала.— М.: Наука, 1973.
11. Щуркин Б. С., Горячева Л. П. К оценке перспектив нефтегазоносности подсольных отложений южной части восточного борта Прикаспийской впадины//Сов. геол. 1975. № 2. С. 127—130.
12. Chateaufort I. I., Stampfli G. Premiere contribution a la palynologie du Permien d'Iran//Res. princip. result. scient. et techn. Serv. geol. nat. annee 1976. Paris, s. 2. P. 25.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

жущимися, допускающими эквивалентное перераспределение, геофизическими параметрами. Подобная двойственность препятствует пониманию действительных геологических, в т. ч. рудообразующих процессов, и не может быть преодолена в рамках чисто геофизического анализа или с помощью технических средств геофизики, включая самые совершенные средства сейсморазведки.

В течение ряда лет на примере изучения земной коры Казахстана — крупного региона, в состав которого входят разновозрастные и разнотипные блоки, принадлежавшие еще в палеозое к платформе, отстоявшим друг от друга на тысячи километров [1], исследовалась возможность геофизического обоснования разрезов, представляемых в геологической форме на полную мощность коры. Некоторые результаты ранее освещались прежде всего в методическом плане [2, 3]. При этом были опущены важные геологические и металлогенические аспекты и рассматривались преимущественно модели Казахстанской части Урала, ведущим процессом формирования которого в палеозое являлась обдукция океанического дна на пассивную окраину Восточно-Европейской платформы.

В земной коре Центрального и Восточного Казахстана позже были выделены структуры, образованные в различных иных обстановках взаимодействия литосферных плит на их последовательно эволюционирующих пассивных и активных окраинах и характеризующиеся закономерным проявлением определенных рудоносных формаций. Трудности конструирования полных разрезов путем прямых актуалистических сопоставлений заключается в том, что ни одна из структур внутриконтинентальной континентальной коры не может быть полностью отождествлена со структурами в стадии их формирования на современных окраинах. Усложнение структуры может быть следствием наложения разных геодинамических процессов в сменявшихся во времени обстановках. Несмотря на определенные различия, для них более всего характерна стабильность важнейших геофизических параметров, таких как мощность, средняя плотность и скорость распространения сейсмиче-

ских волн, уровень аномалий  $\Delta g$  и др. Такой стабильности признаков противостоит контрастность тех же параметров на современных окраинах литосферных плит.

Проблема разработки полных геологических моделей разрешается составлением соответствующих палеогеодинамически обоснованных полных разрезов земной коры прежде всего исходя из теоретических представлений о ее эволюции, и лишь затем — путем согласования с совокупной геолого-геофизической информацией. При этом не остается места традиционным представлениям о горизонтальной слоистости или дискретной блоковости.

Для построения разрезов до глубины 40—50 км может оказаться достаточно использовать главным образом известные ряды геологических формаций, проявленных на поверхности. Соответственно отпадает необходимость в геологически неопределенных «гранитном», «диоритовом» и «базальтовом» слоях, металлогеническое значение которых до сих пор продолжает еще обсуждаться. Практически на всех, в т. ч. самых глубоких уровнях, построенные разрезы адекватны геологической карте. Они конструируются из аллохтонных, пара- и ортоавтохтонных пластин или блоков, перекрытых орогенными и иногда платформенными комплексами, нарушенных ранними и поздними сбросами, надвигами и сдвигами. Кроме того, важная формообразующая роль в современном структурном облике отдельных участков отводится палингенным гранитным плутонам и гранито-гнейсовым диапирам.

Ведущие геологические комплексы — показатели геодинамических режимов — объединены в петрофизически однородные конструктивные элементы с выделением в их числе тех составляющих, которые могут быть ответственны за рудные процессы и локализацию рудных формаций и не обязательны для формирования месторождений. Последние определяют условия сохранности объектов поиска и их доступность.

Составление таких моделей стало возможным благодаря применению последовательного ряда генетических концепций, объединяемых теорией тек-

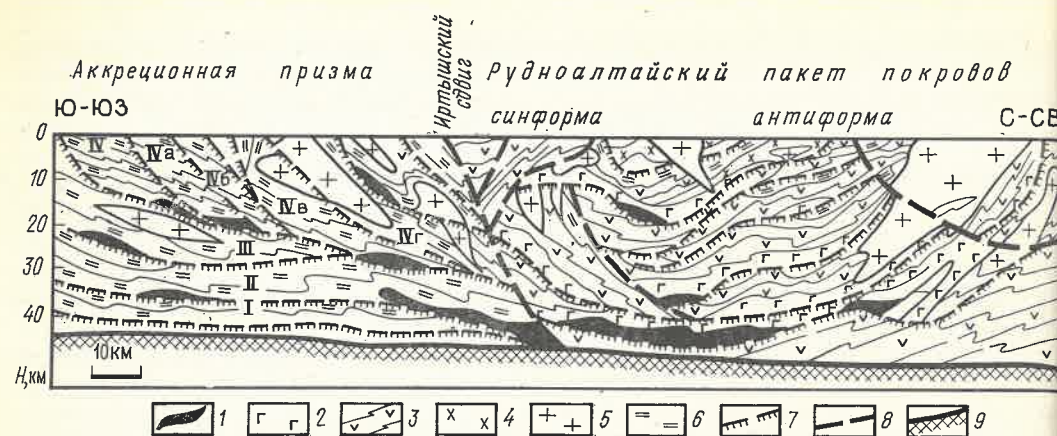


Рис. 1. Разрез земной коры Рудного Алтая и Калбы в Лениногорском пересечении (фрагмент):

1 — офиолиты раннего—среднего палеозоя; 2 — окраинно-морской комплекс (O—D<sub>1</sub>) коры окраинных бассейнов;

3 — осадочно-вулканогенные и осадочные формации; 4 — субдукционные гранитоиды (Земногорский комплекс); 5 — палингенные граниты (Лениногорский комплекс); 6 — осадочный комплекс аккреционной призмы I—IV; 7 — надвиг; 8 — сброс и сдвиг; 9 — поверхность М.

тоники литосферных плит. Для обоснования моделей геофизическими данными используются средства автоматизированной цифровой обработки [3].

Эффективность принятых моделей строения земной коры рудных районов рассматривается на примере Рудноалтайской и Северо-Казахстанской металлогенических провинций. Континентальная кора этих районов была сформирована соответственно в позднем и раннем палеозое в результате взаимодействия литосферных плит в зонах перехода континент — океан в процессе эволюции и коллизии ансамбля континент (микроконтинент) — окраинные моря — островные дуги — желоба — террейны.

Модель земной коры Рудного Алтая и обрамляющих его структур Зайсанской складчатой системы и Горного Алтая (рис. 1) построена на основании представления о следующей цепи событий, предопределивших образование основных компонентов разреза, а также формирование и эволюцию стратиформных, в т. ч. полиметаллических, месторождений.

Подстилающие, вмещающие и перекрывающие среднепалеозойские формации возникали в морских бассейнах с субокеанической корой над зоной субдукции крутого северо-восточного падения. Формировались следующие, обязательные для каждой рудной зоны элементы:

1) слой подушечных лав, параллельных даек и других компонентов спрединг-комплекса с метаперидотитами в основании, метаморфизованный к началу рудогенеза в амфиболитовой или зеленосланцевой фациях, и слой кремнистых осадков с силлами диабазов. Эти образования составили первичную подложку рудных объектов, отвечающую нынешнему ордовикско-силурийскому-нижнедевонскому комплексу метаморфических пород;

2) вулканические постройки, сложенные лавами кислого и среднего состава, эксплозивами, туфами с примесью терригенных и кремнистых пород. Они отвечают рудовмещающей формации и соответствуют среднедевонскому комплексу вулканической островной дуги;

3) эпивулканические осадочные карбонатно-терригенные толщи с подчиненными конформными (покровы, силлы) телами основного состава, представляющие первичную кровлю месторождений и отвечающие средне-верхнедевонскому комплексу островодужной серии;

4) субсинхронные и близэпивулканические интрузии секущего (штокадайки и др.) и субсогласного (купольные, лакколиты, силлы) типов — комагматического комплекса эффузивов и туфов.

Месторождения закономерно локализуются непосредственно под эпивулканическими (и эпирудными) осадка-

ми, на кровле вулканических построек, продолжаясь зачастую по системе трещин в виде жильных столбообразных тел вниз по разрезу. Образующиеся наложенные составляющие разреза используются в модели для имитации геологических структур, независимых от месторождений и присутствующих в произвольной по отношению к рудогенным факторам форме. Происхождение и эволюция соответствующих структур обусловлены процессами, реализованными, как правило, после генерации месторождений. Соответствующие тектоно-магматические процессы формируют структуры и в целом континентальную кору в следующем ряду событий.

1. Преобразование субокеанической (островодужной на симатическом основании) коры в субконтинентальную (переходную), отвечающее процессам горизонтального перемещения пластин этой коры на отложение тылового бассейна и склон континента (Горный Алтай) и включающее срыв формаций энсиматических островных дуг с заключенными в них месторождениями. Число аллохтонных пластин в разрезе с учетом дальнейших преобразований и мощности континентальной коры может достигать 4—5 (см. рис. 1). В основании каждой аллохтонной пластины залегают основные метаморфиты и реже — метаультрабазиты. Временной интервал перемещения покровов D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>;

2. Складчатая деформация с субдукционными гранитоидным и палингено-анатектическим гранитным магматизмом при общей сиализации и высокотемпературном метаморфизме, отвечающая времени главного орогенеза (C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>). Субдукционные гранитоиды субсогласны складчатым структурам и зонам тектонического перемещения, но деформируются более поздней складчатостью. Палингенные граниты, напротив, дисконформны. Параллельно формировались пакеты клиноформ — аккреционные призм Зайсанской системы (Калба-Нарымская, Чарская, Жарминская).

3. Разломно-глыбовые и другие деформации, сопровождающиеся денудацией одних и захоронением других участков земной коры при активизации и неотектонических движени-

ях (Pz<sub>3</sub>—Mz).

Разработанная модель земной коры Рудного Алтая подтверждена количественными данными гравиметрии и магниторазведки. Она радикально меняет представления о структуре коры и критериях прогноза оруденения. Бывшие «срединные массивы» с гирляндами приуроченных к ним в связи со сложной системой «глубинных» разломов и интрузивных комплексов месторождений представляются теперь в виде синформ, эрозионных останцов деформированных аллохтонных пластин с закономерно размещенными в конкретных стратификатах месторождениями. Они не имеют ничего общего ни с поздними интрузиями, ни с посторогенными разломами. Последние лишь деформируют их, определяя тем самым условия их доступности и сохранности. В тесной связи с повторяющимися в разрезе аллохтонными пластинами находится многоярусность оруденения, что обуславливает возможности прогноза. Закономерной представляется также и золотая минерализация в терригенных клиноформах Калба-Нарымской и Чарской аккреционных призм. Этот вопрос требует специального обсуждения.

Континентальная кора Северного Казахстана, по-видимому, образована в процессе коллизии островных дуг и террейнов с микроконтинентом. Необходимо было рассмотреть эволюцию расширенного ансамбля структур: микроконтинент — окраинные моря — островные дуги — желоба, при функционировании субдукции в интервале поздний кембрий — силур. В качестве детерминированных относительно главного оруденения конструктивных элементов разреза приняты следующие.

Автохтон — интегрированные метакомплексы протерозоя, представляющие кору Кокчетавского микроконтинента, образованные в раннем цикле в условиях активной окраины, и углесто-терригенный комплекс венда, являющийся производным седиментогенеза на его пассивной окраине. Начальный (континентальный) рифтогенез сопровождался (V—Є) внедрением расслоенных интрузий (Златогорский, Первомайский и другие массивы).



Рис. 2. Типовая модель разреза земной коры Северного Казахстана (фрагмент профиля МОБЗ — ГСЗ Макинский — Шат):

1 — девонская орогенная моласса; аллохтон; 2 — ост-

Аллохтон — зеленокаменные формации кембрия и ордовика, отчетливо разделяющиеся на венд-кембрийские офиолиты с отторженцами мантии, и кембро-ордовикские островодужные формации (энсиматические дуги) в совокупности с флишоидами окраинного моря или желоба, инъецированные конформно субдукционными интрузиями гранодиоритов ранних ( $O_2$ – $O_3$ ) фаз (рис. 2). С последними связано специфическое оруденение, тогда как стратиформные месторождения меди или полиметаллов и медно-порфировая минерализация не характерны. Зеленокаменные комплексы наложены на микроконтинент тектонически, где, создавая неравномерную нагрузку и «задавливая» автохтон в область высоких температур, стимулируют совместно с поздними субдукционными флюидами гранито-гнейсовый тектогенез. Возможно этим объясняется специфичность металлогении района.

Неоавтохтон — включает орогенный комплекс формаций и структур ( $S_2$ – $D_3$ ) и более поздние платформенные ( $C_1$ – $P_1$ ) и активизационные ( $T$ – $J$ ) образования. Наибольший интерес в металлогеническом отношении представляют орогенные структуры, образование которых обусловлено взламыванием аллохтонных пластин гранито-

роводужный комплекс (ордовик), 3 — океаническая кора (кембрий); 4 — отторженцы мантии; 5 — метаморфиты (гнейсы, сланцы); интрузивные комплексы; 6 — субдукционные гранодиориты, 7 — палингеновые граниты; остальные обозн. см. рис. 1

гнейсовыми куполами, одновременным формированием системы концентрически-дуговых наклонных разломов и накоплением вулканогенно-обломочных моласс. В это время объединяются в общую дренажную систему для гидротермальных растворов транзитная зона перемещения аллохтона и концентрически-дуговые листрические разломы, что в совокупности с контрастными ловушками получило, по-видимому, решающее значение для локализации главной рудной минерализации.

Таким образом, основные черты орогенной структуры земной коры Северного Казахстана, образованной в процессе гранито-гнейсового тектогенеза и деформации зеленокаменного аллохтона в процессе подкоровой конвекции и коровой адвекции, определяются чередованием характерных для района синформ и антиформ. Подобным представляется нам механизм образования и более древних структур в архей-протерозойских гранит-зеленокаменных поясах с их уникальной металлогенией. Зеленокаменные синформы в таком случае не имеют ничего общего с континентальным рифтогенезом, с помощью которого обычно пытаются объяснить их происхождение.

В качестве случайных по отношению к оруденению компонентов разреза нами рассматриваются структуры, сформированные в послесреднедевонское время. Они не оказывают столь существенного влияния, как это имеет место на Рудном Алтае, на геологическую модель. В то же время их необходимо учитывать при моделировании рудных узлов, вводя поправки за существенное геофизическое влияние таких факторов.

Представляется, что эффективность рассмотренных моделей заключается главным образом в возможности более полной интерпретации разноплановой геофизической, геологической и другой информации. Геодинамический анализ основных геологических формаций и структур с выделением в качестве целевых объектов обязательных относительно прогнозируемого оруденения факторов и в качестве помехообразующих объектов случайных факторов, ответственных лишь за доступность и сохранность месторождений, открывает возможность более эффективного комплексирования разных методов.

Геофизические аномалии отвечают главным образом современному распределению в земной коре конкретных

геологических структур. С другой стороны, каждая геодинамическая обстановка характеризуется своими аномалиями и только последовательный исторический анализ позволяет построить геологически обоснованную модель. По-видимому, возможности прогноза прямо зависят от разработки таких моделей, в которых появление рудных формаций рассматривается как естественное и закономерное звено в цепи событий, приводящих к образованию и эволюции геологических комплексов и земной коры в целом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кравцов Г. Г., Сегалович В. И. Методика подбора геолого-структурных моделей по заданному полю силы тяжести с помощью укрупненных многогранных элементов // Зап. Ленинградского горного института. 1976. Т. XIX. Вып. 2. С. 83–91.
2. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, М. В. Кононов и др. // Докл. на XXVII сессии МГК. М., 1984. Т. 3. С. 35–46.
3. Сегалович В. И. Геофизическая модель Кемпирсайского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 3. С. 669–772.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

УДК 551.14

© В. Л. Масайтис, 1990

#### Импактные кратеры: минерагенический потенциал и возможность изучения глубинного строения земной коры

В. Л. МАСАЙТИС (ВСЕГЕИ)

В последние годы резко возрос интерес геологов к взаимоотношениям Земля — космическое пространство. Выяснение роли астрономических факторов эволюции Земли является определяющим, особенно для раннего этапа ее развития, когда имела место интенсивная метеоритная бомбардировка земной поверхности. Предполагается, что некоторые крупные круговые структуры, обнаруженные в пределах щитов, развивались унаследованно на фоне первичных ударных бассейнов, возникших на ранних стадиях формирования земной коры и сходных во многих отношениях с подобными образованиями на других планетах.

В разных регионах мира известны многочисленные импактные круговые структуры — свидетельства затухающей метеоритной бомбардировки в течение последних 2 млрд лет. Сейчас обнаружено около 120 таких структур [1, 11], возникновение которых при соударении быстро летящих космических тел (крупных метеоритов, астероидов, комет) с поверхностью Земли устанавливается по геологическим, минералогическим, геохимическим и другим данным. Многие импактные кратеры детально закартированы и исследованы, в том числе на глубину, с помощью геофизических методов и бурения.

Весьма важный результат такого изучения — установление их определенной минерогенической роли [5]. Примерно в одной пятой части из выявленных древних импактных кратеров (астроблем), диаметр которых составляет от нескольких километров до 100 км и более, обнаружены проявления и месторождения рудного и нерудного минерального сырья, горючих ископаемых, подземных вод. Импактные круговые структуры вмещают полезные ископаемые как непосредственно связанные с термодинамическим преобразованием пород мишени (в том числе ранее содержавших те или иные виды минерального сырья), так и локализованные в пределах этих морфоструктур и контролируемые рядом морфологических, структурных и литологических факторов.

Продуктивными и вмещающими для тех или иных полезных ископаемых являются структурно-литологические комплексы астроблем. В породах цокольных комплексов (осадочных, магматических и метаморфических) располагаются скопления полезных ископаемых, первоначально присущих породам мишени, но затем выведенных на поверхность и деформированных при кратерообразовании (твердые ископаемые) либо же соответствующие концентрации, возникшие при фильтрации с глубины или по латерали в благоприятные структурные ловушки (жидкости и газы). К породам коптогенных комплексов (аллогенные брекчии и импактиты) приурочены те виды минерального сырья, которые возникли непосредственно при ударном метаморфизме, брекчировании и перемещении различных пород мишени при кратерообразовании, а также при последующей циркуляции подземных вод в нагретых ударом толщах. Здесь могут присутствовать и фрагменты первичных рудных образований, заимствованных из пород цокольного комплекса. В толщах осадочных пород заполняющего комплекса, сформированных в кратерных озерах, локализуются полезные ископаемые, являющиеся результатом переотложения пород цокольного и коптогенного комплексов, а также сингенетичные озерным осадкам каустобиолиты, эвапориты и т. п. Известен также случай

связи рудных месторождений с образованиями инъекционного комплекса — интрузивным телом, внедрившимся в структуру древнего импактного кратера [15].

Поскольку импактные кратеры возникали в различных геологических обстановках (на щитах, плитах, в складчатых областях и т. д.) и палеогеографических средах и продолжали длительно существовать в виде круговых морфоструктур, они как бы наследуют все особенности среды и особенности последующего развития регионов. Поэтому столь широк спектр известных видов минерального сырья, локализуемых в астроблемах (около трех десятков), из которых около половины являются предметом промышленных разработок или имеют запасы, достаточные для их освоения. Большинство полезных ископаемых залегают в астроблемах на той или иной глубине и лишь в случае значительной эрозии структур выходят на поверхность.

В последнее время древние импактные кратеры рассматриваются как новый тип геологических объектов, перспективных для поисков нефти и газа [3, 10]. Некоторые такие структуры в частности расположены в нефтеносном бассейне Уиллистон (Рейнхарт диаметром 8 км) и возможно являющиеся погребенными импактными кратерами (Вьюфилд и Игл Батт диаметром соответственно 2,5 и 20 км) вмещают залежи углеводородов, размещающиеся главным образом в линзах брекчий в зонах центральных поднятий или под кольцевым валом [14].

Широко распространено мнение о том, что углеводороды мигрировали по латерали вдоль пористого продуктивного пласта после образования и захоронения кратера и затем накапливались в благоприятной структурной ловушке — в центральном или кольцевом поднятии и в брекчиях. Вместе с тем высказываются предположения о том, что углеводороды имеют глубинный источник и мигрировали по вертикали вдоль возникших при кратерообразовании трещин, в частности, допускается мантийная природа этих углеводородов [3, 10]. Если в отношении астроблем, расположенных в бассейне Уиллистон, такие предположения вызывают сомнения, то для астроблем

Сильян (Швеция), имеющей диаметр около 52 км, они имеют достаточные основания. Данная астроблема в последние годы была объектом поисковых работ на газ. Она глубоко эродирована, причем в докембрийских гранитоидах цоколя сохранилась структура кольцевого желоба с блоками и клиппенами песчаников, доломитов, известняков позднепротерозойского и раннепалеозойского возраста. Гранитоиды в центральной части кратера брекчированы, трещиноваты, с признаками ударного метаморфизма. В сверхглубокой скважине Гравберг (6,6 км), заложенной в стороне от центра структуры, получен приток газов, находящихся под большим давлением, в составе которых преобладает метан, присутствуют другие углеводородные газы и гелий [10]. Многие исследователи считают, что дренаж газов в основном мантийного происхождения обусловлен глубокими трещинами, возникшими при образовании гигантского кратера и в настоящее время частично «залеченными».

Благоприятные оценки перспектив подобных импактных структур на углеводородное сырье, а также наличие крупных промышленных залежей железных руд, урана, меди, никеля, горючих сланцев, угля и ряда других полезных ископаемых в их пределах позволяют рассматривать астроблемы в качестве особых минерогенических объектов, существенно отличающихся от соответствующих типовых объектов эндогенного и экзогенного происхождения. Теплофизический анализ процессов импактного кратерообразования, особенно импактных событий больших энергий [8], показывает, что массы импактного расплава в кратере в виде мощных (до нескольких сотен метров) пластовых тел или распыленные в составе брекчий способствуют возникновению циркуляционных гидротермальных систем, особенно интенсивно функционирующих при значительной обводненности среды (наличие бассейнов, пористых водонасыщенных толщ пород мишени, обильных атмосферных осадков и т. д.). Некоторые подобные гидротермальные системы, применительно к отдельным кратерам Земли, а также к марсианским импактным кратерам, рассмотрены Х. Ньюсомом

[13].

В результате соответствующей циркуляции нагретых вод и паров образуются специфические вертикальные и другие зоны измененных пород, характеризующихся отложением парагенезисов минералов гидротермального происхождения (цеолитов, кальцита, кварца, хлорита и др.), известных в ряде астроблем. В тех случаях, когда вместе с ними накапливаются какие-либо рудные минералы, возникают галенит-сфалеритовые залежи и скопления руд другого состава, имеющие экономическую ценность. Небольшие месторождения такого типа известны в мегабрекчиях кольцевого желоба в астроблемах Сильян [12]. Сходные по составу рудные скопления установлены в астроблемах Крукид Крик (диаметр 5,5 км) и Серпент Маунд (6 км). Вместе с тем приуроченность рудных скоплений к структурам сравнительно небольшого диаметра, где импактный расплав вообще отсутствовал, или размещение рудных залежей на значительном удалении от возможно некогда существовавших скоплений расплава (ныне размытых, как в астроблемах Сильян) свидетельствуют о том, что возникновению гидротермальных циркуляционных систем способствовал не только расплав, как считает Х. Ньюсом [13], но и нагретые, хотя и до температур значительно ниже ликвидусных, брекчированные породы.

Анализ результатов функционирования упомянутых циркуляционных гидротермальных систем (т. е. зон преобразованных пород) в пределах крупных импактных кратеров и, в частности, в породах их основания кроме практического интереса имеет определенное значение в части возможности сопоставления моделей таких систем с рудогенерирующими циркуляционными системами некоторых типов гидротермальных месторождений цветных и редких металлов, золота и др., связанных с заведомо эндогенными процессами и источниками [6]. Теплофизические характеристики подобных систем в импактных кратерах — распределение температур нагретых масс пород, их теплопроводность и др. — могут быть оценены с достаточно большой точностью. В этом смысле важным представляется получение данных

об изменении градиента послеударных температур с глубиной, который определяется по степени ударных преобразований минералов, а также об амплитудах последующих перемещений масс деформированных пород с образованием центрального поднятия. Таким образом, может быть создана достаточно надежная модель циркуляционной системы, в известной мере аналогичной гидротермальным рудогенерирующим системам, связанным с какими-либо магматическими телами в верхних горизонтах земной коры, на основе которой можно получить принципиальные данные, обеспечивающие более точное прогнозирование локализации зон разгрузки рудоносных растворов вблизи таких тел.

При анализе теплофизических процессов в пределах крупных импактных кратеров следует иметь в виду еще одно важное обстоятельство. В одну из начальных фаз кратерообразования в транзитной камере на глубине несколько километров вскрытыми оказываются породы, которые первоначально (еще до воздействия ударной волны) были нагреты до температуры несколько десятков или даже до первых сотен градусов. Естественно, что породы испытывают дополнительный нагрев за фронтом затухающей ударной волны, который можно оценить количественно, если известны их свойства и характер затухания волны. Однако более важным является быстрое воздымание нагретых масс пород в центре структуры после удара, причем для крупных кратеров амплитуда воздымания может достигать многих километров. В целом это приводит к возникновению мощной тепловой аномалии, обусловленной не только ударным нагревом, но и подъемом поверхности геонизотерм на несколько километров. Тепловая аномалия, связанная в значительной мере с внутренним теплом Земли, может существовать весьма длительное время (до десятков миллионов лет), обуславливая ряд побочных эффектов, в том числе усиление процессов вертикальной циркуляции флюидных компонентов глубинного происхождения. В связи с изложенным можно рассмотреть вопрос и о возможности выявления и практического использования тепловых анома-

лий такого типа, приуроченных к центральному поднятию крупных астроблем мезозойско-кайнозойского возраста, хотя вопрос о длительности существования аномалий требует специальной проработки, что возможно при разбуривании центральных поднятий и достижении скважинами значительных глубин.

Неоднократно уже обсуждалась вероятность подъема с глубины в центральные части крупных (до 100 км и более) импактных кратеров относительно более плотных основных или ультраосновных масс в различном фазовом состоянии. Поскольку почти все известные крупные кратеры характеризуются отрицательными гравинаомалиями, обусловленными разуплотнением пород под воздействием ударной волны, такое предположение нельзя считать достаточно обоснованным, однако оно определенно заслуживает внимания и дальнейшего изучения.

Исследования древних импактных кратеров в связи с выяснением строения и состава недр земной коры предусматривают использование широкого спектра различных технических средств и методов [6]. Одни из них обеспечивают получение различных косвенных данных (дистанционное зондирование, геофизические методы), другие позволяют непосредственно проследить те или иные залегающие на глубине образования или изучать их состав (глубокое и сверхглубокое бурение, изучение ксенолитов глубинных пород, вынесенных к поверхности в результате эруптивных процессов и др.). Полученные данные интерпретируются с помощью определенных геологических моделей разных масштабов.

Важную роль в познании глубинного строения играют исследования, проводимые в рамках программы геотранверсов. В связи с этим можно отметить, что захороненные под более молодыми отложениями импактные кратеры диаметром от 3—4 до нескольких десятков километров и более обычно характеризуются отрицательным гравитационным полем округлой формы, осложненным центральной или (реже) кольцевой положительной аномалией, которые отражают особенности внутренней структуры находящейся на глубине астроблемы [2]. Особенности

магнитных и гравитационных полей позволяют наметить контуры исследуемых структур, определить места заложения скважин для их глубинного изучения и картирования, более точно построить модели строения погребенных кратеров и т. д. Древние импактные кратеры, кроме того, дают возможность как бы заглянуть в недра и исследовать залегающие там породы.

Как известно, при кратерообразовании вскрываются и часто выбрасываются на поверхность породы, которые залегают на глубинах несколько сотен метров (кратеры диаметром несколько километров) или даже многие километры (кратеры диаметром несколько десятков или до 100—150 км). В качестве примера можно привести кратер Жаманшин диаметром 13 км, где на поверхность выброшены глыбы пород, залегающие на глубине свыше 200—700 м [9]. В тех случаях, когда покров выбросов полностью или частично эродирован, определенное представление о характере пород глубоких горизонтов дает исследование центральных поднятий крупных кратеров, где амплитуда структурного подъема может достигать 5—6 км и более. Например, для Карского кратера диаметром около 65 км, находящегося в поле развития слабо деформированных пермских толщ, она составляет около 5—6 км, при этом в его центре вскрыты на поверхности нижнепалеозойские породы, под которыми, в свою очередь, как это установлено глубоким бурением, залегают протерозойские толщи [1]. Интересно отметить, что этот подход, позволяющий оценить характер пород, залегающих на значительной глубине от кратерированной поверхности, широко применяется при изучении других планет, в частности Луны. Дистанционные наблюдения, а также непосредственное изучение и опробование выбросов из кратеров астронавтами или с помощью автоматических межпланетных станций позволили получить обширный материал о составе пород лунной коры вплоть до глубин нескольких десятков километров [16].

В условиях Земли данные о составе выбросов из импактных кратеров, особенно большого диаметра и пород, вскрытых в пределах их центральных поднятий, имеют важное значение для

региональной геологии, а также для составления глубинных профилей континентальной коры. Глубокое и сверхглубокое бурение в пределах таких поднятий в крупных кратерах позволяет получить материалы о строении и составе верхних горизонтов земной коры, до глубин 15—18 км, при этом длина ствола скважины может составить лишь около половины указанной глубины. Это говорит об очень высокой эффективности проходки скважин в пределах центральных поднятий крупных астроблем. В обычных условиях для получения соответствующего разреза необходимо проектировать и проводить скважины на пока еще недоступную для современной техники глубину.

Если исходить из имеющихся данных о значительной глубинной экскавации континентальной земной коры при образовании весьма крупных кратеров, неизбежно следует вывод о том, что возникновение таких объектов на значительно менее мощной океанической коре (последних здесь должно быть больше, чем на континентальной, учитывая соотношение их площадей) должно приводить к выбросу подкорового материала, залегающего на глубинах 10—15 км. В этих случаях более вероятны и проявления триггерного вулканизма, локализуемого в своего рода горячих точках, которые могут быть центрами длительных извержений.

Итак, импактные кратеры, вскрывающие породы глубоких горизонтов, могут быть включены в качестве отдельных элементов в систему геотранверсов даже в тех случаях, когда бурение в их пределах не производилось. Ценность исследования этих образований, очевидно, резко увеличивается при бурении в пределах центральных поднятий до максимально возможных глубин. Изучение керн, полученного из таких скважин, наряду с привлечением комплекса других данных (геологической съемки поверхности, картировочного бурения, геофизических материалов, определения вещественного состава преобразованных ударной волной пород) позволяет с большой достоверностью установить особенности формирования структуры, что само по себе служит дополнительным мате-

риалом, подтверждающим ее импактную природу. На таком материале могут быть проверены различные схемы, нередко умозрительно показывающие особенности строения некоторых типов гигантских кольцевых структур, которым приписывается импактное происхождение. В настоящее время в таких схемах нет недостатка, причем относимые к импактным и изображаемые на мелкомасштабных схемах объекты чаще всего не имеют конкретного структурного и вещественного выражения. В этом смысле расшифровка глубинного строения крупных астроблем с помощью глубокого и сверхглубокого бурения приобретает еще один — методический аспект.

Правильная оценка природы круговых структур импактного происхождения и их минерагенического потенциала позволяет более обоснованно прогнозировать те или иные виды полезных ископаемых в их пределах, исключать те из них, которые в силу своего происхождения не могут ассоциировать с подобными структурами. Это обстоятельство особенно важно, поскольку существуют попытки не только рассматривать астроблемы как какие-то особые «криптовулканические» структуры [4] и связывать с ними определенные типы месторождений, но и приписывать им несвойственные минерагенические особенности, например, связывать с импактными кратерами те или иные сингенетические рудные эндогенные месторождения, не имеющие никакого отношения к импактному кратерообразованию.

В заключение необходимо отметить, что в настоящее время практическое значение древних импактных кратеров, представляющих собой особые минерагенические объекты, раскрыто далеко не полностью. При изучении и прогнозной оценке должны приниматься во внимание особенности их возникновения в той или иной геологической и палеогеографической обстановке и последующего длительного существования в качестве круговых морфоструктурных неоднородностей земной коры. Особый интерес представляет анализ тепловой истории этих объектов, в том числе как потенциальных источников геотермальной энергии. Будучи своего рода «окнами» в глубокие недра, древ-

ние импактные кратеры, особенно большого диаметра, заслуживают пристального исследования и с этих позиций. Определенное значение имеют данные о внутреннем строении кратеров и составе пород для развития представлений о возникновении и функционировании гидротермальных рудогенерирующих систем.

Глубокое бурение в пределах рассматриваемых структур — уникальная возможность изучения как крупномасштабных процессов импактного кратерообразования, что имеет сравнительно-планетологическое значение, так и выяснения состава и строения весьма глубоко залегающих горизонтов земной коры, что, наряду с другими данными, может быть использовано для создания более совершенных ее моделей, основанных на анализе геофизических материалов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология астроблем/В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Машак и др. — Л.: Недра, 1980.
2. Дабига А. И., Федынский В. В. Геофизическая характеристика метеоритных кратеров//Метеоритные структуры на поверхности планет. М., 1979. С. 99—116.
3. Краюшкин В. А., Гуров Е. П. К перспективе поисков нефти и газа в астроблемах Украины//Геол. журнал. 1989. № 1. С. 17—27.
4. Масайтис В. Л. «Криптовулканизм» — иллюзия или иллюзия?//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 130—135.
5. Масайтис В. Л. Минерагенические системы импактных кратеров//Геология рудных месторождений. 1989. № 3. С. 3—17.
6. Сверхглубокое континентальное бурение: глубинные геофизические исследования. Тез. докл. Ярославль, 1988.
7. Сравнительная планетология: Докл. XXVI МГК. — М.: Наука, 1984. Т. 19.
8. Ударные кратеры на Луне и планетах/Под ред. М. А. Садовского. — М.: Наука, 1983.
9. Флоренский П. В., Дабига А. И. Метеоритный кратер Жаманшин. — М.: Наука, 1980.
10. Boden Ed. A., Erikson K. G. Deep drilling in crystalline bedrock. The deep gas drilling in the Siljan impact structure, Sweden and astroblesmes//Springer Verlag, Berlin-Heidelberg. 1988. Vol. 1.
11. Grieve R. A. F. Terrestrial impact structures//Annual Rev. Earth Planet. Sci. 1988. N. 15. P. 245—270.
12. Johansson A. Geochemical studies on the Boda Pb—Zn deposit in the Siljan astrobleme, central Sweden//Geol. förenings Stockholm förhandlingar. 1984. Vol. 10. N 1. P. 15—25.
13. Newsom H. E. Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars/Icarus. 1980. N 44. P. 207—216.
14. Sawatzky H. B. Buried impact craters in the Williston basin and adjacent area//In Impact and explosion cratering. Pergamon Press. 1977. P. 461—480.
15. The geology and ore deposits of the Sud-

bury structure Ontario//Geol. Surv. Sp. 1984. Vol. 1.

16. Wilhelms D. E. The geologic history of the Moon//US Geol. Surv. Prof. Pap. 1987. N 1348.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

© В. С. Старосельцев, 1990

УДК 551.243.12(571.51)

### Клиновидные поствулканические грабены Тунгусской синеклизы

В. С. СТАРОСЕЛЬЦЕВ (СНИИГГМС)

После завершения интенсивного пермо-триасового траппового магматизма на территории Тунгусской синеклизы она испытала дифференцированные тектонические движения, обусловившие большое разнообразие пликативно-дизъюнктивных дислокаций. Особого внимания заслуживают клиновидные, нередко ограниченные разрывами листрического типа грабены, затрагивающие лишь верхнюю часть разреза платформенного чехла. Впервые такие структуры обнаружены и изучены на крайнем северо-западе синеклизы, в пределах Талнахского рудного узла. В 1959 г. автором были закартированы ограничивающие их сбросы с амплитудами в первые сотни метров и высказано мнение об их образовании под влиянием глубоких мезозойских прогибаний прилегающей на севере к региону территории. Наличие преимущественно крутопадающих в естественных обнажениях поверхностей сместителей сбросов не позволяло до бурения многочисленных колонковых скважин понять характер их сочленения на глубине. Это стало возможным лишь при разведке Талнахского месторождения сульфидных руд.

На поверхности рассматриваемые дизъюнктивы образуют густую сеть определенно ориентированных, нередко дугообразно изогнутых линий. Достаточно полное представление об их расположении дает тектоническая схема Талнахского рудного узла, приведенная в работе А. В. Тарасова [3]. Наиболее протяженные разрывы прослеживаются от Норильско-Хараелахского (или субпараллельного ему разлома руч. Медвежьего) сначала почти

перпендикулярно им в западно-северо-западном, а затем в северо-западном направлении. При этом они обнаруживают тенденцию к попарному сближению, иногда вплоть до полного слияния. Между ними развито большое количество относительно прямолинейных субперпендикулярных им или диагональных разломов. Вертикальная составляющая перемещения по наиболее протяженным разрывам часто достигает несколько сотен метров. Попарно сближающиеся субширотно-северо-западные разрывы обычно ограничивают грабены, разделенные относительно приподнятыми соизмеримыми с ними блоками.

Густая сеть разведочных скважин позволила проследить дизъюнктивы на всем их протяжении. Как показали построения В. Ф. Кравцова и Ю. Н. Седыха (1971), Л. М. Шадрина и других исследователей (1973, 1977), в менее компетентных, чем базальты, триасовых туфогенных, верхнепалеозойских терригенных угленосных или девонских сульфато(соле)носных породах такие разрывы выполаживаются и соединяются, образуя в поперечном сечении серию клиновидных грабенов, нередко с полусферическими границами.

При анализе рис. 1 нельзя не обратить внимания на чрезвычайно важную для понимания природы этих дислокаций особенность их строения: практически по всему ограничению клиновидных блоков фиксируется выпадение из вертикального разреза большего или меньшего стратиграфического интервала, типичного для изучаемого участка. Следует также под-

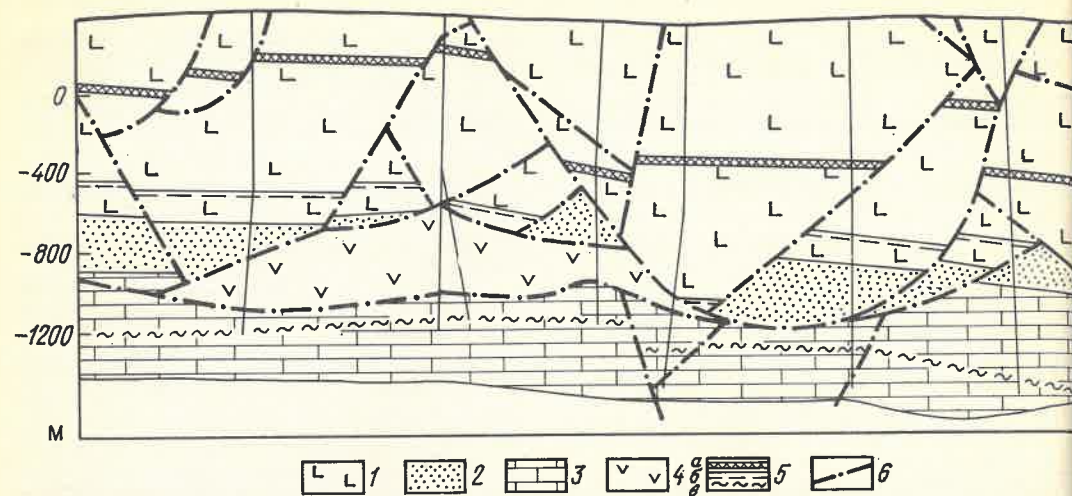


Рис. 1. Фрагмент субмеридионального профиля Талнахского участка (по материалам Л. М. Шадрин и др., 1983):

1 — пермо-триасовые базальты; 2 — верхнепалеозойские терригенные угленосные породы; 3 — девонские

сульфатно-карбонатные породы; 4 — метасоматические и интрузивные породы; 5 — маркирующие горизонты в базальтах триаса (а), перми (б) и в девонских карбонатных породах (а); 6 — разрывные нарушения

черкнуть асимметричность строения самих грабенов. В большинстве случаев более крутыми являются их северные ограничения, хотя имеют место и обратные соотношения. В целом довольно часто фиксируется как бы срезание севернее расположенных грабенов южными.

Описанные особенности дизъюнктивной тектоники Талнахского рудного узла свидетельствуют об определяющей роли в ее формировании сил растяжения, имевших преимущественно северную направленность. Образование рассматриваемых структур в условиях общего растяжения ранее отмечали Л. М. Шадрин и другие исследователи, подчеркивавшие приуроченность основания клиновидных грабенов и рудоносных интрузий к одной и той же субгоризонтальной ослабленной зоне. По мнению В. Ф. Кравцова и Ю. Н. Седыха (1971), клиновидные грабены — результат проседания кровли рудоносных интрузий при остывании магматического расплава. В. С. Нестеровский (1968, 1971) связывал эти грабены с трещинами отрыва, образованными в результате левосторонних сдвиговых перемещений по субмеридиональному Норильско-Хараелахскому разлому. А. В. Тарасов (1974, 1978) придавал определяющее значение гравитационному скольжению толщ

в зоне сочленения Южно-Пясинской антиклинали и Хараелахской мульды, при формировании которой триасовый туфогенно-эффузивный комплекс испытывал деформации в двух направлениях: от центра мульды к периферии вследствие прогибания с соответствующим сжатием верхних горизонтов и к центру мульды за счет отмеченного выше гравитационного скольжения. В результате на периферии мульды одновременно создавались условия сжатия и растяжения, а в ее центральной части — только сжатия.

Реконструкции первоначального сплошного распространения разновозрастных базальтовых покровов, слагающих клиновидные грабены и разделяющие их блоки, свидетельствуют о значительном расширении исследуемой площади в результате формирования грабенов, что никак не увязывается с представлениями о господстве в Хараелахской мульде сил сжатия. Широкое распространение клиновидных грабенов вне контуров рудоносных дифференцированных интрузий не позволяет связывать их формирование с проседанием кровли магматической камеры в период остывания расплава. Анализ фактического материала не подтверждает и представления о приуроченности их к трещинам отрыва, оперяющим сдвиг по Норильско-Хара-

елахскому разлому. С учетом приверженности к последней точке зрения многих исследователей Норильского района более подробно остановимся на противоречащих ей аргументах.

Прежде всего необходимо отметить субперпендикулярное сочленение разломов, ограничивающих клиновидные грабены, с Норильско-Хараелахской зоной, что совсем не характерно для оперяющих сдвиги трещин отрыва, образующих обычно с ними углы до  $45^\circ$ . Кроме того, последние обычно развиты по обоим сторонам сдвига, тогда как к востоку от Норильско-Хараелахской зоны они отсутствуют. Сама эта зона разделяет на две неравные части и Хараелахско-Иконский, и Норильско-Вологочанский прогибы, встречные (южная и северная соответственно) центриклинали которых смещены по ней в противоположные стороны: юго-западный блок первой — на юг, а северо-западный второй — на север. Отличается при этом и направление вертикального перемещения блоков, разделенных этой зоной: на юге Хараелахско-Иконского прогиба на 100—150 м опущен западный, а на севере Норильско-Вологочанского — на близкое значение — восточный блок, что характерно для шарнирных сбросов (В. В. Белоусов, 1954). Отмеченные кинематические особенности Норильско-Хараелахского разлома не позволяют рассматривать его в качестве левостороннего сдвига со значительной амплитудой перемещения в посттрапповое время. После накопления пермо-триасовой туфогенно-эффузивной толщи, полностью затронутой клиновидными грабенами, сдвиговая составляющая по этому разлому не может превышать первых сотен метров.

Западнее и северо-западнее Норильско-Хараелахского разлома распространение сфероидальных и клиновидных грабенов триасово-девонской толщи ограничивается восточным крылом Южно-Пясинского куполовидного поднятия и его вытянутого на север антиклинального продолжения, отделяющего северную часть Вологочанской мульды от Хараелахской. Несколько аналогичных грабенов зафиксировано и в существенно хуже изученной бурением западной крыльевой зоне указанной системы поднятий. В целом раз-

ломы, ограничивающие грабены на востоке и западе последней, образуют почти прямой угол, биссектрисой которого является ее осевая линия. Это направленное на север стреловидное сочетание дислокаций наводит на мысль о существенной роли в формировании грабенов не только роста Пясинской системы поднятий, но и растягивающих напряжений, обусловленных интенсивным опусканием смежной территории Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Судя по геологическим материалам, этот прогиб и Южно-Пясинское поднятие формировались после завершения пермо-триасового базальтоидного вулканизма и, возможно, даже вскоре после него. В подобных динамических условиях различия пластичности разновозрастных горизонтов платформенного чехла могли вызвать появление субгоризонтальных ослабленных зон при переходе от компетентных (базальты) к менее компетентным (насыщенные водой терригенные породы, сульфаты, соли) толщам. Формирующиеся при таком растяжении сбросы нередко выполаживались книзу, образуя, по существу, листовые поверхности. Проседание блоков по таким поверхностям «вызывает раздвижение стенок сбросов в верхнем интервале, характеризующемся большей крутизной, в связи с чем создаются условия для смещения масс опущенного крыла в виде одного или нескольких обратных сбросов с противоположным наклоном по отношению к главной дислокации» [4, с. 99]. При этом, как и в пределах Талнахского рудного узла, под килем возникших грабенов отсутствуют в разрезе значительные стратиграфические интервалы отложений, развитых на смежных участках.

На остальной территории Тунгусской синеклизы, за пределами Норильского района подобные грабены практически не выделяются, хотя их существование вполне вероятно. Об этом свидетельствуют результаты проведенного нами анализа фактического материала по одному из наиболее изученных глубоким и колонковым бурением поднятий внутренних районов Тунгусской синеклизы — Собинско-Тэтринскому. Оно расположено в южной части синеклизы и осложняет сед-

ловину между Непско-Ботубинской и Байкитской антеклизми [1]. Это поднятие представляет собой вытянутый почти на 200 км в западно-юго-западном направлении структурный мыс шириной 30—60 км, раскрывающийся на северо-восток, в сторону Непско-Ботубинской антеклизмы. Перепад абсолютных отметок подошвы кембрийских отложений между шарнирами самого поднятия и смежных прогибов на северо-северо-западе составляет около 1000 м, на юго-юго-востоке — 400 м (при горизонтальном проложении в обоих случаях порядка 40 км). Вдоль юго-юго-восточного крыла субпараллельно оси поднятия сейсморазведкой и бурением прослежен разлом с невыясненной кинематикой. Время активного роста поднятия охватывает период, по крайней мере, от начала позднего палеозоя до кайнозоя, а, возможно, и кембрийско-девонское время.

На обоих крыльях Собинско-Тэтэринского поднятия, преимущественно на их глубоких погружениях, в нескольких скважинах (12, 15, в меньшей мере 18, 20, 516 на юго-юго-восточном крыле, 504, 502 — на северо-северо-западном) зафиксированы anomalно сокращенные по сравнению со смежными участками суммарные толщины верхнепалеозойских отложений. При этом перекрывающие их самые верхние в дочетвертичном разрезе триасовые вулканогенные образования, напротив, характеризуются увеличенной толщиной. Обычно считается, что такие аномалии присущи крупным блокам, ограниченными субвертикальными палеоразрывами и испытавшим значительный предтриасовый подъем и размыв верхнепалеозойских отложений с последующим опусканием и накоплением мощной толщи вулканогенных образований [2]. Пример такой интерпретации разреза приведен по профилю, проходящему через колонковую скв. 12 (рис. 2; 3, I). В районе этой скважины закартированы заметно сближающиеся разрывные нарушения восточно-северо-восточной ориентировки (см. рис. 2).

Плотность колонкового бурения на рассматриваемом участке не позволяет проследить поверхности сместителей разрывов с такой же детальностью, как это сделано для Талнахско-

го рудного узла. Положение усложняется еще плохой обнаженностью триасовых туфогенных пород в отличие от базальтовых покровов Норильского района и отсутствием надежных опорных поверхностей для корреляции и структурных построений. Можно лишь, основываясь на аналогии взаимоотношений триасовых и подстилающих образований в вертикальном разрезе, предполагать, что и здесь мы имеем дело с клиновидными грабенами, осложняющими только верхнюю часть платформенного чехла. Этому не противоречат и результаты бурения колонковых скв. 515, 514 и 516. Кстати, последние расположены на продолжении или вблизи разрывных нарушений той же ориентировки и вскрывают относительно сокращенный (порядка 80 м по сравнению с почти 400 м в скв. 515) разрез верхнепалеозойских отложений. С учетом положения на поверхности отмеченных выше разрывов и проекций разрезов скв. 516 и 515 на анализируемый профиль предложен иной вариант трактовки геологического строения платформенного чехла (см. рис. 3, II). Сравнение обоих вариантов свидетельствует об их принципиальном различии, что крайне важно принимать во внимание в процессе анализа скоростных неоднородностей верхней части разреза при выявлении и подготовке объектов глубокого нефтегазопроискового бурения.

Объяснение аномального сокращения толщины верхнепалеозойских отложений в скв. 15, 18, 20, 502 и 504 существованием в верхней части разреза клиновидных бескорневых грабенов также вполне возможно с учетом имеющихся геологических данных. Структурное положение предполагаемых грабенов относительно Собинско-Тэтэринского поднятия свидетельствует об их тесной взаимосвязи. При этом необходимо подчеркнуть не только приуроченность грабенов к глубоким погружениям крыльев поднятия, но и значительную контрастность последнего, сближающую его с Южно-Пясинским куполом.

Определенные доказательства существования клиновидных грабенов имеются и в пределах Бахтинского межавыступа на западе Тунгусской синеклизы. Так, в естественных береговых

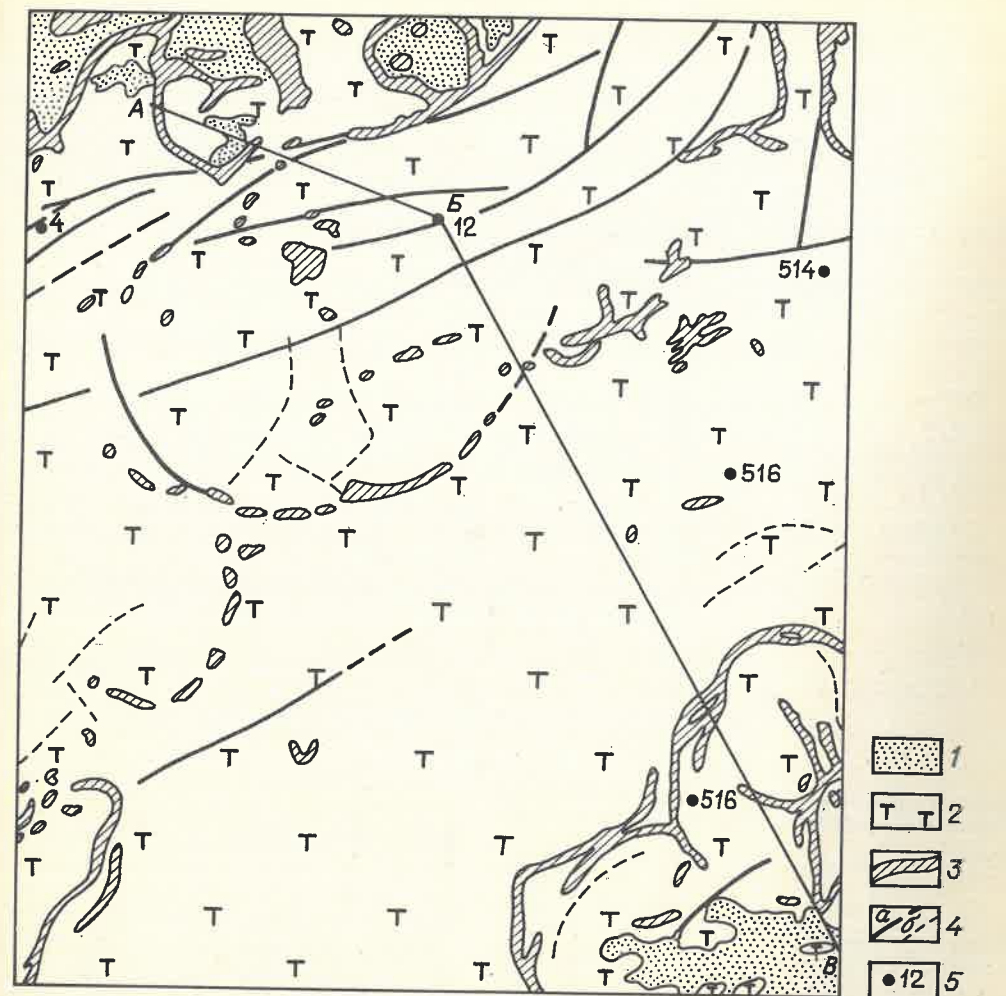


Рис. 2. Фрагмент геологической карты Собинского участка (по материалам ПГО «Красноярскгеология»):

породы: 1 — верхнепалеозойские терригенные угле-

носные, 2 — триасовые туфогенные, 3 — интрузивные (долериты); 4 — разрывные нарушения (а — закартированные, б — выделенные при дешифрировании аэрофотоснимков); 5 — колонковые скважины; АБВ — профиль

обнажениях р. Муисма мы вместе с А. В. Хоменко и Т. Р. Кудриной (СНИИГГиМС) наблюдали узкие (до первых сотен метров в поперечнике) блоки триасовых туфогенных пород, отделенные от пермских угленосных отложений наклонными сбросами с углом падения поверхностей смещения порядка 60—75° и амплитудой в десятки — первые сотни метров. Один из таких блоков субмеридиональной ориентировки находится в 1,2 км ниже по течению р. Муисма от скв. Знг-1, в которой и зафиксировано скачкообразное по сравнению с соседними скважинами (Хлм-212, ГФ-1, Хлм-4, Мк-4) сокращение мощностей верхнепалеозойских

отложений в 1,5—2 раза. Близкое расположение грабена, выполненного триасовыми породами, и вскрытие пробуренной рядом скважиной толщи таких же пород на сокращенных по мощности до 176 м угленосных осадках, скорее всего, не случайны. Поскольку подобные грабены на рассматриваемом участке не единичны, есть основания считать вполне вероятной приуроченность скв. Знг-1 к одному из них. В структурном отношении грабены нижнего течения р. Муисма принадлежат зоне перехода от Бахтинского межавыступа, точнее Сурингдаконского свода, к Нижнетунгусскому мегапрогибу, которая могла испытывать

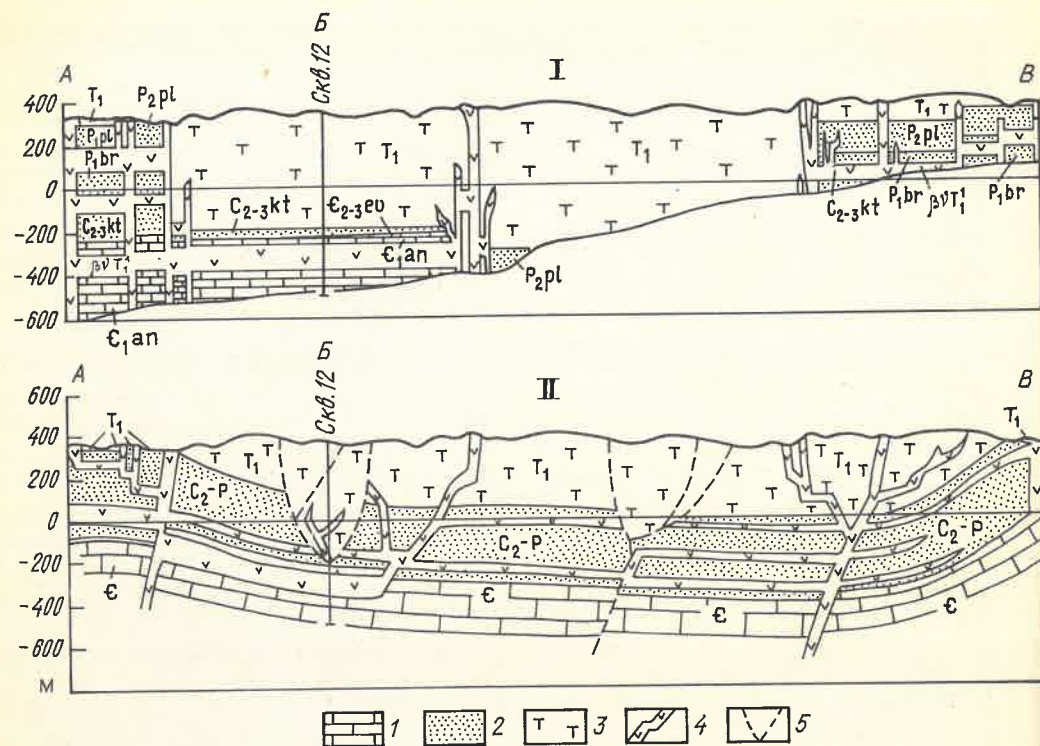


Рис. 3. Варианты интерпретации геологических материалов профиля АБВ на Собинском участке:

I — по В. М. Соболенко и Б. А. Померанцеву

значительные растяжения при формировании крупных структур противоположного знака.

В 25 км восточнее скв. Знг-1 на р. Муисма еще одной скважиной (Хлм-5) зафиксирована сокращенная мощность верхнепалеозойских отложений до 23 м, в то время как в соседних скв. Гф-2 и Хлм-2 она составляет соответственно 380 и больше 220 м. Судя по аэрофотоснимкам, скв. Хлм-5 приурочена к зоне сгущения разрывных нарушений субмеридиональной ориентировки, что позволяет прогнозировать и здесь существование клиновидного грабена, выполненного триасовыми туфогенными породами мощностью свыше 250 м. В случае подтверждения этого на основании отмеченной выше связи подобных грабенов с контрастными поднятиями можно считать, что между скв. Знг-1 и Хлм-5 существует выявленная сейсморазведкой Холминская положительная структура. Скорее всего, она имеет значительную амплитуду и относительно

(1983), II — по автору; породы: 1 — кембрийские соленосно-карбонатные, 2 — верхнепалеозойские терригенные угленосные, 3 — триасовые туфогенные, 4 — интрузивные (долериты); 5 — основные разломы

крутые западное и восточное крылья.

Вероятно, аналогична природа и таких давно известных грабенов, как Кулгахтахский на западном крыле Рыбинского поднятия в Норильском районе. Ограничивающие его на поверхности сбросы также сближаются в северо-северо-восточном направлении, составляя острый угол с осью поднятия. Есть основания предполагать, что при целенаправленном анализе фактического материала клиновидные грабены, затухающие в верхней части разреза платформенного чехла, будут отмечены на многих участках Тунгусской синеклизы. Для их подтверждения, конечно, потребуются значительные объемы колонкового бурения, проведение которого на отдельных опорных участках вполне оправдано, т. к. оно повышает эффективность сейсморазведочных работ при выявлении и подготовке структурных объектов для нефтегазопроискового бурения, прежде всего за счет более рациональной концентрации сейсморазведки в пределах кон-

трастных поднятий, выделенных с учетом расположения клиновидных грабенов. Увеличению надежности структурных построений по сейсморазведочным данным будет также способствовать и соответствующее уточнение скоростной модели верхней части разреза в областях широкого развития пород трапповой формации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология нефти и газа Сибирской платфор-

мы/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. — М.: Недра, 1981.

2. Сапронов Н. Л. Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы. — Новосибирск: Наука, 1986.

3. Тарасов А. В. Структуры Норильского, Талнахского и Имандинского рудных узлов//Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск, 1978. С. 169—195.

4. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. — М.: Недра, 1981.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

УДК 551.24 (479.24)

### О современном геодинамическом состоянии земной коры Азербайджана

Э. Н. ХАЛИЛОВ, Ф. Г. ГАДЖИЕВ, Э. Б. ЛАТЫПОВА,  
С. Н. ПЫРКОВА (ЮЖНИИГеофизика)

Изучение современных геодинамических процессов важно как для совершенствования общей теории тектогенеза, так и для оценки опасности и разрушительных последствий землетрясений. Можно выделить три главные особенности изучения современных тектонических процессов, обуславливающие по сравнению с исследованием древних процессов более высокую точность и разнообразие определяемых параметров геологической среды. Во-первых, проявления современного тектогенеза на земной поверхности не искажены последующими событиями. Во-вторых, будучи сопоставлены с геофизическими полями и параметрами землетрясений, они характеризуют тектонические процессы во всем объеме земной коры. В-третьих, современный анализ голоценовых и собственно современных проявлений позволяет сопоставить последствия событий в геологическом усредненном и реальном масштабе времени, показывая сложное, порой весьма неравномерное течение процессов. Все это делает возможным создание актуалистической модели тектоники литосферы, весьма важной для познания геологического прошлого и настоящего [5].

Наиболее яркий и чувствительный индикатор эндогенной активности Земли — землетрясения. Однако изучение их сводится, как правило, к построению карт сейсмического районирования, сейсмической активности и др. На наш взгляд, эти карты малоинформативны и в определенной степени абстрактны. Они весьма приблизительно отражают связь пространственного распределения сейсмичности с глубинным строением.

Мы попытались изучить современное геодинамическое состояние земной коры Азербайджана на основе анализа пространственно-временных закономерностей сейсмичности. Территория была условно охвачена «квадратом» с координатами 38—43° с. ш. и 44—51° в. д. для удобства машинной обработки данных по землетрясениям. Из каталога [2] были выбраны

землетрясения, эпицентры которых попали в пределы указанного квадрата. Изучался период времени 1930—1974 гг, статистически наиболее полно представленный в каталоге. На основе соответствующей выборки был сформирован исходный каталог, содержащий 439 землетрясений, произошедших на изучаемой территории.

При анализе статистических параметров сейсмичности мы рассматривали не средние плотности эпицентров и энергии землетрясений на единицу площади, как в работе [1], а плотности гипоцентров и энергии землетрясений в единице объема земной коры, т. е. особенности распределения указанных параметров по глубине. При расчетах использовался метод скользящего окна, размеры которого должны быть соизмеримы с классом точности определения координат эпицентров. Г. И. Рейснер при выборе размеров окна для территории Кавказа за оптимальный принял круг с радиусом 15 км, поскольку использовал каталог, в котором класс точности нахождения координат эпицентров землетрясений составляет не более 50 км [3]. Нами были определены оптимальные размеры участков 100×110 км, т. е. стороны их соответствуют 1° географических координат. Оптимальный шаг был выбран равным 0,25°: больший либо меньший шаг скольжения сглаживает либо излишне детализирует картину.

Методом скользящего окна для территории Азербайджана были рассчитаны распределения плотности гипоцентров и энергии землетрясений по глубине в пределах каждого участка. Оптимальная мощность интервала разбиения совокупности глубин составила 5 км. В целях повышения достоверности результатов обработка производилась только для тех участков, в пределы которых попадало не менее 10 гипоцентров землетрясений. Указанные параметры рассчитывались непосредственно суммированием. Энергия  $i$ -го землетрясения  $E_i$  определялась по формуле Гутенберга — Рихтера — Раутмана

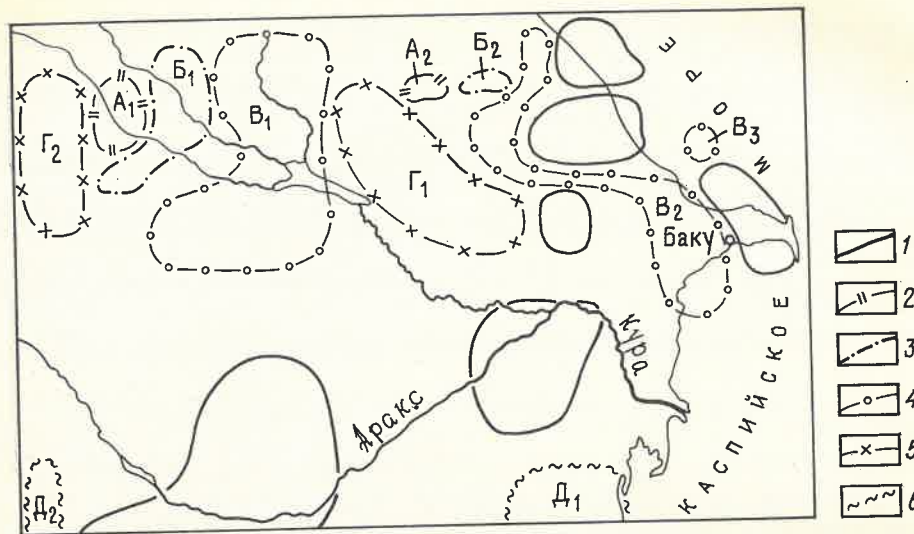


Рис. 1. Зоны с идентичным характером распределения плотности энергии землетрясений:

1 — самостоятельные зоны; квазиродные зоны: 2 —  $A_1, A_2, 3 — B_1, B_2, 4 — B_1, B_2, 5 — Г_1, Г_2, 6 — Д_1, Д_2$

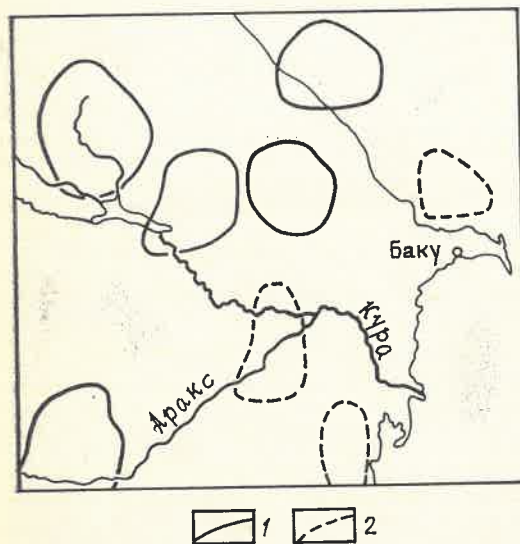


Рис. 2. Зоны с идентичным распределением во времени энергии землетрясений:

границы: 1 — уверенные, 2 — неуверенные

$$\lg E_i = 4 + 1,8 M_i,$$

где  $M_i$  — магнитуа  $i$ -го землетрясения.

Ряды для всех участков сравнивались между собой и в случае их сходимости с коэффициентом корреляции более 0,9 объединялись в зоны (рис. 1), в пределах каждой из которых характер распределения плотности энергии землетрясений по глубине одинаков.

Для выявления особенностей геодинамического состояния земной коры исследовались изменения параметров сейсмичности для территории Азербайджана с 1930 по 1974 гг. С ис-

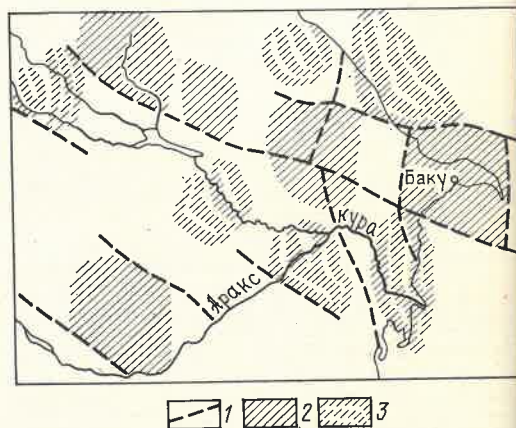


Рис. 3. Схема расположения единых геодинамических блоков земной коры территории Азербайджана:

1 — геодинамические контакты, 2 — уверенно выделенные блоки, 3 — неуверенно выделенные блоки

пользованием метода скользящего окна в пределах каждого участка изучалось распределение числа  $N$  и суммарной энергии  $E$  землетрясений во времени  $T$ . При этом графики  $N=f(T)$  и  $E=f(T)$  сглаживались последовательными трех- и пятилетними скользящими средними и сравнивались между собой с определением коэффициентов корреляции. В случае если значение последнего превышало 0,9, такие участки объединялись в зоны (рис. 2), существенно различающиеся характером временного сейсмического режима. По-видимому, данные зоны отражают блоки земной коры, обладающие единым геодинамическим режимом, разделены глубинными разломами, определяющими автономность сеймотектонических процессов в пределах каждого блока.

Сопоставление и анализ полученных результатов позволил выделить зоны, в пределах которых идентичны как распределение плотности гипоцентров и энергии землетрясений по глубине, так и характер временного сейсмического режима. Они названы нами едиными геодинамическими блоками (ЕГБ) земной коры (рис. 3). На наш взгляд, эти блоки разделены разломами. Действительно, по границам многих из них проходят установленные геофизическими методами и по данным космических снимков разломы (см. рис. 3). Эти разломы отличаются резким понижением в их пределах плотности гипоцентров и энергии землетрясений и названы нами геодинамическими контактами.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что земная кора территории Азербайджана разделена на единые соизмеримые геодинамические блоки, каждый из которых отличается автономным характером сеймотектонических и геодинамических процессов. ЕГБ разделены сейсмопассивными разломами, являющимися геодинамическими

контактами и обеспечивающими горизонтальную и вертикальную подвижность блоков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Донабедов А. Т., Коровина Т. Л. О соотношении сейсмичности и динамических параметров месторождений нефти и газа//Проблемы геологии нефти. М., 1974. С. 38—50.
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР/Под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина.— М.: Наука, 1977.
3. Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности.— М.: Недра, 1980.
4. Современная тектоническая активность территории СССР/Под ред. Ю. Г. Леонова, В. Е. Ханна.— М.: Наука, 1984.
5. Трифонов В. Г. Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности//Геотектоника. 1986. № 4. С. 124.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.



#### МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.3 : 551.734 (234.851)

© В. А. Душин, А. С. Микляев, 1990

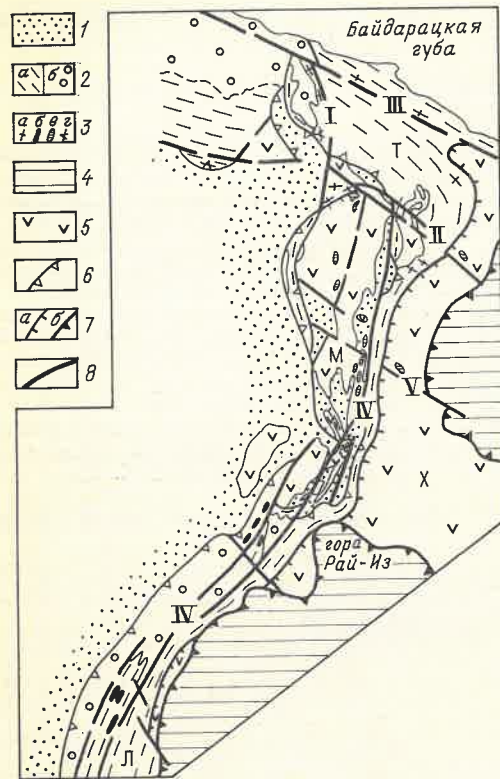
#### Среднепалеозойский магматизм западного склона Северного Урала

В. А. ДУШИН, А. С. МИКЛЯЕВ (Свердловский горный институт)

В настоящее время имеется мало достоверных сведений о проявлении на западном склоне Полярного Урала среднепалеозойского вулканизма [1, 3, 4, 8, 11]. Это связано главным образом с тем, что объем эффузивов крайне невелик по сравнению, например, с рифейским или раннепалеозойским магматизмом. В результате проведенных в последние годы съемочных и тематических исследований в пределах так называемой Лемвинской структурно-формационной зоны Севера Урала установлено достаточно широкое развитие девонских эффузивных отложений. Это имеет важное значение как для реставрации истории Уральской геосинклинали и ее платформенного обрамления, так и для повышения достоверности металлогенического анализа региона.

Изучаемая территория принадлежит к северной части Уральской складчатой области и включает Западно-Уральскую и Центральноуральскую

антиклинорные зоны. Последние сложены докембрийскими и палеозойскими комплексами, картируемыми в Малокарском, Харбейском горст-антиклинориях и Талота-Пайпудынском и Лемвинском грабен-синклинориях. Палеозойские отложения представлены комплексом мелководных, прибрежно-морских осадков шельфа (елецкие фации) и более глубоководными накоплениями (лемвинские фации) с широким развитием углеродсодержащих фаций, приуроченных к континентальному склону и его подножию в современных океанах [10]. Среднепалеозойские магматиты сосредоточены преимущественно в Талота-Пайпудынской и Лемвинской структурах, главным образом в области сочленения Уральской складчатой области с Пайхой горст-антиклинорием, а их гипабиссальные и субвулканические разности отчасти фиксируются в указанных горстовых докембрийских поднятиях. Магматизм, как правило, контролируется системой



Структурно-формационная схема размещения вулканогенных пород трахибазальт-трахириолитовой (Д<sub>1-3</sub>) формации:

кембрийско-верхнепалеозойские комплексы уралид: 1—2 — ассоциации шельфа и континентального склона О—Р<sub>1</sub> (1 — елечки карбонатно-терригенные формации шельфа, 2 — лемвинские вулканогенные и терригенные формации континентального склона и его подножия (а), в т. ч. формация терригенного флиша (б); 3 — трахириолит-трахибазальтовая формация (а — хекуръягинский, б — косвожско-пагинский, в — хахаремский, г — мадагавожский комплексы), 4 — палеоокеаническая ассоциация; 5 — нерасчлененные дорифейско-кембрийские комплексы доуралид; 6 — граница лемвинских аллохтонных формаций; 7 — основные надвиги (а), в т. ч. главный уральский надвиг (б); 8 — сбросы, сбросо-сдвиги, сбросо-надвиги: I — Карский, II — Себета-Щучинский, III — Байдарский, IV — Западный, V — Лонготский; М — Малокарский, Х — Харбейский горст-антиклинарий, Т — Талота-Пайпудинский, Л — Лемвинский грабен-синклинарий

глубинных структур субмеридионального и северо-западного простирания, важнейшими из которых являются Карский и Западно-Уральский разломы и сопряженная с ними Себета-Хуутинская система дислокаций (рисунк).

Среди магматитов выделены хекуръягинский, косвожско-пагинский, хахаремский и мадагавожский комплексы, принадлежащие к трахибазальт-трахириолитовой формации девона.

Хекуръягинский трахибазальтовый комплекс сложен базальтовыми, тра-

хибазальтовыми порфиридами и афиритами, залегающими в верхних частях карбонатно-сланцево-углеродистых отложений харотской свиты верхнего силура — нижнего девона. Размещение вулканитов контролируется системой оперяющих структур Карского разлома субмеридионального простирания. Первое упоминание о развитии девонских эффузивов в этом районе мы находим в работе А. В. Хабакова (1945). Самый южный выход эффузивов зафиксирован в пределах няринской синклинали по ручьям Хойталь-Бейяха и Большая Хахаряха. Здесь выявлены маломощные (12—20 м) потоки миндалекаменных базальтов и трахибазальтов, которые прослежены по простиранию в субширотном направлении и в отдельных коренных выходах соответственно на 700 и 250 м. На севере в междуречье Хекуръяха — Осовьяха выходы фрагментов потоков субщелочных базальтоидов обнаружены в четырех местах. Максимально прослеженная протяженность потоков здесь составляет 300 м, а с учетом корреляции их под покровом рыхлых отложений может составлять 1 км и более. Простирание пород субмеридиональное. Выходы трахибазальтов как на юге, так и на севере установлены примерно на одном и том же стратиграфическом уровне под глинистыми тентакулитовыми известняками с раннедевонскими конодонтами.

Эффузивы вместе с вмещающими их осадками смяты в изоклинальные опрокинутые на восток и север (в пределах няринской структуры) складки с углом падения 40—70°. Строение большинства потоков асимметричное, что обусловлено сменой массивных пород миндалекаменными разностями при заметном увеличении (до 50 %) количества и размеров миндалин к кровле. Субвулканическая фация представлена мелкими телами трахидабазов и субщелочных диабазов, картируемых совместно с потоками в полях развития ниже-среднедевонских сланцевых отложений и среди ордовикских пород орангской свиты. Это дайки, редко силы размером до 300 м по длинной оси при мощности 5—30 м. Они приурочены в основном к зоне Карского разлома, подчеркивая его субмеридиональное направление, и к

северо-западным структурам Байдарского и Себета-Щучинского дизъюнктивов.

Петрографический состав пород комплекса однообразен: афировые, редкопорфировые темно-зеленые, почти черные, субщелочные базальты, вариолиты, трахибазальты массивной, флюидальной либо миндалекаменной текстуры. Редкие вкрапленники (5—10 %) авгита (0,2—1,2 мм) и андезина (до 10 %) хаотично располагаются в микролитовой основной массе или образуют гломеропорфировые сростания. Последние более характерны для субвулканических разностей. Основная масса состоит из беспорядочно ориен-

тированных микролитов альбита, интерстиции между которыми заполнены моноклинным пироксеном, хлоритом и лейкоксенном. В вариолитах преобладают слабодегидрифицированное стекло (до 55 %), плагиоклаз, хлорит и карбонат. Вариолы сложены метельчатыми сростками волокон из плагиоклаза со стеклом. Миндалины, как правило, округлой, реже слабоудлиненной формы размером 0,3—5 мм и составляют иногда 20—50 % основной массы породы. Они выполнены преимущественно кальцитом, реже халцедоном, в оторочках отмечается хлорит. Эпигенетические минералы повсеместно представлены хлоритом, карбонатом,

1. Химический состав среднепалеозойских вулканитов, %

| № п/п | 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   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|--------|
| 1     | 53,16            | 2,22             | 17,59                          | 2,96                           | 3,90  | —                             | 0,11 | 2,46  | 4,07  | 4,23              | 4,66             | 4,32   | 99,68  |
| 2     | 52,24            | 1,80             | 13,89                          | 2,13                           | 6,33  | 0,26                          | 0,10 | 8,06  | 6,27  | 3,76              | 0,94             | 4,24   | 100,02 |
| 3     | 45,51            | 2,37             | 16,09                          | 4,08                           | 8,26  | 0,62                          | 0,28 | 6,38  | 3,32  | 1,22              | 5,40             | 5,56   | 99,09  |
| 4     | 52,54            | 1,75             | 13,53                          | 1,73                           | 7,63  | 0,37                          | 0,24 | 7,22  | 5,81  | 3,44              | 1,98             | 3,60   | 99,84  |
| 5     | 45,48            | 1,65             | 12,29                          | 2,56                           | 4,97  | 0,38                          | 0,41 | 14,28 | 7,00  | 2,49              | 2,78             | 6,57   | 100,86 |
| 6     | 53,16            | 1,60             | 13,22                          | 1,50                           | 6,74  | 0,32                          | 0,15 | 7,03  | 6,70  | 4,98              | 1,61             | 2,97   | 100,01 |
| 7     | 47,68            | 1,20             | 17,29                          | 1,30                           | 5,36  | 0,06                          | 0,13 | 6,73  | 11,33 | 2,44              | 1,40             | 4,29   | 99,21  |
| 8     | 46,51            | 1,53             | 17,98                          | 4,19                           | 5,21  | 0,53                          | 0,11 | 6,06  | 8,71  | 3,17              | 1,62             | 3,79   | 99,41  |
| 9     | 50,86            | 1,90             | 19,40                          | 3,96                           | 3,96  | 0,68                          | 0,11 | 4,95  | 5,94  | 3,78              | 1,71             | 3,17   | 100,42 |
| 10    | 50,90            | 1,54             | 16,34                          | 11,47                          | 2,73  | 0,97                          | 0,16 | 1,61  | 6,35  | 1,80              | 1,18             | 4,53   | 99,68  |
| 11    | 44,94            | 1,40             | 19,70                          | 3,88                           | 4,54  | 0,80                          | 0,09 | 8,08  | 8,57  | 2,33              | 1,44             | 4,83   | 100,60 |
| 12    | 45,20            | 1,63             | 17,18                          | 7,29                           | 2,70  | 0,76                          | 0,07 | 3,70  | 9,79  | 4,64              | 1,44             | 5,14   | 99,54  |
| 13    | 51,86            | 1,91             | 14,36                          | 0,80                           | 8,08  | 0,45                          | 0,11 | 10,81 | 2,78  | 1,99              | 0,83             | 5,10   | 99,08  |
| 14    | 52,60            | 1,91             | 14,13                          | 0,58                           | 7,88  | 0,47                          | 0,12 | 9,25  | 3,98  | 3,00              | 0,46             | 4,98   | 99,36  |
| 15    | 52,34            | 2,39             | 15,37                          | 1,71                           | 6,91  | 0,66                          | 0,09 | 7,48  | 2,60  | 3,36              | 0,99             | 5,20   | 99,10  |
| 16    | 74,36            | 0,14             | 11,24                          | 1,57                           | 1,62  | 0,13                          | 0,01 | 1,49  | 0,79  | 2,35              | 5,16             | 1,81   | 100,67 |
| 17    | 51,28            | 1,40             | 15,99                          | 3,36                           | 6,29  | 0,18                          | 0,21 | 5,49  | 6,25  | 2,52              | 2,14             | 3,96   | 99,07  |
| 18    | 50,51            | 2,44             | 13,92                          | 9,75                           | 2,71  | 1,00                          | 0,24 | 4,63  | 4,21  | 4,40              | 1,32             | 4,05   | 99,18  |
| 19    | 53,00            | 2,02             | 14,60                          | 5,82                           | 5,46  | 0,51                          | 0,25 | 4,03  | 5,27  | 3,41              | 2,47             | 2,94   | 99,78  |
| 20    | 49,95            | 2,56             | 12,65                          | 7,59                           | 9,15  | 1,12                          | 0,24 | 3,89  | 3,23  | 2,83              | 2,85             | 3,05   | 99,11  |
| 21    | 68,18            | 0,28             | 12,40                          | 3,28                           | 4,14  | 0,05                          | 0,06 | 0,75  | 0,30  | 1,64              | 7,63             | 0,71   | 99,42  |
| 22    | 65,06            | 0,43             | 12,41                          | 0,10                           | 11,67 | 0,08                          | 0,10 | 0,76  | 0,79  | 4,23              | 3,10             | 0,84   | 99,57  |
| 23    | 66,78            | 0,29             | 13,54                          | 0,10                           | 9,51  | 0,08                          | 0,09 | 1,13  | 0,30  | 4,12              | 3,61             | 0,10   | 99,65  |
| 24    | 73,41            | 0,31             | 12,78                          | 2,12                           | 0,76  | 0,05                          | 0,04 | 0,71  | 0,88  | 3,30              | 4,18             | 2,30   | 100,84 |
| 25    | 70,38            | 0,30             | 13,66                          | 2,63                           | 2,01  | 0,05                          | 0,07 | 1,00  | 0,30  | 3,30              | 4,82             | 0,66   | 99,18  |
| 26    | 68,88            | 0,32             | 12,10                          | 2,59                           | 4,88  | 0,05                          | 0,05 | 0,56  | 0,30  | 2,34              | 6,63             | 0,53   | 99,23  |
| 27    | 69,97            | 0,19             | 12,70                          | 0,10                           | 7,58  | 0,05                          | 0,05 | 0,38  | 0,30  | 2,62              | 5,96             | 0,10   | 100,00 |
| 28    | 69,03            | 0,29             | 11,60                          | 0,56                           | 8,74  | 0,05                          | 0,05 | 0,18  | 0,30  | 3,62              | 4,49             | 0,96   | 99,87  |
| 29    | 76,02            | 0,20             | 11,30                          | 1,74                           | 1,28  | 0,05                          | 0,02 | 0,37  | 0,30  | 3,41              | 5,25             | 0,28   | 100,22 |
| 30    | 75,88            | 0,15             | 11,40                          | 3,09                           | 0,14  | 0,03                          | 0,02 | 0,76  | 0,17  | 2,01              | 6,08             | 0,36   | 100,09 |
| 31    | 36,60            | 2,15             | 8,31                           | 0,10                           | 9,86  | 0,51                          | 0,15 | 5,28  | 18,72 | 0,64              | 0,16             | 17,18  | 99,66  |
| 32    | 35,05            | 2,93             | 10,27                          | 5,53                           | 4,56  | —                             | 0,18 | 2,60  | 18,10 | 0,46              | 1,32             | 19,92  | 100,92 |

Примечание. Хекуръягинский комплекс: 1 — трахиандеизит, бассейн р. Хекуръяха, 2 — трахибазальт, там же, 3 — лейцитовый тефрит, там же, 4 — трахибазальт, там же, 5 — субщелочной оливиновый базальт, там же, 6 — трахиандеизит, там же, 7 — 8 — субщелочные лейкодиабазы, р. Талотаяха, 9 — трахидабаз, р. Байдарата, 10 — диабаз, там же, 11—12 — субщелочные диабазы, там же; косвожско-пагинский комплекс: 13—14 — базальты, руч. Кос-Вож, 15 — трахибазальт, там же, 16 — субщелочные трахириолиты, бассейн р. Пага (среднее из 4 анализов); хахаремский комплекс: 17—18 — трахидабазы, район оз. Исто-То, 19—20 — трахидабазы, хр. Изъя-Хой, 21 — трахириодацит, там же, 22 — трахидацит, там же, 23 — трахидацит, гора Хахарем-Пз, 24 — гранофилы, там же (среднее из 14 анализов), 25 — трахириодацит, оз. Оче-Ты, 26—28 — трахириодацит, хр. Изъя-Хой, 29 — трахириолит, там же, 30 — трахириолит, гора Зажья; мадагавожский комплекс: 31—32 — карбонатизированные пузырчатые метабазальты, гора Николаева

2. Среднее содержание элементов в породах магматических комплексов, 10<sup>-4</sup> %

| Элементы | 1    | 2    | 3   | 4    | 5      |
|----------|------|------|-----|------|--------|
| Медь     | 46   | 75   | 36  | 14,1 | 40     |
| Цинк     | 65   | 125  | 113 | 30   | 162    |
| Свинец   | 25,6 | 10,5 | 9,4 | 10   | 14,2   |
| Молибден | 2,5  | 1,2  | 2   | 1,4  | 2,2    |
| Бериллий | —    | 0,4  | —   | 4,0  | —      |
| Хром     | 350  | 250  | 160 | 12,5 | 105    |
| Никель   | 85   | 175  | 126 | 2,3  | 57     |
| Кобальт  | 23   | 20   | 40  | 1,1  | 35     |
| Ванадий  | 100  | 150  | 160 | 7,1  | 102    |
| Барий    | 575  | 350  | 270 | 320  | 450    |
| Рубидий  | 37   | —    | 26  | 147  | 29     |
| Стронций | 245  | 125  | 425 | 29,6 | 258    |
| Цирконий | 169  | 60   | 110 | 246  | 187    |
| Иттрий   | 30   | —    | 20  | 57   | 22     |
| Иттербий | 3    | —    | 2   | 6    | 2      |
| Уран     | 3,5  | 2    | 2,1 | 10,6 | 3,7    |
| Торий    | 2,6  | 2,5  | 3,7 | 14,6 | 5,2    |
| Ниобий   | 21   | —    | —   | —    | 37     |
| Олово    | 1    | 5    | —   | —    | 0,7    |
| Марганец | 9550 | 5000 | —   | —    | 17 500 |

Примечание. Комплексы: 1 — хекуръягинский, трахибазальты; 2 — косвожско-пагинский, субщелочные трахибазальты; 3 — хахаремский, трахибазальты; 4 — трахириолиты; 5 — кадагавожский, трахибазальты. Уран, торий, свинец, рубидий, стронций определены количественными методами.

лейкоксом, соссюритом, рудные — титаномagnetитом, изредка пиритом.

Химизм вулканитов определяется повышенными концентрациями в них титана, магнезии и щелочей и отвечает составам трахибазальтов, трахиандезитов, реже лейцитовых тефритов (табл. 1). В их нормативном составе присутствует значительное количество ортоклаза наряду с гиперстеном и оливином. Спектральным и рентгеноспектральным анализом в эффузивах установлен в надкларковых концентрациях молибден, цирконий, ниобий, свинец, уран и иттрий (табл. 2).

**Косвожско-пагинский комплекс** сложен субщелочными базальтами, трахибазальтовыми, трахиандезитовыми порфиридами, трахиандезитовыми и трахириолитовыми порфирами, их туфами, залегающими среди фаунистически охарактеризованных отложений ниже-среднедевонской лекалецкой и средне-верхнедевонской пагинской свит [1]. Эффузивы приурочены к мощным зонам северо-восточного направления, сосредоточиваясь главным образом в области их сопряжения со структурами северо-западного

простиранья. Вулканиты описаны М. А. Масловым, А. И. Водолазским, К. С. Ивановым, В. Н. Пучковым [1, 4, 7]. Породы комплекса в отдельных коренных выходах прослежены на расстоянии более чем на 150 км от широты р. Елец на севере до бассейна р. Пага на юге. Эффузивно-пирокластическая фация закартирована по руч. Кос-Вож, рекам Харута и Пага, где она участвует в строении вулканогенно-сланцевых и терригенно-вулканогенно-сланцевых типов разрезов.

Первый тип преимущественно развит на севере территории, где эффузивы слагают различные по мощности покровы. Так, в нижнем течении р. Харута мощность потока трахибазальтов среди глинистых сланцев около 4 м. При этом породы сильно изменены и рассланцованы. Выше устья р. Яй-Ю в левом борту р. Харута обнаружен 50-метровый покров зеленовато-серых миндалекаменных порфиритов, простирающийся на 100 м. Контакты с сургучно-красными филлитовидными сланцами резкие, иногда с зоной осветления мощностью несколько метров. По руч. Кос-Вож выше тентакулитовых известняков харотской свиты обнажается поток афировых субщелочных базальтов, трахибазальтов мощностью около 8 м.

Терригенно-вулканогенно-сланцевый тип разреза зафиксирован в бассейне р. Пага, где широко развиты как покровные, так и эксплозивные, туфовые разности. В обнажениях по р. Пага в 2,5 км выше устья р. Погурей туфы кислого состава залегают на пачке мелкозернистых песчаников. Их суммарная мощность совместно с вмещающими кремнисто-глинистыми сланцами около 160 м. Выше по разрезу наблюдаются два потока трахиандезитовых порфиритов в переслаивании с зеленовато-серыми алевролитами и кремнистыми сланцами. Разрез венчает толща вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Среди туфов отмечаются крупнообломочные разности с бомбами до 10 см в поперечнике [4].

Субвулканическая фация имеет оградительное распространение, поэтому ее выделение сопряжено с определенными трудностями. Она представлена небольшими телами трахидаба-

зов, габбродиабазов, трахириолитов и микрогранитов, картируемых в полях развития ниже-среднепалеозойских отложений (реки Хайма, Пачь-Вож и верховья р. Пага).

Петрографический состав пород комплекса представлен базальтовыми, трахибазальтовыми, трахиандезитовыми порфиридами, реже трахириолитовыми порфирами, их туфами. Трахибазальты аналогичны описанным из хекуръягинского комплекса. Трахиандезитовые и трахиандезитовые порфириды характеризуются афировыми и порфиоровыми структурами. Во вкраплениях присутствуют микропертитовый калишпат, альбит, андезин. Микролитовая основная масса, как правило, состоит из лейст альбитизированного плагиоклаза, в интерстициях которого развито лейкоксенизированное и хлоритизированное стекло. Эпигенетические минералы представлены хлоритом, серицитом, лейкоксеном, карбонатом, альбитом, рудные — титаномagnetитом.

Трахириолитовые порфиры светлоржавного цвета, с отчетливой порфировой структурой. Порфировые выделения представлены ортоклазом, кварцем размером 1—3 мм (до 20 %). Основная масса аллотриаморфнозернистой структуры состоит из калишпата, альбита, олигоклаза и кварца. Из эпигенетических минералов установлены лейкоксен, серицит, карбонат, из рудных — титаномagnetит, гематит, пирит. Химизм вулканитов (см. табл. 1) обусловлен принадлежностью их к группе субщелочных пород. Для основных разностей характерно умеренное содержание щелочей, высокое — титана и магнезии, низкое — кальция. Они отвечают составам щелочно-оливин-базальтовой формации континентов. Кислые породы отличаются повышенным количеством кремнезема, щелочей с преобладанием калия над натрием и отчасти магнезии. Из аксессуарных элементов в надкларковых и близких к кларку концентрациях в эффузивах присутствуют цинк, свинец, хром, никель и уран (см. табл. 2).

**Хахаремский трахидабаз-трахириолитовый комплекс** включает субщелочные породы основного и кислого состава, прорывающие отложения харотской свиты и локализованные преимуще-

ственно в докембрийских поднятиях. Вулканиты приурочены к узлам пересечения разломов северо-западного и субмеридионального направления, фиксируя осевые части хребтов в Малокарском и Харбейском горст-антиклинариях. Ранее часть этих пород описывалась в составе гранит-липаритовой формации (И. Л. Лучинин, 1975) и пайпудынского [7] комплекса. Впервые хахаремский комплекс был выделен Л. Л. Подсосовой [9] как комплекс кислых субвулканических пород венд-кембрийского возраста.

В строении комплекса участвуют породы жерловой и субвулканической фаций. Среди первой преобладают разности, относимые к субфации экстрезивных куполов, сложенных фельзитами, риолитовыми порфирами, пантелеритами, эксплозивными и купольными брекчиями. Уверенно к куполам относятся массивы в бассейне р. Нярма, хребта Изъя-Хой и другие, сохранившие отчетливо куполообразную форму и имеющие достаточно четкие признаки наземного происхождения. Субвулканические разности сложены породами кислого (кварцевые порфиры, микрогранит-порфиры, гранофиры) и основного (трахибазальтовые порфиры, эссекситы) состава. Наиболее крупным субвулканическим телом (5,5×5 км) кислого состава является массив, расположенный к северу от горы Хахарем-Пэ, выполняющий, по видимому, кальдеру опускания вблизи основного жерла. Гранофиры, слагающие тело, в северной части массива прорывают полосу углеродистых сланцев харотской свиты (S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub>), обогащены углеродистым материалом и в эндоконтакте содержат их ксенолиты. Субвулканические интрузии фиксируются также к юго-востоку от оз. Очеты, где они прорывают гранитоиды Очетинского массива в виде сложной формы апофиз.

Породы основного состава представлены дайками и мелкими интрузиями протяженностью 1—3 км, мощностью 10—15 м. Они интродуцируют массивы кислых пород субвулканической и жерловой фаций, а также среднепалеозойские осадочные отложения в тех же структурах, что и кислые разности. Петрографический состав пород близок к косвожско-пагинским вулкани-

там. Однако здесь широко развиты кварцевые порфиры, микрогранит-порфиры и гранофиры. Кварцевые порфиры светло-коричневые до черного (примесь углеродистого материала), порфировой структуры, массивной текстуры. Порфировые выделения кварца размером 3—6 мм имеют округлую форму. Основная масса преимущественно аллотриаморфнозернистая, иногда отмечается гранофировая микроструктура (гранофиры) кварц-полевошпатового состава. Эпигенетические минералы представлены серицитом, гидрослюдой, карбонатом, акцессорные — пиритом, апатитом, титаномagnetитом, цирконом, гематитом, флюоритом.

Химизм пород определяется принадлежностью их к серии щелочных пород с пантеллеритовой тенденцией. Кислые магматиты характеризуются повышенной железистостью, щелочностью калиево-натриевого и калиевого типа, нередко сопровождаемой повышенной глиноземистостью, что обуславливает появление нормативного корунда. Трахидабазы обладают повышенной титанистостью, калиевой щелочностью (см. табл. 1), в их нормативном составе наряду с незначительным количеством кварца отмечается ортоклаз. Геохимический спектр пород обусловлен повышенными концентрациями акцессорного урана, молибдена, циркония, иттрия, иттербия (см. табл. 2). Соотношение рубидия и стронция в кислых разностях свидетельствует о формировании последних на коре континентального типа.

**Мадагавожский трахибазальтовый комплекс** представлен миндалекаменными субщелочными базальтами и их туфами, спорадически залегающими в виде мелких прослоев среди верхнедевонских углеродисто-кремнистых отложений на крайнем севере Урала в области его сочленения с Пай-Хоем (см. рис. 1). Эффузивный магматизм контролируется Карским и Себета-Щучинскими разломами субмеридионального и северо-западного направления. Комплекс впервые описан по руч. Мадагавож (приток р. Силоваяха), где в толще переслаивающихся углеродисто-кремнистых и кремнистых сланцев закартирован прослой туфов основного состава (измененный шлак) мощно-

стью 20—40 м. Он прослежен по простиранию в северо-западном направлении на 1,2 км. Стратиграфически выше туфов в линзовидном прослое окрепших известняков собран комплекс конодонтов раннего франа (*Polmatolepis regularis* Cooper, *P. tenuipunctata* Sannem). Другой достоверный район развития эффузивов данного возраста находится вблизи горы Николаева (3 км к западу от оз. Осовей-То). Здесь среди франских глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев обнаружены два потока миндалекаменных сильно карбонатизированных субщелочных базальтов мощностью 30 и 50 м. Вулканы вместе с осадками смяты в изоклинальные складки, опрокинутые на юго-восток под углом 30—50°. Потоки прослежены в отдельных коренных выходах в субмеридиональном направлении на расстоянии почти 1 км. Подошвы и кровли потоков слабо обнажены, термальное воздействие на осадки не установлено. В большинстве коренных обнажений они представляют собой, как правило, расщепленные флюидальные, миндалекаменные (пузырчатые, типа шлаков) породы. Миндалины (20—70 %) имеют размер 1—5 мм, выполнены кальцитом, халцедоном, хлоритом, нередко обломочные структуры. Микроструктура преимущественно микрогранолепидобластовая, гипидиогетеробластовая с реликтовой микролитовой. Минеральный состав: девитрифицированное стекло, хлорит, гидробиотит, лейкоксен, карбонат. Количество последнего достигает 40 %. Из акцессорных минералов обнаружены циркон, титанит, рутил, ильменит, пирротин, пирит, лимонит.

Петрохимический тип пород комплекса из-за интенсивных эпигенетических процессов установить сложно. Однако судя по содержанию в эффузивах калия, титана, магнезии и железа они, по-видимому, отвечают субщелочным базальтоидам (см. табл. 1). Геохимический спектр характеризуется надкларковыми концентрациями цинка, свинца, молибдена, циркония, иттрия, иттербия, урана и ниобия (см. табл. 2).

Металлогения среднепалеозойского магматизма обусловлена связью с вулканогенными породами вышеперечис-

ленных комплексов мелких месторождений и рудопоявлений барит-полиметаллической лиственит-березитовой, полиметаллической (медно-полиметаллической) лиственит-березитовой жильной и редкометалльной гидрослюдистой формаций. Возможно, не без участия эффузивного магматизма в Лемвинской и отчасти Елецкой зонах формировались баритовое (Хойлинское, Пальнинское, Малохойлинское и др.), бокситовое (Карское, Лядгейское, Семыюнкошорское), марганцевое и железомарганцевое (Нгосвейяхинское, Пачвовжское, Магнитное-I) оруденения.

Барит-полиметаллическая формация представлена выявленным в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 месторождением «Мора». Оно локализовано в углеродисто-кремнистых, карбонатных и карбонатно-глинистых осадках харотской свиты верхнего силура — нижнего девона в пределах южного сорванного крыла няринской сиклинали. Баритовое и барит-полиметаллическое оруденение вскрыто в лежащем, опрокинутом на север, крыле синклинальной складки более высокого порядка. При этом наиболее богатое оруденение приурочено к замковым частям складок, сопряженных с дизъюнктивными северо-западного и субширотного направления, и находится вблизи или непосредственно контактирует (р. Хойтальбей) с субвулканическими и покровными разностями хекуръягинского и хахаремского комплексов. Руды пластового и брекчиевого типа сложены в основном баритом 25—64 %, кальцитом 5—25 %, кварцем 1—5 %, галенитом 0,5 %, сфалеритом до 1 %. Для них характерен широкий геохимический спектр, так коэффициент концентрации (кк) бария до 650, свинца до 890, цинка до 158, меди 11, стронция 23,8, никеля 7,3 при низком торий-урановом отношении (0,31—0,46). На нижних горизонтах отмечается фосфор (до 37 кк) и марганец (до 100 кк). Оруденение сопровождается кварц-серицит-карбонатными (березиты) метасоматитами и геохимическими ореолами бария, цинка, свинца, меди, никеля, молибдена, мышьяка. Не исключено, что полиметаллическое оруденение несколько оторвано по времени от бари-

тового и связано с кислыми вулканами хахаремского комплекса, тогда как баритовая минерализация отчетливо тяготеет к хекуръягинским базальтоидам, в геохимическом спектре которых отмечены надкларковые концентрации бария (см. табл. 2).

Примером жильной полиметаллической формации служат Борзовское (участок Южный) и Склоновое рудопоявления, локализованные в доордовикских и палеозойских вулканогенных породах. Они контролируются системой нарушений субмеридионального и северо-западного направления, размещены в экзо- и эндоконтактных частях субвулканических тел березитизированных риолитов и кварцевых порфиров хахаремского комплекса. Геохимический спектр руд наряду с полиметаллами включает и редкие земли, столь характерные для кислых вулканитов (см. табл. 2). К этой же формации, по-видимому, можно отнести большую часть проявлений свинца, цинка и меди, обнаруженных в девонских отложениях вблизи вулканогенных пород мадагавожского и хекуръягинского комплексов практически на всем протяжении Карского разлома.

В последние годы выявлены марганцевое и железомарганцевое оруденения. Нгосвейяхинское марганцевое проявление (среднее течение р. Осовейяха) связано с верхнедевонскими углеродисто-карбонатными осадками и приурочено к одной из оперяющих структур Карского разлома. Оруденение представлено в основном родохритом с содержанием марганца до 29 %. Здесь же в экзоконтакте одного из тел трахибазальтов мадагавожского комплекса обнаружено железомарганцевое проявление. Рудные минералы представлены лимонитом, гетитом, гидрогетитом, псиломеланом, пиролизитом при содержании железа до 30—40 %, а марганца до 2 %. На связь марганцевого оруденения с вулканами непосредственно указывает как их пространственное сонахождение и возрастная близость, так и отчетливая специализация эффузивов хекуръягинского и мадагавожского комплексов на марганец (см. табл. 2). На более крупные железомарганцевые объекты (Пачвовжское, Магнитное-I, Магнитное-II) выявлены М. Шишкиным на юге изу-

чаемой территории. Они располагаются в аналогичной с северными проявлениями геолого-структурной обстановке, залегая среди углеродисто-глинисто-кремнистых и карбонатных отложений харотской свиты ( $S_2-D_1$ ). Оруденение контролируется системой дизъюнктивов субмеридионального направления. К этим же структурам приурочены редкие выходы и субвулканических пород косвожско-пагинского (устьхайминского) комплекса.

Сходство геологического положения при относительной неравномерности географического размещения эффузивов, близость петрохимических, петрографических и геохимических особенностей вулканогенных пород рассматриваемых комплексов позволяют объединить их в единую трахибазальт-трахириолитовую формацию девона. Становление формации в пределах пассивной континентальной окраины протекало, по-видимому, в различных геодинамических обстановках (растяжение, сжатие). Это обусловило смену трахибазальт-базальтового вулканизма конца раннего девона (хекуръянгинский комплекс) трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовым (косвожско-пагинский и хахаремский комплексы) среднего и вновь трахибазальтовым (мадагавожский комплекс) верхнего девона, что отвечает в целом магматизму рифтогенного типа. Последний, как правило, латерально замещается трапвым вулканизмом, с которым связана медно-никелевая минерализация (Пай-Хой).

Подобные образования широко известны в девоне Восточно-Европейской платформы. Это субщелочной и щелочной вулканизм (базальты, трахибазальты, трахиты, лейциты, нефелиниты) Днепровско-Донецкого грабена, имеющего определенное сходство с кайнозойским эффузивным магматизмом Африканско-Аравийского рифта. Сюда же относятся девонские вулканы Казанско-Сергинского и Предтимаковского [4, 5, 6] грабенов и щелочной вулканизм Кольского полуострова.

Проявления девонского вулканизма трахибазальт-трахириолитовой формации принадлежит, по нашему мнению, к сравнительно редко встречающейся базальт-фонолит-трахит-риолитовой ассоциации, возникновение которой свя-

зывается с альтернативным (фонолиты — риолиты) типом дифференциации базальтовой магмы [2, 12]. Они присутствуют кроме перечисленных авлакоген-рифтогенных комплексов Восточно-Европейской платформы в Алтае-Саянской (быскарская серия и ее аналоги  $D_{1-2}$ ), Кокчетав-Северотяньшаньской (ишимский  $D_{1-2}$ , борохудзирский  $D_{1-2}$ , жаксыкольский  $D_2$ , дагандалинский  $D_2$  комплексы), Чингиз-Тарбагатайской (жарсорский  $D_1$ ) и Уральской (базальт-трахириолитовая формация  $S_2-D_1$  туринской серии и ее аналоги, кевсоимский  $D_{2-3}$  комплекс) складчатых системах Урало-Монгольского складчатого пояса [2].

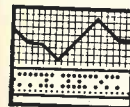
#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия).— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
2. Душин В. А. Среднепалеозойская базальт-фонолит-трахит-липаритовая ассоциация западного фрагмента Урало-Монгольского складчатого пояса//Проблемы петрологии Казахстана: Тез. докл. Алма-Ата, 1984. С. 50—51.
3. Душин В. А., Грязнов О. Н. Вулканизм и металлогения Полярноуральского мегантиклинория//Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск, 1985. С. 41—50.
4. Иванов К. С., Пучков В. Н. Девонский базальтоидный магматизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала//Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1985. С. 41—50.
5. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза.— М.: Недра, 1979.
6. Ляшкевич З. М. О формационной принадлежности вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины//Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев, 1977. С. 90—98.
7. Маслов М. А., Костюкова Л. А. Схема сопоставления и краткое описание интрузивных комплексов Новой Земли, Пай-Хоя и западного склона Полярного и Приполярного Урала//Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 90—99.
8. Охотников В. Н. Магматизм Центральноуральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале//Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1972. Вып. 95. С. 23—41.
9. Подсосова Л. Л. Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры, магматизма и металлогении Полярного Урала: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1977.
10. Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей.— М.: Наука, 1979.

11. Трапповые формации севера Урала и Приуралья/Б. А. Голдин, В. П. Давыдов, В. И. Мизин и др.//Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1972. Вып. 95. С. 130—147.
12. Штейнберг Д. С. Развитие идей А. Н. За-

варицкого в области петрологии//Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972. С. 38—47.

Принята редколлегией 21 ноября 1988 г.



## ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.834

© Г. И. Петрашень, Н. А. Караев, 1990

### Современные проблемы сейсморазведки

Г. И. ПЕТРАШЕНЬ (ЛОМИ), Н. А. КАРАЕВ (НПО «Рудгеофизика»)

Проанализируем трудности, возникающие в отечественной сейсморазведке вследствие не критического отношения к реальным возможностям используемых технологических методик обработки ее данных, а также — прекращения в последнее десятилетие систематических исследований волновых полей в сложнопостроенных реальных сейсмических средах. Сейсморазведочные исследования характеризуются крайней переоценкой точности и детальности построений структурных элементов изучаемой среды на основе временных и мигрированных разрезов, застою в создании новых методов решения как обратных, так и прямых задач, спадом интенсивности разработки теории распространения волн и методов расчета сейсмических волновых полей, нечеткостью и узостью модельных представлений об изучаемых средах и фактически игнорированием основных принципов интерпретации геофизических наблюдений [5].

О современной ситуации в сейсморазведке. В СССР широко применяются различные технологические методики обработки данных сейсморазведки, регистрируемых по схемам многократных перекрытий. Подобные методики появились на Западе, где компьютерная техника развилась и вошла в практику на десятилетия раньше. У нас они начали разрабатываться по принципу «творческого копирования», причем за образцы приходилось брать либо рекламные проспекты, либо завуалированные сведения из литератур-

ных источников. Быть может, этим и объясняется то обстоятельство, что при обосновании отечественных методик столь ничтожную роль играют истинные помехи как в возбуждаемых и регистрируемых сейсмических полях, так и в используемых моделях сейсмограмм. При построении методик модель сейсмограмм сводится лишь к однократно отраженным монотипным  $P$ -волнам неизменной формы, причем применяется весьма далекая от реальности модель среды, состоящая фактически лишь из мощных пологозалегающих слоев с выдержанными границами раздела первого рода, и декларируется, что путем накопления сигналов суммированием в рамках схем многократных перекрытий (с внесением подходящих кинематических поправок) все существенные помехи, связанные, в частности, с отличием реальной среды от упомянутой модели, практически снимаются. Следовательно, дальнейшая обработка данных сейсморазведки (т. е. фактически построение решения обратной задачи сейсморазведки) производится при игнорировании помех, содержащихся в обрабатываемом материале.

Указанные технологические методики применяются при любых сейсмогеологических условиях, априорных сведениях о среде и качестве получаемого первичного материала, а также при стандартизованных схемах возбуждения и приема сигналов. Методики эти таковы, что независимо от доброка-

подборе «подходящих» графов обработки практически всегда удается получить разрезы, обладающие (кажущейся) высокой степенью детальности и (мнимой) высокой геологической выразительностью. Руководящая идея упомянутого подбора графов обработки — не априорные сведения о среде или учет каких-либо подмеченных или ожидаемых особенностей в волновом поле, отвечающих «полезным» структурным элементам в строении изучаемой среды, а лишь конечный результат обработки. Графы подбираются (по принципу наилучшего «высвечивания») так, чтобы получался разрез с наибольшей внешней детальностью. Однако вопрос о том, является ли достигнутая детальность истинной, даже не ставится. Внешняя высокая детальность окончательных построений на ЭВМ дает повод к утверждениям чуть ли не о безграничной разрешающей силе таких методик [4]. Если бы и на самом деле было так, то это бы означало, что удастся построить детерминированно-точное решение (некорректной) обратной задачи сейсморазведки. Однако обратные задачи не имеют таких решений. Поэтому даже наилучший (оптимальный) метод интерпретации данных сейсморазведки должен приводить к ограниченной снизу детальности в определении структурных и вещественных параметров среды.

Следовательно, применение в сейсморазведке технологических методик обработки полевых материалов в их современной форме таит серьезные опасности. Ведь, как и любые приближенные решения обратных задач, такие методики могут приводить к достоверным результатам далеко не всегда, не везде и не с любой степенью детальности, а лишь в рамках некоторых условий применимости, которые еще четко не сформулированы. Они только упоминаются в литературе и потому не могут служить руководством к действию. Такое использование методики вызовет напрасные траты значительных средств, а факт недоброкачества выдаваемой информации о среде серьезно скомпрометирует и саму методику подобно тому, как это случилось с методом РНП в 60-е годы, когда его стали широко применять без учета условий, обеспечива-

ющих надежность его работы.

**Применимость технологических методик и оценка точности их построений.** Условия применимости современных технологических методик определяет оценка качества их работы как теоретико-информационная, так и на примерах «экспериментального сейсморазведочного материала», получаемого при физическом или математическом моделировании волновых полей в упругих моделях сред с известным строением. В основе теоретико-информационного подхода лежит, как известно, анализ помех, содержащихся в обрабатываемом экспериментальном материале и в используемых процедурах обработки. Также хорошо известно, что, во-первых, без учета помех построенные «решения» таких задач всегда обладают бесконечной разрешающей способностью и, во-вторых, наиболее важным и трудным оказывается учет «внутренних помех» в системе, связанных с отличиями принятой идеализации в течение процесса от истины.

При решении обратной задачи сейсморазведки возникает очень много помех и следовало бы анализировать каждую операцию методики. Мы укажем лишь на важнейшие первичные помехи двух типов. К первой отнесем непреложную погрешность порядка

$$\Delta t \sim 1/2 \pi f_0; f_0 < \infty \quad (1)$$

в фиксации моментов посылки сигналов источниками в определении моментов вступлений любых волн, вызванную фактом регистрации полей в конечном частотном промежутке  $(0, f_0)$ . Ко второму типу отнесем погрешности, связанные с основополагающим для методик допущением о модели вида

$$U(t, M) = \sum_{n=1}^N x_n \varphi(t - t_n) + \Delta(t, M) \quad (2)$$

для всех сейсмотрасс, получаемых в МОВ. Под  $\varphi(t - t_n)$  здесь подразумевается (неизменная!?) форма однократно-отраженных  $P$ -волн, регистрируемых в точке  $M$  профиля в момент  $t=0$ . Слагаемое  $\Delta(t, M)$  обозначает помеху, которая в методиках всегда полагается равной нулю.

Модель сейсмотрасс в форме (2) при  $\Delta(t, M) = 0$  может быть как-то оправдана только в случае крайне идеализированных моделей сред, состоящих из мощных полого залегающих слоев с (абсолютно) выдержанными границами раздела первого рода, и при условии, что регистрируемые волны встречаются границы раздела под допределенными углами падения. Однако такую модель сейсмотрасс (при  $\Delta(t, M) = 0$ ) применяют при технологических методиках в случаях как любых выдержанных слоистых, так и гетерогенных (т. е. невыдержанных) сред, а также для сред, содержащих многочисленные пачки тонких выдержанных и невыдержанных слоев (при отражении от которых форма волны заметно изменяется!) и вовсе не имеющих слоев, а состоящих из вмещающей среды, заполненной множеством в какой-то мере упорядоченных рассеивающих элементов или отражающих площадок. Такие среды возбуждаются в сейсморазведке повторными воздействиями, форма импульсов которых (заведомо нестабильная) даже не контролируется. В указанных условиях применение модели сейсмотрасс в форме (2) при игнорировании помех  $(\Delta(t, M) = 0)$  не имеет никакого научного обоснования. Поэтому не удивительно, что применение технологических методик обработки экспериментальных данных в сейсморазведке так часто приводит к неверным результатам (как, например, в случае гетерогенных сред, обсуждаемых ниже).

Используя модель сейсмотрасс в форме (2) (при  $\Delta = 0$ ), удалось предложить некоторую технологичную методику построения каких-то сейсмических разрезов. Методика «работает» (т. е. строит сейсмические разрезы) при любом исходном сейсмическом материале. Однако вопросы об адекватности таких разрезов исследуемой среде в различных сейсмогеологических условиях, о точности, а также об оправданной детальности при интерпретации разрезов в случаях сколь угодно сложных сред остаются открытыми. При этом ясно, что для практики сейсморазведки важно найти исчерпывающие ответы на такие вопросы.

Прямую оценку качества работы методик, а также адекватности выдаваемых ими разрезов исследуемой среде можно получить путем сопоставления с истинной результатов технологичной обработки специальных «экспериментальных волновых полей», построенных для сред известного (достаточно сложного) строения или теоретически, или методами сейсмо моделирования. Естественно, предполагается, что для «экспериментальных полей» используются такие же схемы возбуждения и регистрации колебаний, как и в условиях сейсморазведки.

Идея такого подхода (в котором выясняются детали структурного и динамического соответствия исходной модели и ее волновых полей выдаваемым ЭВМ мигрированным разрезам, суммалентам ОГТ, а также временным разрезам), конечно, тривиальна. Она не была реализована лишь вследствие трудностей построения «точных» решений прямых задач сейсморазведки. Однако для выяснения особенностей указанного соответствия не обязательно исходить из точных решений прямых задач. Важно, чтобы кинематика теоретических полей точно отвечала структуре и упругим параметрам модели и вычисляемые в точках профиля поля строго соответствовали схемам возбуждения и регистрации, принятым в сейсморазведке. Поэтому для построения экспериментальных волновых полей в моделях можно использовать, например, нулевое приближение лучевого метода (или даже какой-либо упрощенный его суррогат), причем такой его вариант, когда сначала надо рассматривать распространение вдоль луча стационарной (тональной) волны и лишь в конце расчетов переходить (по Фурье) к заданной функции формы волны, возбуждаемой источником. При этом легко удается учитывать и тонкостность строения границ раздела среды, характеризующихся интерференционными коэффициентами отражения, зависящими не только от угла падения волны, но и от ее частотного состава. Подчеркнем, что при указанном подходе численное построение «экспериментальных волновых полей» даже в сложных моделях не является трудной задачей для современных ЭВМ и

не требует большого времени на вычисления.

Задачи выяснения качества обсуждаемого соответствия следует решать при разумном варьировании значений параметров модели, а также характера их невыдержанности вдоль профилей. Очень важно установить зависимость степени такого соответствия от гетерогенной невыдержанности слоев среды и ее границ раздела в отношении как сохранения вида функции формы отраженной волны, так и значений ее коэффициентов отражения и преломления. Также необходимо оценить зависимость соответствия от степени невыдержанности форм импульсов сигналов, посылаемых смещаемыми источниками, и от полей волн-помех, как аддитивных, так и порождаемых структурой самой исследуемой среды. При этом начинать нужно со случаев наиболее простых моделей упругих сред, например, содержащих лишь плоские границы раздела различных типов. Здесь, прежде всего, следует рассмотреть модели: с границами раздела первого рода, отстоящими друг от друга на больших и малых (по сравнению с  $\lambda$ ) расстояниях  $h$ ; с интерференционными границами, состоящими из пачек тонких слоев; с отражающими границами гетерогенного типа, образованными прерывисто-плоскими элементами (диаметра  $l \leq \lambda$ ), случайно распределенными в одной и той же плоскости. Однако основной интерес в проблеме сопоставления с истиной результатов обработки технологичными методиками экспериментальных волновых полей, полученных на основе математического или физического моделирования, должны представлять, конечно, модели отображающие типичные элементы геологических структур, обнаружение и локализация которых во многих случаях является целью сейсморазведки. К ним можно отнести, например, модели различной сложности и геологической детальности, характеризующие структуры типа выклиниваний, сбросов, рифов, соляных куполов и т. п. Заметим, что изучение сейсмических волновых полей, генерируемых при заданном источнике указанными структурами, представляет большой общепознавательный практический интерес. Ведь

особенности строения таких полей отображают внутреннюю структуру объектов, генерирующих их. Кроме того, их исследование поможет более рационально и целенаправленно выбирать схемы возбуждения и регистрации полей при сейсморазведочных работах.

**Технологичные методики и волновые поля, генерируемые гетерогенными структурами.** Сейсмология и сейсморазведка развивается преимущественно на основе применения классических моделей сейсмических сред, имеющих слоистую и блоково-слоистую структуру с границами раздела в виде кусочно-гладких поверхностей. Закономерности распространения волн в таких средах (особенно кинематические) просты и достаточно хорошо изучены. Предложены способы приближенного решения прямых задач сейсморазведки для таких сред, позволяющие прогнозировать волновые поля, возбуждаемые в среде с заданными источниками. И все это широко используется и обусловило известный прогресс в развитии сейсморазведки.

Однако указанные модели неоднородных сейсмических сред являются далекоидущей их идеализацией. Наиболее упрощено в них представление о сейсмических границах, которые в действительности не всегда могут быть отнесены к гладким математическим поверхностям, а чаще — это невыдержанные переходные слои, характеризующиеся высокой неоднородностью структуры, либо протяженные зоны, определяемые некоторым статистическим распределением локальных неоднородностей вдоль геологических контактов. Слоистые модели осадочных толщ пород нередко осложнены нерегулярными структурными образованиями (разломами, зонами выклинивания, рифогенными структурами, кимберлитовыми трубками и т. п.). Еще в большей степени намечается отказ от известных идеализированных классических моделей реальных сред при изучении сложнодислоцированных метаморфических и изверженных толщ пород при решении задач рудной геологии, исследованиях глубинного строения земной коры и поисках неактиклинальных ловушек для нефти и газа.

Таким образом, объектами исследований становятся новые, нетрадицион-

ные для сейсморазведки сложнопостроенные геологические образования. Требуется существенное расширение многообразия модельных сред, в рамках которых приходится проводить сейсморазведку, что обуславливает необходимость изменения и уточнения постановки геологических задач, а также критического переосмысления методик полевых работ, и обработки данных.

В конце 70-х годов был предложен достаточно общий класс сейсмических моделей гетерогенного типа [1, 2, 6], в основу которых положена важнейшая особенность горных пород сложнодислоцированных сред — их гетерогенность, характеризующаяся неравномерностью распределения вещества и физических свойств пород — неоднородных включений всех масштабов. Эти включения, имеющие разнообразную геологическую природу (трещины, линзы, дайки, складки, зоны трещиноватости и пр.), как правило, проявляются в изменении скорости в достаточно широких пределах ( $3,5-7$  км/с). Размеры осцилляций  $\delta v$  на различных контактах могут достигать больших значений ( $2-3$  км/с), что связано с чрезвычайно пестрым составом пород и с последующими их изменениями процессами метаморфизма. Другая особенность этих сред заключается в том, что включения распределены в пространстве композиционно, образуя геологические структуры [6]. При классификации моделей сейсмических гетерогенных сред центральное место было отведено двумерным и трехмерным системам со среднемасштабными включениями ( $0,3 \leq 2d \leq 1,5\lambda$ ).

Гетерогенные системы более реалистично, чем традиционно-регулярные модели сред, отображают главные особенности структур и их композиций в сложнодислоцированных толщах пород. Их информативные (структурные) характеристики, равно как и возбуждаемые в них волновые поля, оказываются необычными, если исходить из хорошо известных свойств волновых полей, возбуждаемых в традиционно-регулярных моделях сейсмических сред.

Введение класса моделей гетерогенных сейсмических сред, естественно,

привело к необходимости широкого изучения особенностей распространения в них сейсмических волн. Теоретико-экспериментальный подход позволил выявить основные свойства волновых полей, формирующихся в гетерогенных средах [3, 6]. Полное волновое поле, отвечающее гетерогенным системам, представляется как некоторое множество (ансамбль) волновых элементов рассеянных волн. Этот ансамбль можно характеризовать локальными и интегральными свойствами поля, которые определяются параметрами локальных элементов и их композиций в пространстве. Важной особенностью поля волн, отраженно-рассеянных элементами гетерогенной структуры, является пренебрежимо малая роль эффектов вторичного рассеяния поля от одного элемента на любом другом элементе структуры. Поэтому суммарное поле, возбуждаемое всей структурой, с удовлетворительной точностью описывается суперпозицией однократно-рассеянных волн от каждого ее элемента. Часто каждому волновому элементу на сейсмограмме соответствует среднемасштабный элемент гетерогенного геологического образования.

Композиционное распределение локальных элементов в гетерогенных моделях обуславливает достаточно компактную структуру поля рассеянных волн. Так волновое поле, соответствующее гетерогенным зонам, независимо от характера организации элементов в зоне приобретает свойства волнового пакета, фазовые и групповые характеристики которого определяются диаграммой направленности, геометрией и композиционным распределением элементов в зоне. Общий вид отвечающих им сейсмограмм иногда весьма сходен с устойчивыми полями отраженных волн от некоторых регулярных границ сейсмической среды. Поэтому при интерпретации необходим учет априорных представлений об изучаемой среде. Отметим, что рассеянные волны, формирующиеся на среднемасштабных включениях вмещающей среды, образуют на записи так называемый волновой фон, в котором содержится существенная информация о блоковой структуре земной коры. Основные различия в структуре поля

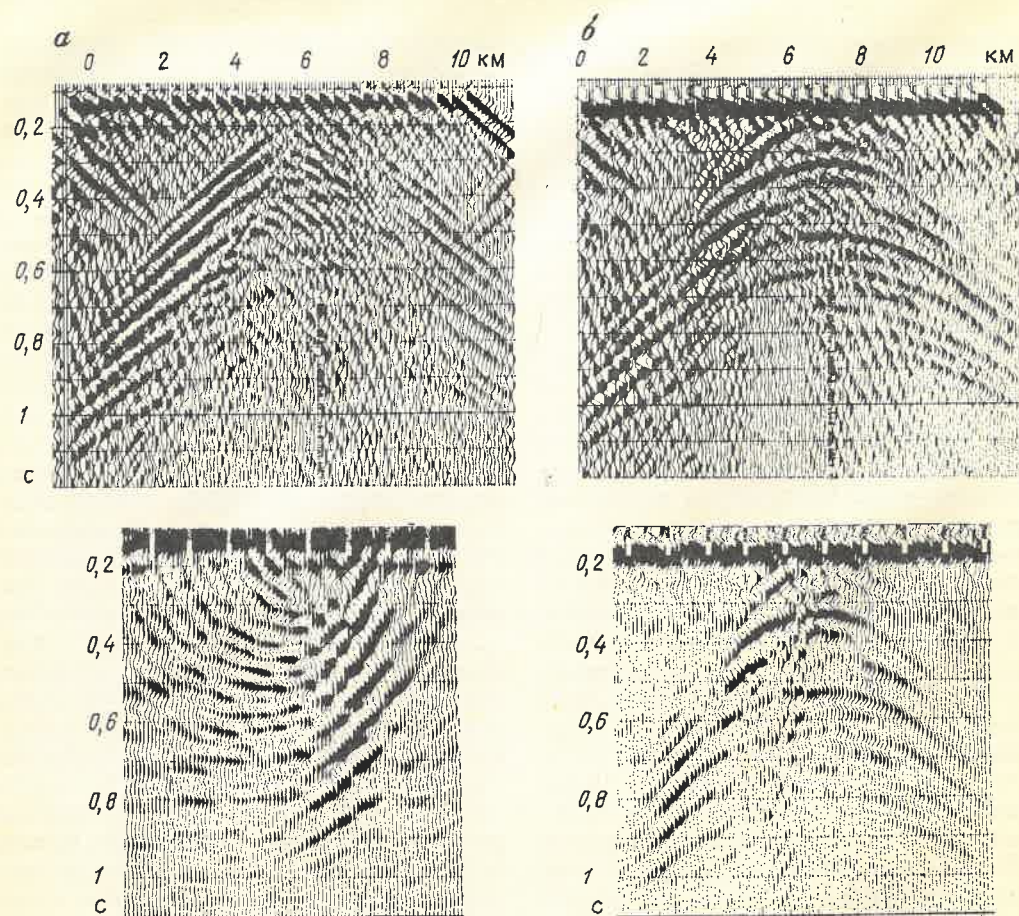


Рис. 1. Временные и мигрированные разрезы ОГТ (а, б) для вертикальной гетерогенной зоны:

а —  $v_{\text{ОГТ}} = 9$  км/с,  $v_0 = 4,6$  км/с; б —  $v_{\text{ОГТ}} = 4,6$  км/с,

рассеянных волн обусловлены статистическим распределением соответствующих параметров локальных элементов в пределах мозаично-блоковой структуры среды [6]. При этом различаются блоки с упорядоченной и диффузной структурой распределения локальных элементов.

Правильность геологической интерпретации сейсморазведочных данных в случае гетерогенных структур зависит от надежности выделения пакета отраженно-рассеянных волн на исходных сейсмических материалах, а также от точности перенесения соответствующих локальных элементов на итоговый сейсмический разрез. Необходимые построения лучше всего выполнять на основе первичных сейсмо-

грамм волновых пакетов, не подверженных еще никаким преобразованиям или «накоплениям». Накопление сигналов по схемам ОГТ с последующей обработкой материала технологичными методиками приводит или к серьезным затруднениям, или к полной утрате информации о структуре изучаемой среды.

Действительно, в абстрактном случае отсутствия помех в поле накопительные схемы ОГТ с последующей обработкой данных технологичными методиками приводят к удовлетворительным результатам по точности разрешения элементов структуры, если  $v_{\text{ОГТ}}$  выбрана правильно (т. е. в полном соответствии с истинными наклонами площадок структуры и скоро-

$v_0 = 2,3$  км/с; зона составлена из упорядоченного распределения локальных элементов ( $l = \lambda$ ) с углом наклона  $\varphi = 60^\circ$  и проекция ее приходится на ПК 7 (данные физического моделирования)

стью  $v_0$ , характеризующей вмещающую среду, которые исследователь заранее не может знать). Однако при одном лишь сканировании скорости  $v_{\text{ОГТ}}$  (без требования, чтобы выделялся волновой пакет), как правило, получаются очень хорошие «высвечивания» и при неверных значениях  $v_{\text{ОГТ}}$ , что приводит к формированию ложных структур. На рис. 1, а, б приведены варианты временных (сверху) и мигрированных (снизу) разрезов, отвечающих вертикальной гетерогенной зоне с упорядоченным распределением элементов-площадок. Случай а отвечает максимальному высвечиванию поля сканированием  $v_{\text{ОГТ}}$  при дополнительном (априорном) условии, чтобы высвечивался волновой пакет. Зона правильно высвечивается с удовлетворительной для практики точностью. Случай б — один из вариантов временного и мигрированного разрезов, получаемых максимальным высвечиванием при сканировании  $v_{\text{ОГТ}}$  без указанного дополнительного условия. На мигрированном разрезе высветилась куполообразная структура вместо вертикальной зоны.

Однако при изучении сложнораспределенных сред в реальных условиях помехи всегда велики. При наличии высокой неоднородности ВЧР (траппы, мощные коры выветривания, зоны трещиноватости и пр.), а также промежуточных неоднородных зон полезные волны подвергаются сильному дополнительному (нерегулярному) рассеянию, что приводит к неустойчивости форм импульсов на базе суммирования. А из-за отсутствия сейсмических реперов в разрезе статические поправки принципиально невозможно учесть с необходимой точностью. Это приводит к значительным фазовым искажениям в зарегистрированных сигналах, причем помехи часто оказываются следствием наличия в поле мощных поперечных и обменных волн. Из-за существования столь сильного поля помех переход от первичных сейсмических материалов к временным или мигрированным разрезам, отвечающим накоплению сигналов по схемам многократных перекрытий, часто приводит к практически полной потере информации о среде.

Изложенное иллюстрирует рис. 2,

на котором приведены временной (а) и мигрированный (б) разрезы для той же вертикальной зоны, что и на рис. 1, полученные при правильных значениях  $v_{\text{ОГТ}}$  и  $v_0$ , но при учете погрешностей (помех) в статических поправках. Несмотря на относительно невысокий уровень помехи, полезная информация о зоне на глубинном разрезе полностью разрушена. Вместо субвертикальной зоны локальные ее элементы «рассыпались» по всему разрезу. Однако погрешности в учете статических поправок, приводящие к искажениям фазовых годографов волнового пакета (указанным на рис. 2), носят локальный характер. Они практически не искажают на временном разрезе конфигурацию всего пакета и его усредненную характеристику — групповую скорость.

То же можно наблюдать на реальном материале — исходных сейсмограммах, полученных при пересечении крупнейшего на Рудном Алтае гранитоидного массива (рис. 3). На записях четко виден устойчивый интенсивный волновой пакет, сформированный относительно короткими волновыми элементами. Только на основе анализа структуры наблюдаемого на записи волнового пакета может быть сделан вывод о том, что он связан с неоднородной, но в целом достаточно контрастной пологозалегающей гетерогенной зоной, соответствующей подошве массива на глубине 6—7 км. Из-за сложности учета статических поправок «компактная» структура наблюдаемого волнового пакета при построении глубинного разреза традиционными технологичными методиками преобразуется в нерегулярное распределение отражающих площадок. Истинная информация о структуре полностью утрачивается. При выделении на первичных сейсмограммах (не искаженных накоплением по ОГТ) волнового пакета, хотя и с искаженными фазовыми характеристиками, сохраняется возможность достаточно точной приближенной пространственной локализации гетерогенной зоны, а также оценки ее формы и внутренней структуры. Именно вследствие этого при изучении сложных гетерогенных систем необходимо выявлять на сейсмограммах характерные волновые пакеты.

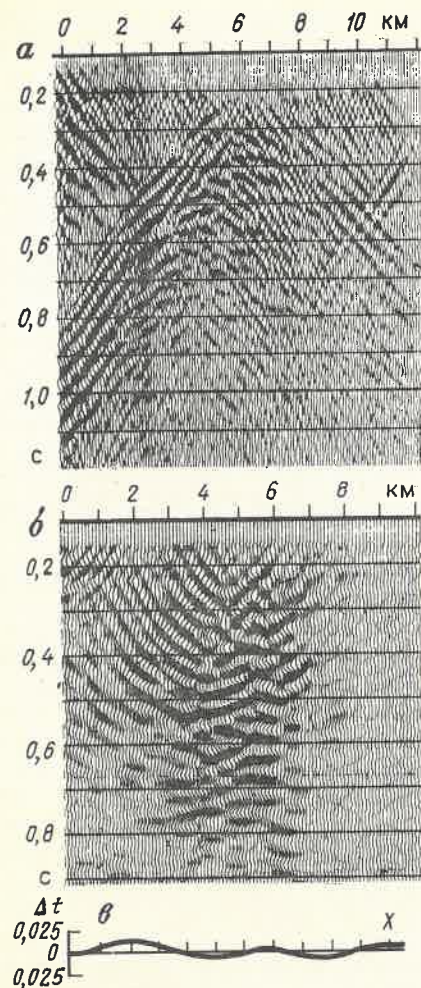
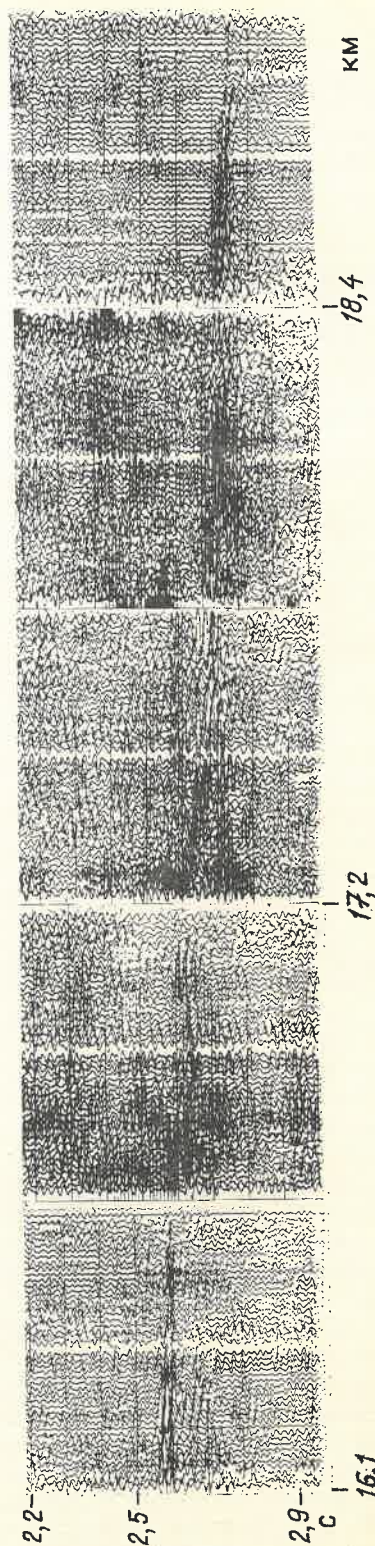


Рис. 2. Временной и мигрированные разрезы ОГТ для модели (рис. 1) при неучтенных статических поправках:

$a, b - v_{\text{ОГТ}} = 9,0 \text{ км/с}$ ,  $v_0 = 4,6 \text{ км/с}$ ;  $c -$  кривая  $\Delta t(x)$  неучтенных статических поправок

ты еще на начальных стадиях процесса обработки сейсмического материала.

Ошибки в воспроизведении истинной гетерогенной структуры на временных или мигрированных разрезах могут оказываться и следствием неадекватности применяемой технологии полевых наблюдений. Так, за счет достаточно острой диаграммы направленности системы излучение — прием, применяемой на практике, — рассеянное поле становится относительно интенсивным (наблюдаемым) лишь для элементов структуры, расположенных в полосе пропускания, ограниченной



- пространения сейсмических волн. Л., 1982. Вып. XXII. С. 110—131.
4. Организация и технология обработки данных в сейсморазведке/Г. В. Матвеев, А. А. Пудовкин, И. В. Тищенко и др.—М.: Наука, 1987.
  5. Петрашень Г. И., Караев Н. А. Об условиях применимости технологичных методик обработки сейсмических данных в современных

- моделях сейсмических сред: Обзор. Сер. Разведочная геофизика.—М.: ВИЭМС, 1989.
6. Сейсмический метод отраженных волн в рудных районах/Н. А. Караев, Ю. П. Лукашин, Г. Я. Рабинович и др.—Л.: Недра, 1982.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

© Р. С. Сейфуллин, И. В. Хавензон, 1990

УДК 550.837.2 : 553.98

## Естественные электрические поля над месторождениями углеводородов в Предкарпатском прогибе

Р. С. СЕЙФУЛЛИН, И. В. ХАВЕНЗОН (УкрНИГРИ)

Сокращение фонда антиклинальных ловушек, особенно в традиционных нефтегазоносных регионах, вызывает необходимость находить новые геофизические критерии выделения аномалий типа залежь и оценки нефтегазонасыщенности разреза. С этой целью в УкрНИГРИ с 1980 г. изучаются естественные электрические поля над залежами углеводородов. Возможность использования аномалий таких полей в качестве поискового критерия указывалась С. Пирсоном [2] и Я. Дзвинелом [3]. Наши исследования проводились с целью выяснить, как часто над залежами углеводородов наблюдаются аномалии естественного электрического поля и установить закономерность их проявления.

Естественные электрические поля (ЕП) изучены на 30 месторождениях нефти и газа Бориславско-Покутской и Бильче-Волицкой зон Предкарпатского прогиба, Волинского блока юго-западного окончания Восточно-Европейской платформы, Индоло-Кубанского прогиба. Измерения проводились способом потенциала. Большинство месторождений пересечены один-двумя профилями, некоторые изучены площадными съемками.

Из общего количества исследованных залежей лишь на трех не выявлены аномалии ЕП. За аномальные были приняты значения интенсивности свыше 40 мВ, исходя из следующих соображений. Диффузионно-фильтрационные потенциалы на рассмотренных площадях вследствие низкоомного разреза, пологого рельефа и т. д. не превышают 10—20 мВ, а техноген-

ные помехи (трубопроводы, обсадка скважин, рельсы) создают узкие аномалии, которые легко распознаются на графиках ЕП.

В Бориславско-Покутской зоне залежи углеводородов, преимущественно нефти и конденсата, расположены в терригенных палеогеновых и неогеновых отложениях на глубинах 1000—2500 м и глубже. Месторождения чаще всего многопластовые, ловушки представляют собой крутые складки, залегающие в нескольких ярусах. Для этого региона характерна обильная насыщенность верхней части разреза жидкими и газообразными углеводородами, которые ранее были объектом кустарной добычи колодцами и неглубокими скважинами.

В районе Гвиздецкой нефтяной залежи в процессе площадной съемки на медистые песчаники обнаружена интенсивная аномалия до —270 мВ на профиле, пересекающем центр залежи. Графики ЕП вылаживаются к периферии залежи, аномалия вновь появляется над ее вторым блоком и выклинивается к периферии залежи во втором блоке. Границы обеих аномалий ЕП достаточно хорошо совпадают с контурами залежей нефти.

Несколькими профилями пересечены Пневское нефтяное и Битков-Бабченское нефтегазоконденсатное месторождения. Промышленная нефтеносность приурочена к отложениям менилитовой свиты палеогена. Над Пневским месторождением выявлена положительная аномалия амплитудой 80 мВ, а над Битков-Бабченском — отрицательная около 90 мВ (рис. 1). Графи-

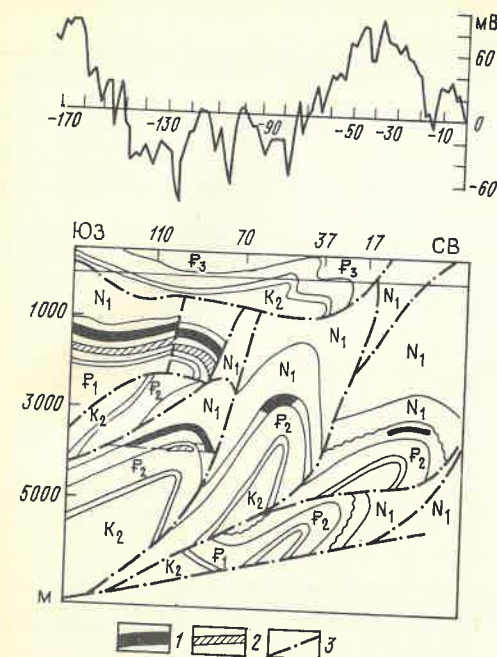


Рис. 1. График ЕП над Пневским и Пневско-Бабченским месторождениями углеводородов: 1 — продуктивные горизонты, 2 — конденсат; 3 — линии надвигов

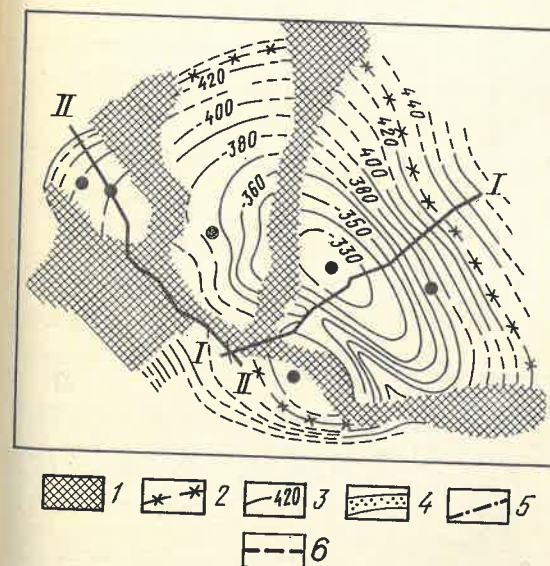
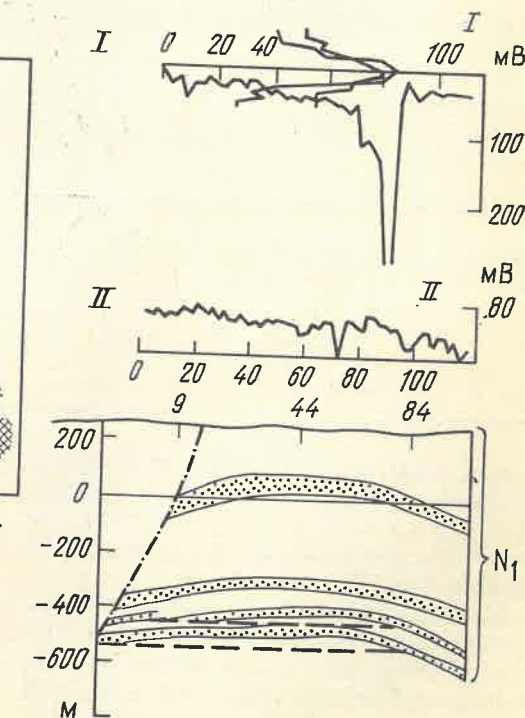


Рис. 2. Схема изогипс по кровле эоцена и графики ЕП по профилям I—I, II—II на Дашавском газовом месторождении:

ки ЕП изрезаны, амплитуда отдельных пиков достигает 40 мВ. Форма графиков на параллельных профилях идентична. Все профили заканчиваются на соседнем Пасечнянском месторождении нефти. Границы аномалий ЕП хорошо совпадают с контурами залежей.

Положительная аномалия ЕП интенсивностью 60 мВ обнаружена на Комачском месторождении. Она хорошо согласуется с контуром залежи. Такая же аномалия зарегистрирована на Дзвинячском нефтяном месторождении, где верхняя часть разреза насыщена углеводородами. Здесь развиты мелкие залежи нефти, газа и озокерита, которые интенсивно эксплуатировались неглубокими скважинами и колодцами. В ряде из них встречается обильная сульфидная минерализация: пирит, галенит, сфалерит и т. д. Положительная аномалия ЕП выявлена также над Старуньской нефтяной залежью, где в верхней части разреза известны скопления сульфидов и углеводородов.



1 — зона замещения песчаников глинами; 2 — контакт газ-вода; 3 — изогипсы по кровле эоцена, м; 4 — песчаники; 5 — разрывное нарушение; 6 — уровень газоносности

## Особенности аномалий ЕП над месторождениями углеводородов

| Регион                | Месторождение            | Физические    |            |                      |                            | Геометриче |               |
|-----------------------|--------------------------|---------------|------------|----------------------|----------------------------|------------|---------------|
|                       |                          | Амплитуда, мВ | Знак       | Глубина залегания, м | Горизонтальный градиент, м | Размер, м  | Форма         |
| Бильче-Волицкий       | Опарское и Южно-Опарское | 50            | —          | 400                  | 0,03                       | 1500       | Симметричная  |
|                       | Бильче-Волицкое          | 40—60         | Переменный | 420                  | 0,15                       | 1500—2000  | Асимметричная |
|                       | Кавское                  | 20            | —          | 260                  | 0,04                       | 1500       | —             |
|                       | Угерское                 | 240           | +          | 100                  | 0,9                        | 4000       |               |
|                       | Южно-Угерское            | —             | —          | —                    | —                          | —          |               |
|                       | Дашава                   | 1000          | —          | 150                  | 5                          | 2500       | Симметричная  |
| Бориславско-Покутский | Малая Горожанка          | 50            | —          | 400                  | 0,1                        | 1600       | То же         |
|                       | Оров-Учиняньское         | 160           | —          | 320                  | 0,2                        | 3000       | "             |
|                       | Космач                   | 50            | +          | 215                  | 0,5                        | 2500       | "             |
|                       | Рассольное               | 60            | —          | 250                  | 0,2                        | 2200       | "             |
|                       | Дзвиняч                  | 60            | +          | 250                  | 0,2                        | 2500       | "             |
|                       | Старунь                  | 40            | Переменный | 125                  | 0,18                       | 1300       | Асимметричная |
|                       | Пнев                     | 80            | +          | 400                  | 0,1                        | 3300       | Симметричная  |
|                       | Гвиздецкое               | 180           | —          | 250                  | 0,2                        | 2300       | То же         |
|                       | Битков                   | 1100          | —          | 600                  | 0,15                       | 5800       | "             |
|                       | Бабченское               | 2100          | +          | 500                  | 0,1                        | 6500       | "             |
| Вольно-Подольский     | Локачи                   | 20            | +          | 200                  | 0,07                       | 250        | Асимметричная |
| Индо-Ку-банский       | Акташское                | 60            | —          | 40                   | 0,04                       | 450        | Симметричная  |
|                       | Войковское               | 20            | —          | 100                  | 0,2                        | 400        | Асимметричная |
|                       | Южно-Войковское          | 100           | Переменный | 200                  | 0,1                        | 1300       | То же         |
|                       | Семеновское              | 80            | —          | 50                   | 2,5                        | 80         | —             |

На большинстве месторождений углеводородов наблюдались отрицательные аномалии ЕП (Рассольнянское, Учиняньское и др.); амплитуда их 60—70 мВ.

В Бильче-Волицкой зоне известны только газовые залежи в терригенных отложениях неогена и мела и сульфатно-карбонатных неогена. Ловушки представляют собой антиклинальные поднятия, разбитые многочисленными продольными и поперечными разломами. В зоне Краковецкого разлома от-

мечены тектонически экранированные ловушки. К востоку от него, где в основном проводились измерения ЕП, залежи расположены на глубинах 1200 м и менее.

Наиболее интенсивная аномалия зарегистрирована на Дашавской газовой залежи. В ее разрезе вскрыты дашавская свита нижнего сармата, верхне- и нижнетортонские, верхнемеловые и юрские породы. На породы дашавской свиты надвинуты отложения стебникской серии среднего миоцена. Отложе-

| Структура | Тип разреза                      | Тип флюида       | Геологические                                 |                                                  |                             |                                    |
|-----------|----------------------------------|------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------------------|------------------------------------|
|           |                                  |                  | Интервал залегания продуктивных горизонтов, м | Возраст пород продуктивных горизонтов            | Наличие разрывных нарушений | Количество продуктивных горизонтов |
| Простая   | Терригенный                      | Газ              | 210<br>393—881                                | $N_{1sm_1}$                                      | +                           | 6                                  |
| Сложная   |                                  |                  | 951—1116                                      | $N_{1sn}$                                        | +                           | 1                                  |
| Простая   |                                  |                  | 471—851                                       | $N_{1sm_1}$                                      | +                           | 6                                  |
| Сложная   |                                  |                  | 239—1197                                      | $N_{1sm_1}; K_{2sn}$                             | +                           | 10                                 |
| —         |                                  |                  | 750—800                                       | $N_{1sm_1}; K_2$                                 | +                           | 4                                  |
| Простая   |                                  |                  | 1146—1184                                     |                                                  |                             |                                    |
| То же     |                                  |                  | 180—780                                       | $N_{1sm_1}$                                      | +                           | 10                                 |
|           |                                  |                  | 480—850                                       | $N_{1t_1}$                                       | +                           | 2                                  |
| Сложная   | Терригенный с углестым веществом | Нефть            | 2501—3767                                     | $P_{3ml}$                                        | +                           | 2                                  |
| То же     |                                  | Газ, конденсат   | 2507—2975                                     | $P_{3ml}; vg; P_{2mn}$                           | +                           | 3                                  |
| "         |                                  | Нефть, конденсат | 2399—2610                                     | $P_{3ml}; P_{2vg-mn}$                            | +                           | 5                                  |
| "         |                                  | Нефть, газ       | 930—1060                                      | $N_{1vr}$                                        | +                           | 4                                  |
| "         |                                  | Нефть            |                                               | $N_{1vr}; P_{3ml}; P_{2bs}$                      | +                           |                                    |
| "         |                                  | То же            | 1710—3100                                     | $P_{3ml}$                                        | +                           | 3                                  |
| "         |                                  | "                | 1500—2850                                     | $P_{3ml}; P_{2vg+mn}$                            | +                           | 3                                  |
| "         |                                  | "                | 400—4500                                      | $P_2-P_3; K_2-P_1$                               | +                           | 4                                  |
| Простая   | Карбонатный                      | Газ              | 815—1100                                      | $D_{2st_3' 2' 1}$<br>$D_{2lp_1' 2}$<br>$D_{2iv}$ | —                           | 7                                  |
| То же     | Карбонатный                      | Нефть, газ       | 300—420                                       | $N_1$                                            | +                           | 1                                  |
| "         |                                  | Нефть            | 240—385                                       | $N_1$                                            | +                           | 2                                  |
| Сложная   |                                  | То же            | 340—300                                       | $N_1$                                            | —                           | 1                                  |
| То же     |                                  | "                | 166—225                                       | $N_1$                                            | —                           | 3                                  |

ния дашавской свиты, залегающие ниже плоскости надвига, собраны в пологую складку. Промышленная газоносность приурочена к песчаникам дашавской свиты, которые на части площади замещены глинами. Глубина залегания главной газоносной толщи 670—780 м. Эксплуатировались мелкие по объему залежи на глубинах 180—560 м. На месторождении пройдено несколько профилей наблюдений ЕП (рис. 2). На одном из них, расположенном в основном на площади заме-

щения песчаников глинами, колебания электрического потенциала 10—20 мВ, что обычно вызывается неоднородностями литологического состава четвертичных отложений. Секущий профиль в западной части также проходит по зоне замещения песчаников глинами. На этом его отрезке аномалий ЕП нет. В восточной части профиля обнаружена аномалия интенсивностью более 1 В. Она хорошо подтверждается двумя секущими профилями. Аномалия занимает 20 % площа-

ди залежи, имеет изометрическую форму с радиусом более 1,5 км. В этой части месторождения не удалось обнаружить трубопроводов или промышленных сооружений, а следовательно, нет основания связывать ее с техногенными помехами, которые обычно высокочастотны. Наш опыт свидетельствует, что кондукторы или обсадка скважин создают локальные аномалии размером 100—200 м, а трубопроводы — еще более локальные положительные аномалии.

В нескольких километрах к северо-западу от Дашавской находится Угерская газовая залежь. Оба месторождения расположены в равнинной местности с высоким уровнем грунтовых вод. Ловушка представляет собой брахиантиклинальную складку, осложненную сбросом. В разрезе месторождения выделяется 17 песчаных горизонтов, восемь из которых содержат газ. Верхний газонасыщенный горизонт залегает на глубине 230—248 м, нижний — 951—1080 м.

На двух профилях, пересекающих залежь, зарегистрированы интенсивные аномалии ЕП. Графики ЕП асимметричны. Перепад потенциала достигает 240 мВ, градиент его составляет более 1 мВ на 1 м. Резкие перегибы кривой ЕП совпадают с контурами залежи. Графики ЕП сильно изрезаны, амплитуда отдельных пиков 40—60 мВ.

Симметричная отрицательная аномалия около 50 мВ выявлена на газовом месторождении Малая Горожанка. Глубина залегания продуктивного горизонта 465—490 м. Отрицательные аномалии ЕП зафиксированы на Опарском, Южно-Опарском, Бильче-Волицком месторождениях газа, по строению близких Дашавскому и Угерскому. Четкая аномалия ЕП амплитудой 40 мВ отмечена на Кавском газовом месторождении, где верхний продуктивный горизонт залегает на глубине 500 м.

В Волынском блоке юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы известно два газовых месторождения. Расположены они в терригенных среднедевонских отложениях. Выше по разрезу находятся карбонатно-терригенные отложения верхнего девона, карбона и мела. Продуктив-

ные горизонты на Локачинском месторождении, где производились измерения, залегают на глубине примерно 1000 м. Максимальные колебания ЕП составляют около 30 мВ и связаны, вероятно, с неоднородностью литологического состава четвертичных отложений.

В Индоло-Кубанском прогибе измерения ЕП проведены над несколькими мелкими и небольшими по запасам месторождениями нефти. Геологический разрез их сложен терригенно-карбонатными породами мезотического и сарматского ярусов и тортона. Продуктивны нижние части тортона (чокрак и низы карагана).

На Акташском месторождении получена отрицательная аномалия амплитудой около 40 мВ, границы ее хорошо совпадают с контурами залежи. На профиле, пересекающем Войковское месторождение, получена четкая аномалия амплитудой более 20 мВ. Здесь же обнаружена аномалия более 30 мВ над антиклинальной структурой, нефтегазоносность которой не выяснена.

Над Южно-Бабчинской залежью получен асимметричный график ЕП с отрицательным положительными экстремумами над водонефтяным контактом. На Семеновском месторождении нефти нами пройден один профиль наблюдений ЕП, на котором не зарегистрировано аномалий, но площадной съемкой, проведенной Крымской геофизической экспедицией, в западной части залежи выявлена четкая отрицательная аномалия.

Итак, коэффициент частоты встречаемости аномалий ЕП над залежами углеводородов составляет более 0,9. Следовательно, природные гальванические элементы являются специфической особенностью залежей и надежным критерием нефтегазоносности.

В таблице приведена обобщенная характеристика аномалий ЕП над наиболее изученными залежами углеводородов. Чаще всего встречаются отрицательные аномалии, хотя и положительных отмечено более 30 %. Горизонтальный градиент большинства аномалий превышает 0,1 мВ/м, максимальный 4 мВ/м; форма аномалий ЕП преимущественно сложная.

Аномалии ЕП образуются как над нефтяными, так и над газовыми месторождениями. По результатам количественной интерпретации, глубина верхней кромки аномалиеобразующих объектов достигает 750 м. В отдельных случаях их верхние кромки совпадают с неглубокозалегающими продуктивными горизонтами.

Вопрос о механизме образования естественных электрических полей над залежами углеводородов сложен. По представлениям С. Пирсона, над залежами образуются топливные гальванические элементы. Позднее эти соображения были существенно расширены [1]. Аномалии ЕП связывались, прежде всего, с сульфидной минерализацией, образующейся в результате вторичных изменений горных пород под влиянием миграционных потоков углеводородов, а механизм формирования

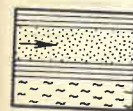
природных гальванических элементов может быть различным.

Итак, изучено интересное природное явление — электрохимические системы над залежами углеводородов, обуславливающие аномалии ЕП — надежный критерий нефтегазоносности разреза.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сейфуллин Р. С., Хавензон И. В. Природные гальванические элементы над залежами углеводородов//Разведочная геофизика. 1983. № 100. С. 37—41.
2. Pirson C. I. New electric technique can locate gas and oil//World oil. 1971. Vol. 172. N 5. P. 69—72.
3. Dzwiniel J. Bezposrednie poszukiwania zloz węgłowodorow w oparciu o powierzchniowe pomiary efektu ich naturalnej polaryzacji elektrycznej//Nafta. 1975. N 5. S. 193—195.

Принята редколлегией 31 июля 1989 г.



## ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.3.04 : 553.98

### Использование гидрогеологических данных при прогнозировании трещинно-разрывных зон и нефтегазоносности

В. В. ЛАРИЧЕВ (КазНИПИнефть)

© В. В. Ларичев, 1990

Во многих нефтегазоносных регионах страны освоение залежей нефти и газа в глубоководных горизонтах и комплексах сопряжено с определенными трудностями. Геологопоисковые работы ведутся, как правило, в сложных объектах (баженины, доманикиты, карбонатные образования и др.), коллекторы которых независимо от литолого-петрографических особенностей (терригенно-карбонатные, вулканогенно-осадочные, метаморфические, магматические) характеризуются рядом специфических признаков, позволяющих объединить их под общим названием — низкопроницаемые. В нашем случае под низкопроницаемыми коллекторами понимаются коллекторы с межзерновой проницаемостью не более  $0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, а общей — практи-

чески трещинной [5]. Эти обстоятельства отразились и на эффективности поисково-разведочных работ. В частности, по Южному Мангышлаку эффективность последних в низкопроницаемых коллекторах доюрского комплекса примерно на порядок ниже, чем в юрско-меловой толще (из расчета прироста запасов углеводородов в условных единицах на 1 м проходки). И причина не только в возросших глубинах скважин.

Как показывают опыт работ с низкопроницаемыми коллекторами и теоретические расчеты (В. М. Добрынин, 1965), на больших глубинах в условиях всестороннего сжатия объем межзернового порового пространства резко сокращается за счет деформации зерен, их более плотной упаковки (ме-

ханическая литификация), что характерно для терригенных образований, а также перекристаллизации и цементации (физико-химическая литификация), которые типичны для карбонатных пород. В любом случае эти процессы направлены на снижение емкостно-фильтрационных параметров отложений, и интенсивность их увеличивается с глубиной погружения осадков. Здесь в зонах жестких термобарических условий при степени катагенической изменчивости пород до МК<sub>4</sub> и выше осадочные образования практически утрачивают свои первичные коллекторские свойства, и формирование эффективной емкости коллекторов возможно лишь за счет эпигенетических процессов.

Эпигенетические процессы наиболее активно протекают в пределах тектонически активных зон. В них вторичные преобразования, происходящие под влиянием разрывных деформаций, могут быть двух типов: непосредственно связанные с напряжениями, формирующими систему разрывных нарушений, или дислокационные, и гидрохимические, обусловленные взаимодействием подземных флюидов околоразрывных зон и вмещающих пород. При этом гидрохимические эпигенетические преобразования (гидрохимический эпигенез), как правило, наложены на дислокационные, поскольку активизация вторичных процессов выщелачивания и растворения способствует интенсивное трещинообразование. Следует также отметить агрессивность циркулирующих вод, обогащенных в своем большинстве углекислотой, и наличие зон разгрузки для выноса и осаждения труднорастворимых соединений.

В конечном итоге гидрохимический эпигенез приводит к тому, что проницаемые зоны «залечиваются» новообразованиями различных минералов и становятся экраном [1]. Поэтому чем древнее возраст заложения разломов и зон растяжений, тем больше вероятность их «залечивания» и превращения в практически непроницаемые. В этих условиях только новейшая активизация (т. е. современная) и унаследованность в развитии могут способствовать проницаемости зон растяжений и разломов как за счет обновления старых, так и возникновения новых систем тре-

щин. Высокая скорость гидрохимического эпигенеза, практически мгновенного в геологическом аспекте, позволяет сделать вывод о том, что густота новых трещин, их локализация и раскрытость, а также «реанимация» старых «залеченных» трещин разрывов и растяжений обусловлены не палеотектоническими движениями и структурами, завершившими тектоническое развитие в доновейшее время, а современными неотектоническими подвижками и новейшим структурным планом [5].

В условиях низкопроницаемых толщ, практически лишенных первичной пористости, зоны развития эпигенетических коллекторов приобретают особое значение в качестве объектов возможных скоплений УВ. Да и сами разломы, активизированные в результате процессов неотектогенеза, в обстановке затрудненной вертикальной разгрузки и ограниченной латеральной миграции могут служить резервуарами для аккумуляции УВ. Поэтому основная задача исследователя — выявление этих зон и разломов.

Признание ведущей роли трещинно-разрывных зон в локализации вторичных коллекторов и залежей нефти и газа [1, 3, 4] требует разработки новых методических подходов при прогнозировании объектов в низкопроницаемых толщах. Как правило, эта задача решается комплексированием геолого-геофизических, структурно-геоморфологических и других методов, среди которых, на наш взгляд, недостаточно используются гидрогеологические. В настоящей статье сделана попытка нетрадиционной интерпретации данных неглубокого гидрогеологического бурения в целях прогнозирования зон возможного вторичного порообразования.

Как уже отмечалось, локализация и густота новых и залеченных трещин разрывов определяются новейшими тектоническими движениями, которые охватывают весь стратиграфический разрез. Активное формирование тектонической трещиноватости происходит в глубокопогруженных триасовых и палеозойских толщах — зонах поздних катагенетических и метаморфических изменений, где породы утратили свои пластические свойства и даже малейшие тектонические подвижки на фоне

всестороннего сжатия приводят к нарушениям сплошности и образованию трещин. Выше по разрезу в условиях терригенного разреза (юрско-меловые комплексы) в зонах раннего катагенеза и гипергенеза изменения менее контрастны (высокие пластические свойства глинистых толщ при высокой — до 24—36% — пористости песчаных горизонтов). Поскольку наиболее интенсивно новейшая фаза тектогенеза, охватившего весь разрез, проявилась в послесарматское время, это не могло не сказаться на трещиноватости сформировавшегося к тому моменту бронирующего чехла карбонатных нижне- и среднемиоценовых отложений.

Изначально отложившиеся в обширном открытом водном бассейне карбонатные образования тортона и сармат были в основном монолитными, практически лишены трещиноватости, так как седиментационный и диагенетический циклы протекали в спокойных геотектонических условиях. Однако из-за низких пластических свойств и неустойчивости к действию деформаций и растяжений в период новейшей инверсии региона в результате дифференцированных блоковых подвижек фундамента сплошность бронирующего чехла была нарушена. При этом в зонах активного проявления геотектонических подвижек тектоническая трещиноватость известняков оказалась выше, чем на участках, где современные деформации были менее интенсивными. Зоны, испытавшие активную инверсию, помимо повышенной тектогенной трещиноватости характеризовались высокими гидравлическими градиентами грунтового потока, что способствовало активному развитию в них процессов суффозии, выщелачивания и карстообразования под действием агрессивных инфильтрационных вод, впоследствии полностью вытеснивших соленые седиментационные воды. Следовательно, наблюдаемая в настоящее время трещиноватость неогеновых пород не является хаотичной, а находится в тесной связи с неотектогенезом.

Таким образом, зоны активных неотектонических движений оказались «запечатленными» в характере распределения трещиноватости неогена. В глубоких недрах им отвечают трещин-

но-разрывные зоны новейшей активизации. Картирование участков повышенной трещиноватости и количественная оценка степени трещиноватости известняков позволят дифференцированно подходить к количественной оценке трещиноватости и трещинно-разрывных зон низкопроницаемых толщ. В качестве критерия степени трещиноватости карбонатных образований неогена нами использовался удельный дебит гидрогеологических скважин. Как известно [2], водообильность карбонатных коллекторов определяется их емкостно-фильтрационными свойствами, причем особую роль играет трещиноватость (характерный для карбонатов эффект «двойной пористости»). В связи с этим были обработаны материалы приблизительно по 500 гидрогеологическим скважинам. Получены значения удельных дебитов, давшие возможность дифференцированно подходить к результатам исследований, что позволило с учетом эмпирического коэффициента 100 (для безнапорных вод) отнести значения удельных дебитов к водопроницаемости, т. е. еще раз констатировать связь трещиноватости отложений через водообильность с фильтрационными параметрами. В результате была составлена схема водопроницаемости ( $km$ ) средне- и верхнемиоценовых отложений (В. В. Ларичев, 1988), которая в настоящей статье представлена в упрощенном виде.

Зоны повышенных значений трещиноватости неогена относительно фона образуют определенную зональность в виде отдельных линейных максимумов, разделенных минимумами (рисунок). Такое чередование максимумов и минимумов связано с региональными зонами растяжений и сжатий новейшего времени. Зонам высоких значений трещиноватости неогена отвечают зоны растяжений, в глубоких горизонтах которых наряду с развитием процессов трещинообразования возникают благоприятные условия для вертикальной связи низкопроницаемых толщ с зонами генерации агрессивных флюидов, восходящие потоки которых способствуют активному течению выщелачивания, перекристаллизации и т. д. Зонам минимумов соответствуют зоны сжатия, где указанные преобразования

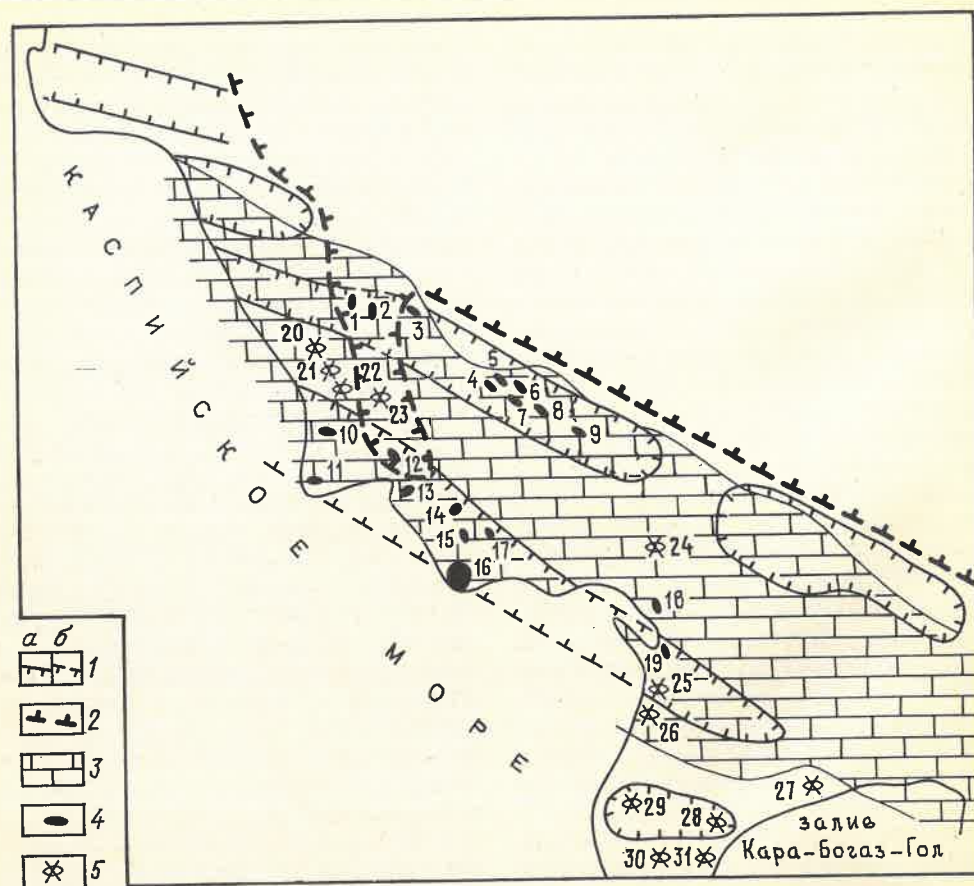


Схема трещиноватости бронирующего неогена и залежей УВ в доюрском комплексе:

1 — зоны повышенной трещиноватости средне- и верхнемиоценовых отложений, отвечающие трещинно-разрывным зонам новейшей активизации (а — установленные, б — предполагаемые); 2 — граница распространения срединированных отложений среднего и верхнего миоцена; 3 — площадь распространения вулканогенно-карбонатного комплекса нижнего и среднего триаса; 4 — месторождения нефти и газа и структуры с промышленными притоками УВ, связанные с доюрским комплексом; 5 — площади, выведен-

ные из бурения с отрицательным результатом; 1 — Алатюбе, 2 — Северное Карагие, 3 — Северо-Западный Жетыбай, 4 — Южный Жетыбай, 5 — Каменистое, 6 — Восточный Нормал, 7 — Западный Тасбулат, 8 — Тасбулат, 9 — Пионерское, 10 — Оймаша, 11 — Мыс Песчаный, 12 — Ташкум, 13 — Жиланды, 14 — Уйлюк, 15 — Северо-Ракушечное, 16 — Ракушечномысская, 17 — Сарсенбай, 18 — Махат, 19 — Жарты, 20 — Бортовое, 21 — Кожур, 22 — Жанаорпа, 23 — Кенестюбе, 24 — Каунды, 25 — Темирбаба, 26 — Южный Аксу, 27 — Атабурун, 28 — Бирбас, 29 — Букбаш, 30 — Кудук, 31 — Южный Аламурын

и процессы не проявляются либо имеют второстепенное значение.

Итак, говоря о ведущей роли новейшей тектоники в формировании трещиноватости пород бронирующего неогена и в активизации трещинно-разрывных зон низкопроницаемых толщ доюрского комплекса Южного Мангышлака, мы тем самым признаем генетическое единство системы трещиноватости карбонатов неогена и зон возможного трещинообразования глубокопогруженных триасовых и палеозойских отложений. В связи с этим выделенные активизированные зоны можно рассматривать в качестве первоочередных участков постановки по-

исково-разведочных работ. Однако не следует считать выделение таких зон самоцелью, поскольку сама по себе трещиноватость не может служить емкостным резервуаром для значительных запасов УВ, поскольку трещинная пористость, как правило, не более 0,1—1 %. Трещиноватость активизированных в новейшее время разрывных зон прежде всего — возможные каналы миграции агрессивных флюидов, создающих благоприятные условия для гидрохимического эпигенеза. При этом важным фактором является литолого-петрографический состав пород трещинно-разрывных зон. Как показал фактический материал, в разрезе до-

юрского комплекса при прочих равных условиях наименее устойчив к физико-химическим воздействиям вулканогенно-карбонатный комплекс ниже-среднетриасовых отложений.

Именно в интервалах залегания вулканогенно-карбонатного комплекса трещинные коллекторы переходят в трещинно-поровые и порово-каверновые, когда процессы выщелачивания приводят к значительным изменениям путей миграции агрессивных флюидов (первичных тектогенных активизированных трещин). Не случайно все известные месторождения нефти, конденсата и газа (Северо-Ракушечное, Тасбулат, Южный Жетыбай и др.) приурочены к этому комплексу, а в «чисто» трещинных коллекторах, когда вмещающие породы представлены сланцами, филлитами без следов вторичных изменений, промышленных скоплений нефти и газане отмечается. Так (см. рисунок), все месторождения нефти и газа, связанные с доюрским комплексом, и промышленные притоки УВ локализованы в зонах повышенной трещиноватости неогена и приурочены к вулканогенно-карбонатной толще триаса, а на ряде площадей встречаются залежи и в вулканогенно-терригенном комплексе верхнего триаса (Алатюбе, Северное Карагие, Каменистое). Вне зон распространения названных комплексов и повышенной трещиноватости неогена промышленные скопления УВ не обнаружены, за исключением площади Махат, где получен промышленный приток газа.

Таким образом, наличие связи новейших тектонических движений и зон эпигенетических коллекторов с зонами повышенной трещиноватости бронирующего неогена позволит использовать гидрогеологические данные для прогноза зон развития вторичных коллекторов в глубокозалегающих низкопроницаемых толщах, а в конечном счете и возможных зон нефтегазона-

копления. Высокая сходимость полученных материалов по Южному Мангышлаку (В. В. Ларичев, 1988) дает основание использовать эти данные для других регионов со сходными геолого-гидрогеологическими условиями, в частности в пределах Устюрта, где ведутся детальные геофизические исследования по выявлению локальных объектов. Результаты обработки гидрогеологических данных позволят выделить здесь первоочередные участки и сосредоточить геофизические исследования в зонах возможного вторичного порообразования.

Эффективность исследований в других регионах и в нефтегазоносных бассейнах во многом зависит от стратиграфической «высоты» карбонатного слоя, претерпевшего неотектонические подвижки, поскольку гидрохимический эпигенез явление в геологическом аспекте мгновенное и наиболее полную информацию о неотектонических перестройках «хранят» более молодые образования.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоновская Л. Г. О влиянии дизъюнктивных нарушений на коллекторские свойства карбонатных пород // Критерии прогнозирования трещинных коллекторов нефти и газа в различных геологических условиях. Л., 1978. С. 65—75.
2. Боровский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С. Методика определения гидрогеологических параметров водоносных горизонтов по данным откачек. — М.: Недра, 1979.
3. Паламарь В. П., Попков В. И., Рабинович А. А. О возможности открытия зон нефтегазонакопления жильного типа // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 4. С. 968—970.
4. Смехов Е. М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. — Л.: Недра, 1974.
5. Тимурзиев А. И. Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в низкопроницаемых коллекторах (на примере Южного Мангышлака) // Геология нефти и газа. 1985. № 1. С. 9—16.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.



# Происхождение многолетнемерзлых пород

В. И. БГАТОВ, А. Ф. ЛАРГИН (НПО «Сибгео»)

Под многолетнемерзлыми породами (ММП) понимаются замороженные (мерзлые) толщи горных пород, не оттаивающие в течение длительного времени. Современные площади развития многолетней мерзлоты представляют собой реликты позднечетвертичных эпох. Область современного распространения криолитозоны ставится в зависимость только от теплообменных реакций поверхности литосферы, корректирующихся геологической и географической обстановками (М. И. Сумгин, 1931).

Области распространения ММП составляют около 35 млн км<sup>2</sup> или 24 % всей территории материков и островов на Земле, при этом более 20 млн км<sup>2</sup> приходится на области их сплошного распространения, более 7 млн км<sup>2</sup> — на области сплошного распространения с островами таликов и столько же на площади, где мерзлота носит островной характер. Но следует отметить, что понятия «сплошной», «островной» весьма условны, хотя и признаны в мерзловедении. Бурением многочисленных скважин в связи с нефтегазопромысловыми работами в заполярных областях СССР сплошность криолитозоны не подтверждается. В Советском Союзе ММП занимают около 11 млн км<sup>2</sup>, т. е. почти половину всей территории страны (главным образом Сибирь и Дальний Восток).

## 1. Распространение многолетнемерзлых пород на территории СССР

| Географическая зона | Площадь распространения ММП, км <sup>2</sup> | Процент к общей площади ММП |
|---------------------|----------------------------------------------|-----------------------------|
| Тундра горная       | 1 486 000                                    | 13,4                        |
| Тундра              | 1 570 000                                    | 14,1                        |
| Лесотундра          | 261 000                                      | 2,4                         |
| Тайга               | 7 308 000                                    | 65,8                        |
| Лесостепь           | 153 000                                      | 1,4                         |
| Степь               | 276 000                                      | 2,5                         |
| Пустыня             | 40 000                                       | 0,4                         |

Экстразональный характер распространения ММП (табл. 1) не согласуется, вернее, лишь отчасти согласуется с принятой точкой зрения [4] о том, что мерзлые породы — только порождение ледниковых эпох. Ледники, как известно, в позднечетвертичное время занимали значительно меньшую площадь, чем современные мерзлые земли. Если к тому же принять во внимание и большую мощность замороженных толщ, о чем свидетельствуют данные бурения, то связывать их возникновение исключительно с теплообменными реакциями поверхности литосферы с атмосферой не представляется возможным. Особенно трудно объяснить возникновение ММП в недрах Земли.

В северном полушарии ММП распространены в пределах Евразии и Северной Америки, на островах Северного Ледовитого океана, в южном — на Антарктическом континенте и островах приполярных районов Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Очаговый характер распространения ММП отмечается в горных районах всех климатических поясов.

В Северной Америке южная граница «сплошного» распространения ММП проходит от южной оконечности холмистого плоскогорья п-ова Лабрадор с абсолютными отметками в основном 400—800 м до южной оконечности Гудзонова залива с абсолютными отметками на побережье около 200 м. На всем указанном отрезке граница следует примерно по параллели 52° с. ш., что обусловлено близостью теплых атлантических течений. В то же время на территории Западно-Сибирской равнины с абсолютными отметками 150—200 м южная граница зоны ММП проходит примерно по широте 62°, т. е. более чем на 1000 км севернее аналогичной границы на востоке Северной Америки. Каких-либо препятствий для проникновения холодных воздушных масс с севера в более южные районы

Западно-Сибирской равнины нет, ни географических, ни геологических.

Ближе к Сибирской платформе от Енисея южная граница ММП резко поворачивает на юг, огибает Алтайские горные сооружения, захватывает Монгольский Алтай, Большой и Малый Хинган, следуя примерно по параллели 45° с. ш. Затем она идет на север по левому берегу Амура, через Сихотэ-Алинь. Таким образом, в восточных районах Азии по сравнению с Западной Сибирью южная граница ММП проходит на 2000 км южнее. Замороженными оказались земли огромных территорий горных и равнинных районов Сибири, Дальнего Востока, Центральной и Восточной Азии.

Аномально ведут себя и очаговые пятна ММП в горных районах. Существуют представления (А. И. Попов, 1967 и др.) о том, что в горах граница ММП начинается от подножий «вечных» снеговых шапок и выше. Однако установлены многочисленные случаи, когда мерзлота встречается значительно ниже снеговой линии. Например, на Алтае граница ММП проходит на абсолютных отметках 1000—1100 м, в то время как граница «вечных» снегов располагается на высоте 2300—3200 м. Такая же закономерность выявлена на Памире и в ряде других мест. Среднегодовая температура воздуха на высоте снеговых шапок варьирует от —11 °С на Новой Земле до +1,5 °С на экваторе. В этой связи авторы монографии «Основы геофизиологии» пишут: «...среднегодовая температура воздуха и снеговая граница не связаны прямой зависимостью, так как эта граница не является исключительно климатической» [4, с. 202]. От объяснения причин этих явлений авторы уклоняются.

В. И. Вернадский, очевидно, первым обратил внимание на возможность участия углекислоты в охлаждении горных пород. Он полагал, что в областях охлаждения земной коры, т. е. покрывавшихся в недалеком прошлом льдами, должно наблюдаться «...усиление нахождения жидкой углекислоты и резкое изменение ее распределения в природных подземных водах» [1, с. 15]. Поэтому он указывал на необходимость обратить внимание на нахождение жидкой углекислоты в ископаемых

льдах. Дело в том, что последняя способна при переходе из жидкого состояния в газообразное охлаждать окружающую среду.

Развивая идею В. И. Вернадского об охлаждающем воздействии на окружающую среду диоксида углерода, возникающего при испарении жидкой углекислоты (возможно, и «сухого льда»), мы предлагаем модель образования ММП в природе под влиянием термобарических изменений широко распространенных природных газов в земной коре. Механизм охлаждения горных пород в рассматриваемой модели — гомолог разделения газов, осуществляемого в криогенной технике методом глубокого охлаждения. Этот метод основан на использовании эффекта Джоуля — Томсона при дросселировании газов.

Эффект Джоуля — Томсона заключается в том, что при медленном протекании газа через дроссель в результате перепада давления без теплообмена с окружающей средой изменяется его температура. В технике оперируют двумя понятиями дроссельного эффекта. Дифференциальный дроссельный эффект  $\alpha_1 = dT/dP$  — отношение бесконечно малого изменения температуры к бесконечно малому изменению давления. При инженерных расчетах для рассматриваемой модели «бесконечно малое» изменение давления можно принять равным 0,1 МПа.

Интегральный дроссельный эффект

$$\frac{\Delta T}{\Delta P_{\text{общ}}} = \frac{\sum_{P_1}^{P_2} \alpha_i}{n} = \alpha_{\text{ср}}, \quad (1)$$

откуда  $\Delta T_{\text{общ}} = \alpha_{\text{ср}} \cdot \Delta P_{\text{общ}}$ , а так как  $\Delta T_{\text{общ}} = T_{\text{к}} - T_{\text{н}}$ , то

$$T_{\text{к}} = T_{\text{н}} + \alpha_{\text{ср}} \cdot \Delta P_{\text{общ}}, \quad (2)$$

где  $\alpha_{\text{ср}}$  — среднее значение дифференциального дроссельного эффекта при снижении давления от начального ( $P_1$ ) до конечного ( $P_2$ );  $T_{\text{н}}$ ,  $T_{\text{к}}$  — температура до и после дросселирования соответственно;  $\Delta P_{\text{общ}} = P_2 - P_1$ ;  $n$  — количество значений  $\alpha_i$ , взятых в интервале давлений от  $P_1$  до  $P_2$ .

Значения дифференциального дроссельного эффекта для различных газов приводятся в литературе по криогенной технике. В частности, в справочнике [6] помещены таблицы значений

## 2. Изменение термобарических параметров метана при дросселировании

| $P_n$ , МПа |          | $T_n$ , °C  |             |           |           |           |
|-------------|----------|-------------|-------------|-----------|-----------|-----------|
|             |          | -50         | -25         | 0         | +25       | +50       |
| 20          | Жидкость | 126<br>-151 | 102<br>-102 | 85<br>-60 | 69<br>-19 |           |
| 18          | "        | 122<br>-147 | 96<br>-96   | 78<br>-53 | 65<br>-15 |           |
| 16          | "        | 115<br>-140 | 89<br>-89   | 72<br>-47 | 58<br>-8  |           |
| 14          | "        | 106<br>-131 | 81<br>-81   | 66<br>-41 | 53<br>-3  |           |
| 12          | "        | 90<br>-115  | 70<br>-70   | 57<br>-32 | 46<br>+4  |           |
| 10          |          | 108<br>-158 | 78<br>-103  | 58<br>-58 | 46<br>-21 | 38<br>+12 |
| 8           |          | 88<br>-138  | 66<br>-91   | 47<br>-47 | 38<br>-13 | 32<br>+18 |
| 6           |          | 58<br>-108  | 45<br>-70   | 35<br>-35 | 28<br>-3  | 28<br>+27 |
| 4           |          | 35<br>-85   | 29<br>-54   | 21<br>-21 | 18<br>+7  | 16<br>+34 |
| 2           |          | 15<br>-65   | 13<br>-38   | 10<br>-10 | 10<br>+15 | 9<br>+41  |

Примечание:  $P_n$  — начальное давление; в числителе — температурный эффект дросселирования, в знаменателе — температура после дросселирования до 0,1 МПа.

## 3. Изменение термобарических параметров углекислого газа при дросселировании

| $P_n$ , МПа | $T_n$ , °C |           |           |           |           |
|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|             | -13        | +7        | +27       | +47       | +57       |
| 10          | 70<br>-83  | 73<br>-66 | 75<br>-48 | 78<br>-31 | 74<br>-17 |
| 8           | 63<br>-76  | 66<br>-59 | 66<br>-39 | 66<br>-19 | 62<br>-5  |
| 6           | 62<br>-75  | 64<br>-57 | 63<br>-35 | 47<br>0   | 49<br>+8  |
| 4           | 49<br>-62  | 51<br>-44 | 42<br>-15 | 36<br>+11 | 34<br>+23 |
| 2           | 40<br>-43  | 25<br>-18 | 21<br>+6  | 18<br>+29 | 17<br>+40 |

## 4. Изменение термобарических параметров азота при дросселировании

| $P_n$ , МПа | $T_n$ , °C |           |           |           |           |
|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|             | -100       | -25       | 0         | +25       | +60       |
| 20          | 68<br>-168 | 42<br>-67 | 35<br>-35 | 30<br>-5  | 25<br>+35 |
| 18          | 69<br>-169 | 50<br>-75 | 34<br>-34 | 29<br>-4  | 24<br>+36 |
| 16          | 65<br>-165 | 39<br>-64 | 32<br>-32 | 26<br>-1  | 22<br>+38 |
| 14          | 61<br>-161 | 34<br>-59 | 29<br>-29 | 24<br>+1  | 20<br>+40 |
| 12          | 55<br>-155 | 31<br>-56 | 25<br>-25 | 21<br>+4  | 18<br>+42 |
| 10          | 49<br>-149 | 26<br>-51 | 22<br>-22 | 18<br>+7  | 15<br>+45 |
| 8           | 41<br>-141 | 22<br>-47 | 18<br>-18 | 15<br>+10 | 12<br>+48 |
| 6           | 32<br>-132 | 17<br>-42 | 14<br>-14 | 11<br>+14 | 10<br>+50 |
| 4           | 22<br>-122 | 11<br>-36 | 9<br>-9   | 8<br>+17  | 7<br>+53  |
| 2           | 11<br>-111 | 6<br>-31  | 5<br>-5   | 4<br>+21  | 3<br>+57  |

$\alpha_1$  для некоторых газов при различных давлениях и температурах, по которым можно рассчитать значения интегрального дроссельного эффекта для различных начальных температур, заданных перепадов и конечных давлений, а затем по формуле (2) получить  $T_k$ .

В предлагаемой модели образования мерзлых пород в природе дросселем может быть трещина (узкая щель) в породах. При дросселировании газов и паров происходит изменение их термобарического состояния, что в конечном итоге приводит к понижению давления и температуры.

Ниже приведена краткая характеристика возможных термобарических параметров газов, широко распространенных в земной коре (таб. 2, 3, 4).

Метан — основной газовый компонент нефтегазовых и газовых месторождений. В газовой составляющей его содержание достигает 90 % и более. В соответствии с органической гипотезой метан и его гомологи образовались в

процессе метаморфизма захороненного органического вещества осадочных пород на глубине 1,5—2 км. Однако главная фаза газообразования соответствует глубинам 3,6—5 км. В более верхние и приповерхностные горизонты пород метан и его гомологи могли попасть только в результате миграции.

Большинство крупных месторождений метана приурочены к осадочному чехлу платформ. Газоносные площади исчисляются сотнями тысяч квадратных километров. В северном полушарии такие площади расположены в основном в северных широтах.

Углекислый газ (диоксид углерода) имеет широкое распространение в земной коре. Выходы его на земную поверхность известны в районах вулканической и поствулканической активности. В зонах альпийской складчатости встречаются углекислые в основном холодные источники. В природных газовых месторождениях концентрация  $CO_2$  нередко достигает 80—90 %. Наиболее богата углекислыми газами Северная Америка, где дебит некоторых скважин составляет около 3000 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Крупные месторождения углекислого газа найдены и в Евразии (Венгрия, ФРГ, ГДР, Польша, Чехословакия, Румыния). В СССР промышленные месторождения углекислого газа выявлены в ряде районов Западно-Сибирской плиты.

Азот в изверженных породах по массе составляет 10<sup>-3</sup> % или 0,04 см<sup>3</sup> на 1 г породы. Сравнительно богаты им породы основного ряда, из минералов — мусковит и биотит. Общее количество азота, выделяемого при вулканических извержениях, составляет 10<sup>5</sup> т в 1 год [5].

Главные носители азота в земной коре — породы осадочных толщ. В природных газовых месторождениях концентрация его может достигать 100 %. Области распространения крупных месторождений с содержанием азота 80—90 % — плато Колорадо (США), провинция Саскачеван (Канада). Здесь они залегают на глубине 200—2000 м. Предполагается, что залежи азота формируются за счет миграции его из кристаллических пород фундамента и интрузивных массивов.

Довольно широко распространены месторождения азота в Евразии, в том

числе на территории СССР в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Здесь глубина их залегания 500—800 м, содержание газа около 100 %. Высокая концентрация азота свойственна многим термальным источникам.

Энергетическую состоятельность предлагаемой модели образования ММП можно проверить, определив приблизительное количество газа, необходимое для охлаждения воды до точки замерзания, приравнявая количество теплоты, отданное водой ( $Q_v$ ) и полученное газом ( $Q_r$ ), в джоулях.

$$Q_v = C_{pv}(T_{nv} - T_k), \quad (3)$$

$$Q_r = X \cdot C_{pr}(T_k - T_{nr}), \quad (4)$$

где  $C_{pv}$ ,  $C_{pr}$  — удельная теплоемкость воды и газа при постоянном давлении, Дж/(кг·К);  $T_{nv}$ ,  $T_{nr}$  — начальная температура воды и газа, °C;  $T_k$  — конечная (выравненная) температура воды и газа, °C;  $X$  — количество газа, необходимое для охлаждения 1 кг воды до  $T_k$ , кг.

Итак,  $Q_v = Q_r$ , т. е.  $C_{pv}(T_{nv} - T_k) = X \cdot C_{pr}(T_k - T_{nr})$ , откуда  $X = C_{pv}(T_{nv} - T_k) / C_{pr}(T_k - T_{nr})$ .

Из работы [6] находим: для метана  $C_p = 2096$  Дж/кг·К при  $T_n = -25$  °C,  $C_p = 2175$  Дж/кг·К при  $T_n = 0$  °C,  $C_p = 2230$  Дж/кг·К при  $T_n = +25$  °C; для углекислого газа  $C_p = 761,5$  Дж/кг·К при  $T_n = -50$  °C,  $C_p = 908$  Дж/кг·К при  $T_n = +50$  °C; для азота  $C_p = 1042$  Дж/кг·К при  $T_n$  от  $-180$  до  $+25$  °C.

С учетом исходных данных для метана ( $T_n = -21$  °C,  $T_k = 0$  °C,  $C_p = 2134$  Дж/кг·К) и воды ( $T_n = +20$  °C,  $T_k = 0$  °C,  $C_p = 4184$  Дж/кг·К)  $X = 4184(20 - 0) / 2134[0 - (-21)] \approx 2$  кг.

Исходя из данных для углекислого газа ( $T_n = -57$  °C,  $T_k = 0$  °C,  $C_p = 761,5$  Дж/кг·К) и воды ( $T_n = 20$  °C,  $T_k = 0$  °C,  $C_p = 4184$  Дж/кг·К)  $X = 4184 \times (20 - 0) / 761,5[0 - (-57)] \approx 1,9$  кг.

С учетом данных для азота ( $T_n = -35$  °C,  $T_k = 0$  °C,  $C_p = 1042$  Дж/кг·К) и воды ( $T_n = +20$  °C,  $T_k = 0$  °C,  $C_p = 4184$  Дж/кг·К)  $X = 4184(20 - 0) / 1042[0 - (-35)] \approx 2,2$  кг.

Как известно, атмосферное давление на поверхности Земли равно 0,1 МПа. С глубиной на каждые 10 м в обычных (не аномальных) условиях давле-

ние повышается на 0,1 МПа. Следовательно, начальное давление, равное 2, 4, 6 МПа, означает, что залежь природного газа находится соответственно на глубине 200, 400, 600 м и т. д. На основании данных табл. 2 можно заключить, что если месторождение метана находится на глубине 2000 м и при этом  $P_n = 20$  МПа, а  $T_n = -25^\circ\text{C}$ , то после дросселирования газа через трубопровод (скважину) температура его на поверхности ( $T_k$ ) будет  $-151^\circ\text{C}$  ( $\Delta T = 126$ ), но если на той же глубине температура газа нулевая, то после выхода на поверхность он будет иметь температуру  $-102^\circ\text{C}$  ( $\Delta T = 102$ ). При начальной температуре  $+25^\circ\text{C}$  и давлении  $20 \cdot 10^6$  МПа температура газа на выходе снижается до  $-60^\circ\text{C}$  ( $\Delta T = 85$ ). Понижение температуры обуславливает также дросселирование диоксида углерода и азота.

Приведенные расчеты однозначно показывают, что промораживание подземных вод при дросселировании метана, углекислого газа и азота — основных по массе газов земной коры — возможно. Дроссельный эффект сероводорода, широко распространенного в земной коре и образующего крупные самостоятельные залежи, нами не рассматривается, поскольку не удалось найти его термобарические характеристики в динамике. Гелий, аргон и другие благородные газы также не изучены, т. к. они не образуют крупных самостоятельных месторождений, а входят обычно в виде небольших (первые единицы процентов) примесей в месторождения других природных газов. Для оценки дроссельных эффектов таких смесей необходимы экспериментальные исследования и многовариантные расчеты. Однако следует отметить, что в условиях резких перепадов давления гелия в криогенной технике достигаются температуры, близкие к абсолютному нулю.

Разрезы осадочных толщ земной коры в самом общем виде можно представить как чередование проницаемых и непроницаемых для флюидов пачек пород. К первым относятся пористые, рыхлые и трещиноватые, ко вторым — глинистые и реже встречающиеся эвапоритовые породы.

Горные породы в процессе своего развития даже в платформенной обста-

новке обязательно претерпевают катагенетические изменения, вплоть до начального метазенеза. Глины флюидоупорных покрышек, постепенно преобразуясь в аргиллиты и аргиллитизированные сланцы, со временем теряют свойства флюидоупоров.

Представим пачку пород, являющуюся носителем (резервуаром) газов с пластовым давлением 10–20 МПа (на платформах это отвечает глубинам 1000–2000 м), перекрытую флюидоупором. При усилении тектонических напряжений, особенно разрывного характера, в катагенетически измененных породах глинистых покрышек возникнут трещины, количество и продолжительность жизни которых будут зависеть не только от длительности тектонических воздействий, но и от пластичности пород, их способности противостоять разрывам. Безусловно, при прочих равных условиях, чем древнее глинистые породы, тем они плотнее, а следовательно, отзывчивее к тектоническим воздействиям. Ответные реакции катагенетически преобразованных глинистых пород на разрывные напряжения — появление в них трещин. Трещины — дросселирующие элементы в покрышках, по которым сжатый в резервуаре газ устремится вверх. Растекаясь в вышележащих пористых толщах, газ охладит породы нового резервуара; при определенной исходной температуре газа и перепаде давления произойдет замораживание воды — неременной составляющей пористых пачек пород верхних горизонтов литосферы.

Теоретически допустимо формирование двух и более пачек пород с отрицательными температурами в результате многоактных процессов дросселирования газов одного и того же месторождения — разового или много разового перетока газа из нижележащих резервуаров в вышележащие. «Двухслойные» конструкции мерзлых толщ типичны для криолитозон Сибири [2, 3].

Многолетнемерзлые породы — явление геологическое, обусловленное прежде всего процессами, происходящими в недрах Земли. Они образовались и возникают в результате дегазации земной коры. Современные криолитозоны на севере Американского

Евразийского континентов, как уже отмечалось, это области сосредоточения газоносных провинций и месторождений горючих газов. Кроме того, здесь обнаружены (особенно на севере Американского континента) крупнейшие месторождения диоксида углерода, азота, гелия. Безусловно, положение криолитозон связано с суровым климатом. Поскольку в северных районах теплообменные реакции поверхности литосферы и атмосферы крайне замедлены, деятельный слой земли измеряется всего лишь первыми, максимум первыми десятками сантиметров. Размещение ММП в более южных районах подчинено геологическим особенностям молодых (альпийских) складчатых зон. В настоящее время это наиболее активные зоны (пояса) с мощной дегазацией углекислого и других газов изверженных пород (по классификации В. А. Соколова, 1966). Именно этим объясняется аazonальная (не связанная с климатом) география изучаемых пород. В этом же причина несовпадения границ «вечных» снеговых шапок с границами промороженных земель в горах и пятнистый характер ММП на равнинах. Следует отметить и тот факт, что в природе вообще не существует так называемой сплошной криолитозоны. Зоны развития ММП носят лоскутный характер, о чем свидетельствуют результаты геологических работ в связи с поисками нефти и газа на севере Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Имеет место площадная перемежаемость ММП и «таликов». Последние нами взяты в кавычки, поскольку нет доказательств того, что они когда-либо были проморожены. Известно лишь, что в районах Крайнего Севера (но далеко не везде) мерзлые породы занимают относительно большие площади, которые в южном направлении сокращаются. Установлено также и то, что все вскрытые скважинами «двухслойные» толщи ММП выклиниваются. С учетом изложенной точки зрения понятно и непостоянство значений геотермической ступени земной коры, которые изменяются от района к району, от скважины к скважине, особенно в областях развития криолитозон, а также в молодых складчатых зонах и рудных провинциях. Нефтегазоносные

провинции платформ, альпийские сооружения горных районов, рудоносные, угленосные формации всех районов отличаются повышенной газоносностью. Здесь нередко наблюдаются выделения газов в виде струй. Большая пестрота значений геотермической ступени в таких районах обусловлена различной интенсивностью газового «дыхания» Земли, и следовательно, неоднородностью геотермического поля.

На территории курорта Железноводска на северном склоне горы Развалка, к северу от горы Железная, найдены многолетнемерзлые породы. Считают, что мерзлота — остаток промороженных в ледниковый период пород, сохранившихся под обвальными глыбами горы Развалка. Объяснение более чем странное, не выдерживающее критики. Однако все становится понятным, если принять во внимание, что курорт в геологическом отношении расположен в пределах молодой, активно развивающейся Кавказской складчатой области. «Молодость» последней подчеркивается исключительно интенсивным газированием углекислоты. Северный склон горы Развалка надо рассматривать как участок, непрерывно охлаждающийся дросселирующим углекислым газом (диоксидом углерода). В соответствии с данными табл. 3 углекислый газ при  $P_n = 2$ –10 МПа даже при высоких начальных температурах (от  $+7$  до  $+57^\circ\text{C}$ ) после дросселирования может способствовать замораживанию горных пород.

В ряде публикаций («За рубежом», 1986; «Советская Сибирь», 1987) сообщалось, что в северо-восточной провинции Китая Ляонин геологи обнаружили участок земли, который летом используется местными крестьянами в качестве природного холодильника, а зимой для посева сельскохозяйственных культур. Эта «загадочная земля» летом характеризуется постоянной температурой  $-12$  градусов по Цельсию ниже (!) нуля, зимой же разогревается (!) до  $+17^\circ\text{C}$ . Этот природный феномен, активно изучающийся китайскими учеными, пока остается неразгаданным.

Авторы объясняют данное явление следующим образом. Провинция Ляонин, как и вся восточная часть Китая,

расположена в исключительно активном подвижном Тихоокеанском поясе. Участок, о котором идет речь, приурочен к тектоническому разлому, по которому зимой происходит сжатие, летом — расширение Земли. В недрах «загадочной земли» под давлением находится месторождение углекислого газа. В результате расширения в породах, слагающих тектонически активную зону, возникают трещины — дроссельные элементы, по которым к поверхности Земли устремляется газ. Расширяясь в рыхлых (пористых) почве и подпочвенных породах, газ охлаждает (замораживает) их. Дроссельный эффект настолько велик, что несмотря на летнюю субтропическую солнечную радиацию обуславливает необычно низкую температуру почвы.

В зимнее время, очевидно, силы сжатия приводят к «захлопыванию» зияющих трещин и, как следствие, к прекращению газового потока на поверхность Земли. Поверхностная температура «загадочной земли» выравнивается с окружающей, повышаясь до +17 °С.

Мы не сомневаемся, что в недрах рассматриваемого участка находится месторождение углекислого газа или смеси газов с преобладанием углекислоты. Во-первых, этот газ весьма характерен для молодых складчатых областей. Во-вторых, следует обратить внимание на то обстоятельство, что овощи, выращиваемые на «загадочных землях», созревают значительно раньше, чем на обычных. Здесь всего лишь за один зимний месяц вызревают репчатый лук, зеленные культуры. Такой эффект может дать только углекислый газ, являющийся питанием для растений и ускорителем их созревания, поскольку  $\text{CO}_2$  участвует в фотосинтезе.

Значительно южнее пределов Крайнего Севера, на Американском и Евразийском континентах, отмечаются локальные участки ММП не только в горах, но и на равнинах. Иные причины их возникновения, помимо указанных в настоящей статье, не просматриваются. Однако естествен вопрос: почему ММП отсутствуют в тропических зонах, а приурочены в основном к рай-

онам Крайнего Севера? На этот вопрос нетрудно ответить, обратившись к анализу данных о радиационном режиме поверхности Земли (Б. П. Алисов, О. А. Дроздов, Е. С. Рубинштейн, 1952).

| Географическая широта | Количество теплоты, ккал/см <sup>2</sup> в 1 год<br>(1 ккал/см <sup>2</sup> = 4,2 Дж/см <sup>2</sup> ) |
|-----------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 0—10° с. ш.           | 80                                                                                                     |
| 10—20° с. ш.          | 70                                                                                                     |
| 20—30° с. ш.          | 61                                                                                                     |
| 30—40° с. ш.          | 58                                                                                                     |
| 40—50° с. ш.          | 44                                                                                                     |
| 50—60° с. ш.          | 30                                                                                                     |
| 60—90° с. ш.          | 9                                                                                                      |

Только исключительные условия могут обеспечить сколько-нибудь длительное существование толщи мерзлых пород в тропическом или субтропическом климате (например, непрерывно действующий мощнейший источник охлаждения). Именно поэтому все локальные участки развития ММП не выходят за пределы зон систематического сезонного промерзания почв. В северных районах предпосылки для сохранения ММП предпочтительнее. Суровая продолжительная зима, короткое прохладное лето на Крайнем Севере обеспечивают отрицательные среднегодовые температуры поверхности земли, способствующие длительной консервации глубинных мерзлых пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В. И. Об областях охлаждения в земной коре. // Зап. гидрологического ин-та. 1933. Т. 10. С. 5—16.
2. Вожов В. И. Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа Сибирской платформы. — М.: Недра, 1987.
3. Новосельцева Р. Г., Зенкович Н. И., Колешатов Г. Ф. Мерзлотно-гидрогеологическое районирование севера Тюменской области по условиям водоснабжения. // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1986. С. 122—126.
4. Основы геокриологии (мерзловедения). Ч. 1. Общая геокриология. — М.: Изд-во АН СССР, 1959.
5. Природные газы осадочной толщи. Под ред. В. П. Якуцени. — М.: Недра, 1976.
6. Справочник по разделению газовых смесей методом глубокого охлаждения. Сост. И. И. Гальперин, Г. М. Зеликсон, Л. Л. Раппопорт. — М.: Госхимиздат, 1969.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

## Принципы разведки рудных месторождений на основе банка моделей-эталонов

В. Н. БОНДАРЕНКО, В. А. МЕДВЕДЕВ (ВИЭМС), Г. В. РУЧКИН (ЦНИГРИ)

Создание гибкой технологии процесса разведки рудных месторождений в целях повышения ее эффективности предполагает продуктивное использование возможностей современной вычислительной техники на основе построения геолого-математических и геолого-экономических моделей. В то же время специфика задач, составляющих процедуру разведки рудного объекта, а также необходимость максимального использования возможностей вычислительной техники предъявляют определенные требования как к моделям разведываемого объекта, так и к организации технологии разведки на их базе. Актуальность обсуждаемых в статье вопросов определяется также тем, что в настоящее время рядом научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР (ЦНИГРИ, ВИМС, ВИЭМС, ПГО «Самарканд-геология» и др.) начато формирование многофакторных геолого-математических моделей ведущих геолого-промышленных типов месторождений на основе единых принципиальных подходов. Авторы совместно с другими исследователями (А. И. Кривцовым, В. Н. Ивановым, В. А. Петровым и др.) принимали участие в указанной разработке.

Задача данного исследования — определение принципов геолого-математического моделирования объектов разведки и требований к моделям, выполнение которых обеспечивает организацию гибкой технологии геолого-разведочного процесса, и структуры технологической схемы разведки, базирующейся на применении геолого-математического моделирования, банка моделей-эталонов и пошаговой геолого-экономической оценки полученного результата.

Понятия «модель» и «моделирование» успешно используются в геологии достаточно давно. В связи с широким привлечением математических методов и ЭВМ они часто употребляются при исследовании разного масштаба и направленности, причем наи-

более распространены понятия «концентрационная модель» и «геометрическая модель» [1].

Известно, что концентрационная модель пространства рудного объекта представляет собой практически единственную основу для его геолого-экономической оценки. При любых подходах как к разведке, так и к любым другим производственным процессам невозможно обойтись без этапа построения концентрационной модели изучаемого пространства. В то же время использование собственно концентрационной модели (в том числе и в геометризованном виде) пространства рудного объекта не позволяет создать статистический (количественный) аппарат для определения степени сходства разведываемого объекта и модели-эталона.

Этот вывод следует, во-первых, из объективно существующего разнообразия природных условий формирования объектов даже одного геолого-промышленного типа. Специфика структурно-литологических, петрофизических и других особенностей геологических обстановок во время рудоотложения каждого из изучаемых рудных объектов определяет преимущественное влияние на процесс локализации рудных концентраций факторов, индивидуализирующих данный объект. Отсюда возникают трудности при выявлении и формализованном описании устойчивых закономерностей среди преимущественно индивидуальных особенностей поведения рудных концентраций в пространстве объектов даже одного типа, что усложняет построение аппарата для установления количественно измеримой близости на основе пространственного распределения только полезного компонента.

Во-вторых, как известно, множество значений концентраций рудного компонента в пространстве объекта для большинства типов полезных компонентов характеризуется высокой изменчивостью. В связи с этим при обосновании вывода о сходстве или раз-

личии сравниваемых объектов или объекта и модели-эталона любое построенное на множестве значений содержаний рудного компонента решающее правило идентификации практически теряет свойства количественной меры вследствие высоких значений дисперсии в нормирующем множителе.

Получение необходимой и достаточной информации о свойствах и параметрах объекта геологоразведочных работ обеспечивается использованием аппарата геолого-математического и геолого-экономического моделирования по предлагаемой ниже схеме последовательности и взаимоотношения операций.

1. Построение концентрационной и геометрической моделей.

2. Построение модели в системных координатах.

3. Идентификация объекта разведки по типу и классу месторождений.

4. Подбор эталонного месторождения данного класса на основе меры близости.

5. Восстановление концентрационной и геометрической моделей разведваемого объекта на базе модели-эталона.

Последующие операции осуществляются при постоянном учете результатов геолого-математического моделирования, ориентированного на экономическое обоснование степени разведанности объекта, необходимых объемов геологоразведочных работ и на использовании оценки экономического риска.

6. Планирование минимального объема и видов горных работ для уточнения степени соответствия модели объекту.

7. Корректировка модели объекта и планирование последовательности и объема горных работ.

8. Оперативное управление геологоразведочными работами на объекте с проверкой соответствия модели изучаемому объекту.

9. Подсчет запасов с применением машинных технологий.

Обсуждавшиеся ранее положения, место и функции геолого-математического и геолого-экономического моделирования при разведке рудных объектов являются основанием для формулировки следующих принципов мо-

делирования и требований к моделям, ориентированных в совокупности на совершенствование технологии геологоразведочного процесса.

1. *Моделирование должно быть «сквозным».* Принцип обеспечивает возможность строить первую модель на стадии поисково-оценочных работ с дальнейшим ее пополнением, уточнением, корректировкой по мере получения новых данных и передавать завершающий разведку вариант этой модели проектировщикам и эксплуатационникам в качестве основы для решения их задач.

2. *Модели должны обеспечивать типизацию, классификацию и идентификацию месторождений и рудных тел.* Выполнение требования позволяет выбирать методику и систему разведки в соответствии с морфологическими особенностями месторождений и рудных тел, а также с закономерностями распределения и пространственного размещения полезных компонентов, восстановленными по известным характеристикам модели-эталона.

3. *Модель должна содержать оценку достоверности прогноза значений параметров в незамеренных точках при интерполяции и экстраполяции.* Принцип ориентирован на обеспечение возможности динамически управлять разведкой (расположением выработок) с целью уточнения моделей в ее «слабых» местах.

4. *Модель должна быть многофакторной,* т. е. представлять собой композицию моделей, построенных на основе различных методов изучения объекта (геофизики, геохимии, ГРП). Данный принцип и вытекающее из него требование к моделям обусловлены необходимостью обеспечения выбора наиболее эффективного и экономически выигрышного комплекса работ при одновременном повышении достоверности результатов геологоразведочных работ.

5. *Построение математической модели объекта в процессе разведки должно сопровождаться его геолого-экономическим моделированием.*

Выполнение данного требования обеспечивает: возможность постоянно соизмерять достоверность геологоразведочных данных (модели) с экономическим риском; вовремя отбраковыв-

вать объект, не допуская излишних затрат; прекращать разведку при достижении необходимой и достаточной степени разведанности, исходя из минимума экономического риска.

Формулировка принципов моделирования рудных объектов и требований к их моделям свидетельствует о том, что возможность их реализации и эффективность использования в геологическом процессе определяются применением и, как следствие, необходимостью построения аппарата принятия решений на основе статистических мер близости моделей (объекта изучения и эталона) — результатов геолого-математического моделирования. В то же время для построения моделей, отвечающих сформулированным принципам и приведенным требованиям, необходима разработка системы представлений о пространстве рудного объекта и, естественно, соответствующей методологии для их реализации.

Разноранговые рудные объекты возникают как результат закономерного совмещения глобальных, региональных, местных и локальных факторов рудообразования, сочетание которых образует иерархию соподчиненных систем и определяет их строение на каждом масштабном уровне. Базовой является система руда — среда — структура, контролирующая закономерную реализацию процесса рудогенеза в соответствующих структурных (палеоструктурных) обстановках.

В связи с этим можно сформулировать следующие положения:

возможность возникновения и проявления системы рудообразования данного типа в конкретный момент геологического развития региона, в конкретном месте геологического пространства и с конкретной совокупностью свойств и параметров закономерно и однозначно определяется деятельностью природных систем более высокого уровня иерархии;

особенности элементного состава сформированного рудного тела (геолого-промышленный тип), его внутренней структуры и закономерностей строения, а также объем полезного компонента — все это закономерное следствие условий возникновения и деятельности природной рудообразующей системы;

в совокупности наблюдаемых в пределах пространства деятельности изучаемой природной системы свойств, признаков и их функциональных взаимоотношений закономерно отображен весь комплекс условий возникновения и проявления рудообразующей системы, который однозначно характеризует все разноуровневные элементы системы конкретного типа и подтипа (класса);

свойства и параметры пространства месторождения закономерно взаимосвязаны с совокупностью разноаспектных свойств участка земной коры — пространства деятельности природной системы более высокого уровня иерархии.

Указанные положения определяют методологические принципы изучения и моделирования рудных объектов как результат деятельности природных систем, а также построения аппарата типизации, классификации и идентификации их на основе геолого-математических моделей.

Рассмотрим принципы построения модели рудного объекта как результата деятельности эндогенной природной системы.

Природная система является закономерным элементом (подсистемой, состоянием) рудно-магматической системы вполне определенного типа (класса) и данного уровня иерархии. Термином «рудный объект» в обсуждаемом случае определяются разномасштабные образования (от рудного тела — до металлогенической зоны и провинции), причина формирования которых — деятельность природных систем соответствующих уровней иерархии [3, 4 и др.].

Естественно, что построение системной модели в дополнение к обязательной концентрационной требует обоснования, так как усложняет обычно применяемую технологию, основанную только на анализе пространственного распределения концентраций полезного компонента.

Целесообразность привлечения ее наиболее логично продемонстрировать на принципах моделирования и требований к моделям.

Системный подход к изучению рудных объектов, базирующийся на анализе результатов деятельности сопод-

чиненных систем с иерархическими взаимоотношениями, предполагает, что множество свойств объектов (результатов деятельности системы данного уровня иерархии) представляет собой закономерную композицию свойств, отображающих результаты воздействия разноуровневных факторов. Следовательно, в пределах множества свойств изучаемого объекта, сформированного деятельностью системы любого (положим, одного из низких) уровня иерархии, закономерно сосуществуют подмножества свойств, отображающие совокупность условий и характер деятельности эндогенных природных систем:

конкретного типа;

данного класса из их набора в этом типе;

конкретной системы из их множества в данном классе на заданном априори уровне иерархии.

Отсюда непосредственно следует, что на множестве свойств объектов — продуктов деятельности рудно-магматических систем — закономерно заданы подмножества типизирующих, классифицирующих и индивидуализирующих системы (и объекты) свойств. На перечисленные множества с закономерным поведением, естественно, наложена совокупность свойств, порожденных случайными факторами, к которым относят:

индивидуальные особенности внешних условий деятельности элементов системы рассматриваемого уровня, т. е. всех систем более низких уровней иерархии;

совокупность шумовых составляющих, порожденных особенностями методов получения информации о свойствах объектов (локальная неоднородность в точках отбора проб, влияние методов отбора проб, их подготовки к анализу, собственно аналитических работ и т. п.);

факторы, влияние которых на свойства объекта при данном масштабе исследований и существующих аналитических возможностях не может быть квалифицировано как закономерное.

Преимущества системного подхода к моделированию рудных объектов определяются возможностями эффективного использования закономерных иерархических взаимоотношений на

множестве свойств, отображающих столь же закономерную соподчиненность природных систем. Это обеспечивает построение «сквозных» моделей рудных объектов (см. принцип 1) на единой содержательной основе.

Не менее важно неизбежное существование на множестве свойств объектов изучения закономерных подмножеств свойств, квалифицированных как типизирующие, классифицирующие и индивидуализирующие. Отсюда очевидна возможность использования свойств из этих подмножеств при построении и применении количественных (статистических) мер близости для обеспечения надежности (с заданной вероятностью ошибки) процедур типизации, классификации и идентификации объектов разведки (см. принцип 2).

Можно утверждать, что рассмотренные принципы моделирования рудных объектов (см. принципы 1, 2) и соответствующие требования к моделям могут быть реализованы на количественном уровне только на базе моделей в системных координатах\*. Лишь модель в системных координатах обеспечивает не только включение в процедуру геолого-генетического фактора в геохимическом (в широком смысле) выражении, но и продуктивное использование результатов описания пространства рудного объекта другими методами (геофизическими, петрофизическими, структурно-тектоническими и т. п.) при условии их представления в количественной шкале. Весьма существенно при этом представление о единстве разноаспектных характеристик пространства проявления единой эндогенной природной системы определенного типа, класса, уровня иерархии с закономерным отображением определяющих ее деятельность факторов на множестве свойств конкретной геологической ситуации.

Обсуждаемые концептуальные положения системного подхода базируются на представлении, что эндогенные природные системы обладают следующими свойствами:

\* В данном случае под «системными координатами» понимается ось упорядоченных по относительному времени проявления состояний системы.

необратимостью, т. е. односторонностью изменения условий при реализации последовательности состояний; функциональным изменением значений признаков в последовательности состояний, закономерно вытекающим из свойства необратимости;

отображением в характере функционального изменения вектора признаков на множестве значений системных координат (в последовательности состояний) факторов и их параметров, определяющих как условия возникновения, так и характер деятельности системы конкретного уровня иерархии (и систем более высоких уровней, элементом которых является данная система).

Перечисленные свойства природных систем обуславливают объективное существование закономерных взаимоотношений между признаками объектов изучения, которые порождены функциональной изменчивостью составов продуктов последовательности состояний системы. Именно это обстоятельство определяет наиболее важную особенность информационных массивов, организованных по результатам опробования пространства проявления системы и предназначенных для решения задач моделирования их деятельности и построения статистического аппарата типизации, классификации и идентификации систем на базе их моделей.

Таким образом, функциональные взаимоотношения на множестве признаков, характеризующих каждую точку опробованного пространства, являются закономерным свойством массива данных, представляющих в указанных выше процедурах пространство деятельности изучаемой системы. Соответственно функциональная динамика свойств продуктов деятельности системы в последовательности пройденных ею состояний будет прямо или опосредованно отображена в совокупности закономерных взаимоотношений между признаками в пределах изучаемого массива информации.

В результате проведенного обсуждения можно определить условия построения геолого-математических моделей рудных объектов (с учетом принятых концептуальных положений) и требования к статистическим методам

их типизации, классификации и идентификации.

1. Геолого-математическая модель объекта — продукта деятельности эндогенной природной системы — может считаться адекватно отражающей характерные особенности объекта и условия его происхождения, если она отображает характер функциональной изменчивости вектора признаков в последовательности состояний, пройденных системой при ее реализации.

2. Формальный аппарат определения меры близости в задачах типизации, классификации и идентификации рудных объектов, сформированных в результате деятельности природных систем, соответствует условиям задачи и требованиям эффективного ее решения, если построение его осуществлено на базе степени совпадения характера динамики вектора признаков на множестве одинаковых для всех участвующих в процедуре объектов состояний системы.

3. Представление в геолого-математической модели объекта характера функционального изменения признаков в последовательности состояний (ось системных координат) квалифицируется как построение ретроспективной модели процесса развития системы. Очевидно, что построение количественных (статистических) мер близости объектов (и соответственно сформировавших их систем, т. е. на базе системных моделей.

Методика построения системных моделей и разработка на их основе аппарата типизации, классификации и идентификации рудных объектов обеспечивают возможность организации технологической схемы проведения геологоразведочных работ с применением банка моделей-эталонов. Схема (рис. 1) достаточно наглядно отражает существо обсуждаемых предложений и не требует специальных пояснений, кроме наиболее важной ее составляющей — банка моделей-эталонов.

Внутренняя структура банка моделей-эталонов и взаимоотношения его

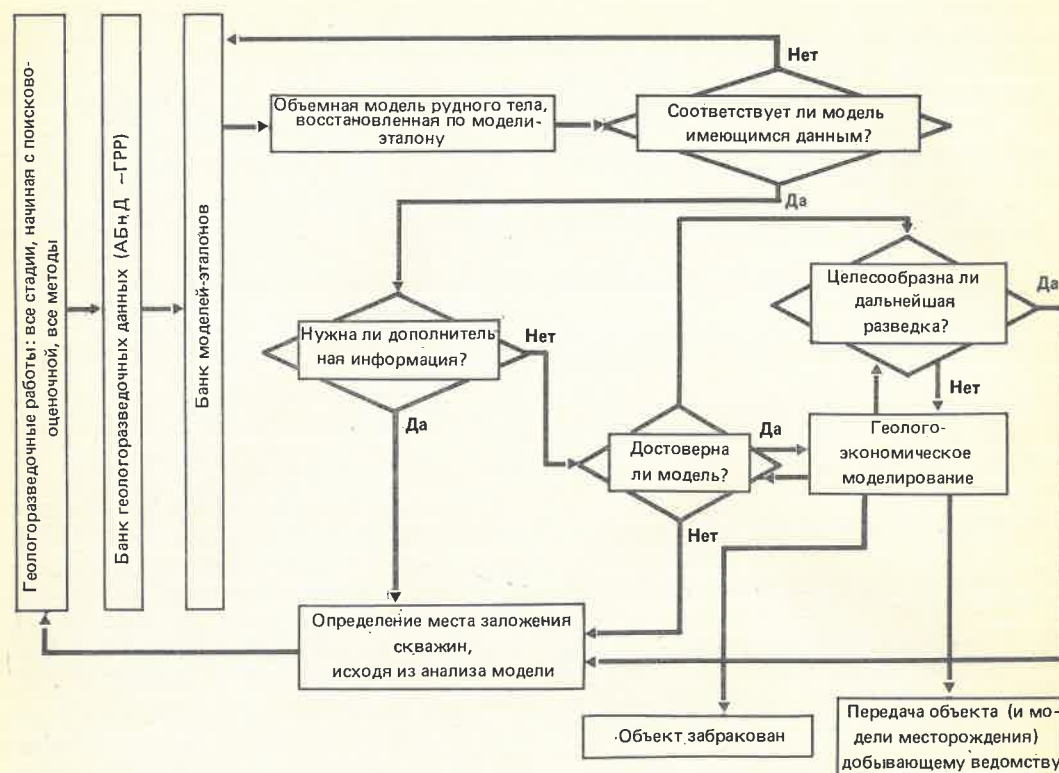


Рис. 1. Технология схемы разведки рудного объекта с применением банка моделей-эталонов

составляющих достаточно наглядно иллюстрируется рис. 2. Необходимо пояснить содержание и функциональную направленность блоков, составляющих предлагаемую структуру банка моделей-эталонов. В соответствии с обсуждаемым подходом к изучению, моделированию, типизации и идентификации рудных объектов в банке хранятся, кроме обычно используемой при разведке рудных объектов концентрационной модели, модели тех же объектов-эталонов в системных координатах. Это определяет необходимость использования геохимической в широком смысле информации для построения двух моделей: концентрационной (по рудному компоненту) и системной (в системных координатах). Все операции с моделями, осуществляемые программными средствами блока «Аппарат идентификации» реализуются на базе системных моделей. В блоках «Аппарат перехода между моделями» и «Аппарат восстановления...» участвуют все виды моделей. В таком случае в набор используемых

нов и геолого-экономического моделирования

могут быть вовлечены модели пространства деятельности данной системы рудообразования, полученные при его изучении другими методами, т. е. модели по результатам геофизических, петрофизических, структурно-тектонических, технологических и других специализированных работ.

Проанализируем процесс разведки обнаруженного рудного объекта в соответствии с предлагаемой технологией. При этом подразумевается наличие, во-первых, банка моделей-эталонов основных типов месторождений (предполагается распределенная по регионам структура банка с возможностью выхода на центральный, обобщающий банк) и, во-вторых, автоматизированной системы геолого-экономического моделирования и пошаговой оценки целесообразности дальнейшей разведки с привлечением соответствующей информации об условиях региона и мировой конъюнктуры.

Информация об обнаруженном объекте, планируемом для оценки и разведки, из банка геологоразведочных

данных (характеристики известных на данный момент сечений пространства рудообразующей системы) поступает в банк моделей-эталонов, в рамках которого с помощью «Аппарата идентификации» определяется его принадлежность к конкретному геолого-промышленному типу, а затем подтипу и далее — оценивается положение имеющихся сечений в объеме системной зональности пространства модели-эталона. Решения принимаются, естественно, с учетом объема и качества имеющейся информации об объекте разведки.

На следующем этапе с применением блока «Аппарат восстановления...» и с привлечением концентрационной модели-эталона воссоздается пространственная модель изучаемого рудного объекта, соответствующая эталону данного типа и подтипа (класса). Эта гипотетическая модель соответствует информации, имеющейся на данном этапе, и требует подтверждения. Следовательно, далее планируется место заложения выработки, которая может обеспечить максимальную информацию для подтверждения (неподтверждения) правильности выбора модели-эталона для описания пространственных характеристик реального объекта. Все указанные операции осуществляются на статистической основе с известной вероятностью ошибочного решения.

Необходимость дополнительной информации предполагает выбор места и проходку выработки (выработок) по указанному выше принципу с последующим повторением всей процедуры идентификации и восстановления на базе расширенного объема информации. Подтверждение соответствия подобранной модели объекту служит основанием для геолого-экономической оценки целесообразности дальнейшей разведки объекта данного класса с учетом возможных ресурсов рудной массы, ее качества, технологичности, а также условий региона, потребностей народного хозяйства и мировой конъюнктуры.

Таким образом, предлагаемая технологическая схема процесса изучения и оценки рудного объекта построена на принципах геолого-математическо-

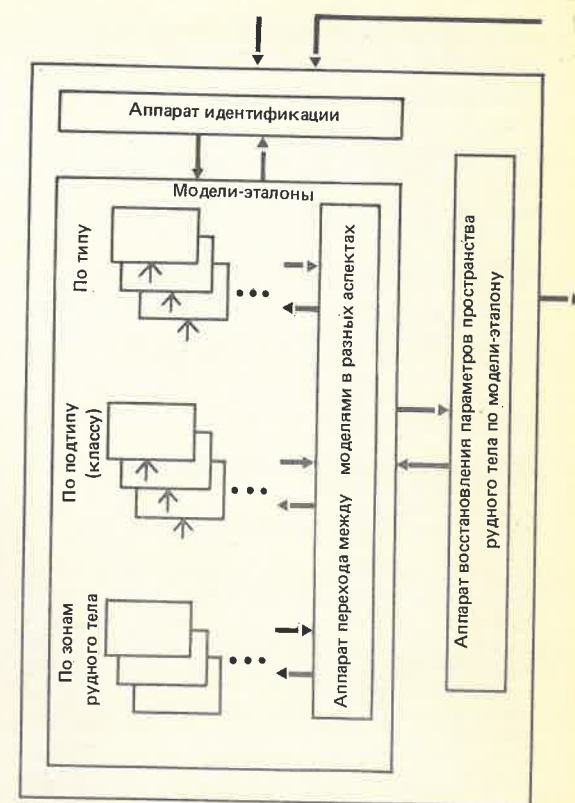


Рис. 2. Структура банка моделей-эталонов

го моделирования и применения банка моделей-эталонов и последовательности проведения геолого-разведочных работ с принятием решения по результатам геолого-экономической оценки об их продолжении или прекращении на том или ином этапе.

В заключение необходимо отметить, что сформулированные принципы геолого-математического моделирования рудных объектов, системный подход к представлению объектов разведки в формальном аппарате банка моделей-эталонов и пошаговая геолого-экономическая оценка результатов в совокупности составляют методическую основу для построения гибкой технологической схемы, обеспечивающей возможность оптимального планирования геологоразведочного процесса и оперативного управления им. Предлагаемая технологическая схема изучения и оценки рудного объекта требует детальной проработки методического, алгоритмического и программного обеспечения. Кроме того, специальные и

значительные по объему исследования необходимы для построения и особенно наполнения банков моделей-эталонных. В то же время реализация в отрасли данной технологической схемы предполагает значительный геологический и экономический эффект.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козловский Е. А., Кривцов А. И. Моделирование рудных месторождений: направления

УДК 551.251 : 552.57

### Метаморфизм ископаемых углей

О. Д. РУСАНОВА (Узбекгеология)

Под метаморфизмом понимается воздействие совокупности давления и температуры на горные породы. Считается, что давление оказывает механическое воздействие — вызывает уплотнение и расщепление пород, а температура обуславливает их химическое преобразование. С ростом глубины залегания пород возрастает. Метаморфизм угольных пластов с глубиной имеет тенденцию к увеличению обуглероживания. Однако данная тенденция не всегда подтверждается. Очевидно, поэтому она называется правилом Хилта, а не законом.

В многопластовых угленосных бассейнах, особенно в геосинклинальных прогибах, отмечается широкая гамма технологических марок углей. Их распределение в общих чертах подчиняется метаморфической зональности — от высоких марок в осевой части прогиба к низким на периферии, как, например, в Донбассе.

На основании приведенных фактов укрепились представление о доминирующей роли метаморфизма в формировании химико-технологических свойств углей, о последовательном переходе от низших марок к высшим, более метаморфизованным. Появился термин «углефикация», который в отечественную практику был введен З. В. Ергольской в 1939 г. для обозначения совокупности вторичных процессов, наложенных на дифференцированное в торфяном болоте вещество. Позднее под углефикацией понимались последиягенетические преобразования, соответствующие средней (катагенетической) стадии метаморфизма. Из образующегося при этом ряда метаморфитов, однако, были исключены некоторые углеобразующие компоненты, например липтиниты, фюзиниты (отстающие в метаморфических изменениях от других компонентов или опережающие их в обуглероживании). Авторы многочисленных публикаций принимают в качестве метаморфогенных только изменения гелифицированных (витринизированных) компонентов. Но вскоре было установлено, что витринизированные вещества в одном и том же угле различаются не только по отражательной способности, но

- и задачи // Сов. геология. 1988. № 3. С. 3—8.
2. Козловский Е. А. Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ // Разведка и охрана недр. 1989. № 1. С. 15—21.
3. Магматогенно-рудные системы / Г. М. Власов, В. Н. Компаниченко, Ю. Ф. Малышев и др. — М.: Наука, 1986.
4. Овчинников Л. Н. Образование рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.

Принята редколлегией 26 июня 1989 г.

© О. Д. Русанова, 1990

и по содержанию летучих горючих веществ, свидетельствующих о битуминозности. Но самое главное заключается в том, что в одном и том же пласте и в препаратах из разных технологических марок углей встречаются разные витриниты. Эти и другие факты противоречат представлениям об усреднении угольного вещества при метаморфизме и о единстве углефикационного ряда. Немецкие углепетрографы по температуре начала дегазации угля при нагревании определяют температуру перехода угля из одной марки в другую. По их мнению, процесс углефикации осуществляется при температурах более низких, чем предполагалось ранее. Для углефикации карбоновых битуминозных углей достаточно температура 100—150 °С. Ранее по температуре начала дегазации при нагревании каменных углей считалось, что для перехода бурых разновидностей в каменные необходима температура не менее 350 °С.

Однако при этом не учитывалось, что различные углеминеральные вещества (компоненты) дегазируют при разных температурах. Например, липтиниты начинают газифицировать раньше других, а фюзинитовые угли — высокообуглероженные — с трудом разлагаются и при высоких температурах. Но если даже исключить эти резко отличающиеся от витринитовых компоненты, то нельзя не считаться с различием витринитовых веществ одного и того же угля. В настоящее время в Донбассе по битуминозности — обуглероженности выделяются четыре типа витринита. Наиболее битуминизированные его разновидности чаще всего концентрируются вблизи пропластков карбонатных пород, т. е. проявляется их связь с фациальными условиями.

Значения термического градиента, принятого в качестве основного фактора, воздействующего на процесс углефикации, не совпадают со степенью метаморфизма углей. Нередки случаи залегания в разрезах угленосных толщ высокообуглероженных разновидностей над менее обуглероженными. Так, в Рурском бассейне антрацит расположен над пластами битуминозных углей при нормальном залегании угленосной толщи. И нет никаких оснований полагать, что липтиниты Подмосковного бассейна не метаморфизовались потому, что не погружались ниже глубины,

ны, соответствующей температуре 20—25 °С. Как известно, температуры, превышающие 25 °С, т. е. достаточные для самовозгорания, присущи торфяным залежам. К тому же известны случаи присутствия лигнитов в угленосных толщах с углями достаточно высокой углефикации, например, в Восточно-Ферганском бассейне. Следует упомянуть также торфяники, захороненные на достаточно больших глубинах.

Приведенные данные противоречат основным положениям метаморфической теории, не учитывающей генетические факторы. Ее сторонники вынуждены прибегать в подобных случаях к косвенным доводам. При так называемых отклонениях в угленосных толщах, в Донбассе, например, в качестве последних привлекаются данные о соотношении углов падения изометаморфических поверхностей и угольных пластов, в Кузбассе — непостоянство термоградиента (геотермин), в Караганде — особенности термобарического режима в связи с тектоническими воздействиями, в Южно-Якутском бассейне — высокое геотермическое напряжение, обусловленное глубинным магматизмом. Отклонения от правила Хилта наблюдаются почти в каждом бассейне. Так, в Донбассе выявленная закономерность соблюдается только в общих чертах.

В литературе наличие таких отклонений объясняется по-разному. Некоторые исследователи априори полагают, что анизотропия в углях — результат метаморфизма, вызывающего ориентацию мицелл в направлении, перпендикулярном вектору давления. Но анизотропия отмечается и в ряде компонентов торфяно-бурых углей и лигнитов. Ее называют первичной, исчезнувшей в процессе углефикации и возникшей вновь. Целлюлозе и образованным ею компонентам (углеминералам) анизотропия присуща на всех стадиях углеобразования. Отчетливой анизотропией обладают стенки клеток, сохранивших тканевую структуру в углях всех марок. В углях Кузбасса, Горловского и других бассейнов выделяются витриниты с очень четкой анизотропией на общем фоне изотропных угольных веществ. Есть основания их исходным веществом считать целлюлозу.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о своеобразном поведении разных углеминералов в процессе метаморфизма. Их черты при этом не только не стираются, но в ряде случаев проявляются еще более отчетливо. Это особенно характерно для генетического ряда клетчатковых компонентов.

Что же понимать под «углефикационным рядом»? Этот термин применяется не только для обозначения стадий метаморфизма. Например, выделяются биохимическая, геохимическая, физико-структурная, химическая, диагенетическая, доорогенная, посторогенная, синорогенная и другие углефикации. Обращает на себя внимание биохимическая углефикация — процесс превращения в уголь органических веществ под воздействием микроорганизмов, которому до сих пор не придаются значения. И не потому ли встречаются захороненные торфяники, лигниты, что на определенной стадии прекратилась деятельность микроорганизмов, и вещество законсервировалось. Мертвые болота — частые явления в природе; они образуются вследствие накопления кислых продуктов разложения (на-

пример, гуминовых кислот), подавляющих деятельность микроорганизмов и консервирующих органические остатки.

Следовательно, степень преобразования органических остатков в значительной мере зависит от первичных биохимических процессов. Возможно, именно этим объясняется приуроченность антрацитов к осевым частям прогибов, где нейтрализация продуктов разложения и солевой режим среды обуславливают глубокие химические изменения органики. Об этом же говорят факты несовпадения степени метаморфизма вмещающих пород и антрацитов. Для образования последних необходима температура, как минимум, 500—700 °С. В этих условиях вмещающие уголь породы должны были бы превратиться в мрамор, роговики, метаморфические сланцы, чего на самом деле не наблюдается.

Интересны представления об условиях формирования нефти и газа немецких ученых-углепетрографов (Э. Штах и др.). По их мнению, из алифатического керогена, образованного из низших организмов (водорослей, животного планктона, бактерий), содержащих целлюлозу, протеин, жиры, воск, путем анаэробной сапрофикации, с погружением на большую глубину за счет повышения температуры высвобождаются жидкие и газообразные углеводороды, которые накапливаются в породах-коллекторах. Их выделение из керогена начинается на стадии суббитуминозных углей марки А. Ряд исследователей считают, что «предшественники» нефти находятся в богатых водородом витринитах в количествах, значительно меньших, чем в нефтематеринских керогенах. «Сырая нефть» выделяется из керогена при температуре 65—110 °С. При аналогичных температурах, по их мнению, образуются нефтегазоподобные продукты и в угле.

Советские ученые-нефтяники недавно заявили об открытии: образование нефтяных углеводородов возможно при значительно более низких температурах и давлениях. В связи с этим следует заметить, что все классы углеводородов выявлены и в современных торфяниках, где они образуются в результате биохимических реакций при нормальных температуре и давлении.

Итак, углефикационный ряд как итог последовательного развития метаморфического процесса преобразования усредненного угольного вещества не выдерживает критики. Наблюдаемый в природе углефикационный ряд соответствует технологической маркировке углей, при которой стадии эволюционного развития вещества угля в целом воспринимаются как метаморфические. Всякого рода отклонения рассматриваются в качестве исключений, которые уаулируются или объясняются скачкообразными изменениями вещества, как, например, при появлении битуминозного относительно слабо обуглероженного вещества в середине технологической классификации — маркировки. Трудно предположить, чтобы жесткая химическая структура углей марок А и Г при повышении интенсивности процесса метаморфизма могла разрыхлиться и битуминизироваться без притока водорода извне.

Принятый за объективный метод определения степени метаморфизма по отражательной способности витринита утрачивает достовер-

ность при наличии в угле (пласте) витринитов, имеющих разные отражательные показатели. Оценка степени метаморфизма по отражательной способности преобладающего в препарате (пласте) витринита не надежна, поскольку в разных частях пласта соотношения витринитов неодинаковы. Так, в Донбассе в нижних частях пластов, залегающих на морских фациях, преобладают более высокбитуминизированные, с низкой отражательной способностью витриниты, в верхних — менее битуминизированные, с более высокими показателями отражения. Эти данные еще раз говорят о влиянии на качество углей в первую очередь первичных процессов.

Углефикационный ряд, построенный по отражательной способности полированной поверхности витринита (в шлифах), не отражает химико-технологических свойств углей — их промышленной маркировки. Определение степени интенсивности метаморфизма по отражательной способности витринита в углях, содержащих подчиненное его количество, не может считаться достаточно объективным.

Преувеличение значения углефикационного ряда привело к тому, что истинное угольное вещество оказалось настолько завуалированным, что углепетрографические данные превратились сейчас в малоинформативного «попутчика» промышленных классификаций углей. Торфяно-антрацитовая теория, как не учитывающая первичные (генетические) факторы, не позволяет использовать накопленные геологические и экспериментальные данные для разработки промышленно-генетической классификации углей.

Приведем типичный пример, как торфяно-антрацитовая (метаморфическая) теория в первоначальном ее виде препятствовала объективной трактовке наблюдаемых исследователями фактов. В. И. Забавин в 60-х годах установил, что данные о химической природе углей не укладываются в рамки сложившихся представлений и что продукты разложения различных технологических их марок неодинаковы: кислые — у низших, нейтральные — у средних и высших. Не обращая внимания на различный компонентный состав марок, а именно кислых и нейтральных, указанный исследователь все свои выводы приводит в соответствие с положениями метаморфической теории, априори объясняя различия в углях проявлением стадий полимеризационно-конденсационного уплотнения вещества, протекающего по одному и тому же принципу. Все, по его мнению, сводится в этом случае к метаморфическим преобразованиям. Наличие в бурых углях блестящих свободных гуминовых кислот и отсутствие таковых в длиннопламенных их разновидностях якобы подтверждают ход метаморфических преобразований. Далее следует ряд умозрительных представлений о последовательных химических преобразованиях усредненных веществ с увеличением интенсивности метаморфизма.

Итак, все доказательства в данном случае построены по определенной схеме: изучаются соответствующие технологические марки углей, заведомо различных по химико-технологическим свойствам, и полученные результаты увязываются с теми или иными метаморфическими преобразованиями посредством отвлеченных представлений о их структурных изменениях.

В случае явных отклонений от принятой прямой линейной схемы структурных изменений, как, например, наличие в середине углефикационного ряда жирных углей с разрыхленной химической структурой, автор также прибегает к умозрительным объяснениям.

К сожалению, и углепетрографы свои наблюдения увязывают с метаморфической теорией, несмотря на выделение ими в составе углей микрокомпонентов, во всех отношениях различающихся по своим характеристикам. Однако имеющиеся факты их дифференциального метаморфизма убедительны. Достаточно привести примеры неодинаковых превращений угольных пластов на «горячих» (интрузивных) контактах, когда периферические их части графитизируются, а средние — антрацитизируются. Есть все основания объяснять это различными углеминеральными составами разрезов пластов, а не влиянием только температурного фактора (контактового метаморфизма).

Очевидно, в графитизированных слоях концентрировались компоненты с преобладающим ароматическим химическим строением, а в середине пластов ведущую роль играли вещества со структурами, не способными к графитизации. Такой характер распределения угольных веществ обуславливается первичной дифференциацией веществ в торфянике, когда подвижные гуминовые вещества накапливаются в основании залежей, а также перекрытием торфа, что препятствует дифференциации и удалению продуктов гумификации.

Обугливание углеобразующих компонентов при метаморфизме происходит по-разному, что определяется их неодинаковой молекулярной структурой. Поэтому нельзя представлять этот процесс как однонаправленное изменение структуры органической массы угля в целом в сторону наращивания ароматизации. Есть все основания полагать, что только некоторая составляющая часть ископаемых углей в условиях интенсивного метаморфизма ароматизируется, значительно большая часть антрацитизируется с образованием шунгитов, метаантрацитов и других высококарбонизованных продуктов высокой степени обуглероживания. Следовательно, влияние метаморфизма на органические вещества проявляется только в их общем обуглероживании с образованием неодинаковых конечных продуктов.

Воздействие первичных генетических факторов на разнообразие петрогенетических типов углей — их марочный состав — доказывается ходом углеобразования на Земле. Смена и увеличение многообразия петрогенетических типов углей определяются эволюцией геотектонических и климатофитологических факторов. Истоки становления ландшафтов, развитие и приспособляемость фитоценозов к климатическим обстановкам обусловили характер угленосных толщ в общих чертах с тенденцией перехода от прибрежно-морских к континентальным формациям.

Тектоническая зональность — основная особенность регионального метаморфизма — совпадает с генетической зональностью торфоуглеобразования. Как правило, пояса континентального углеобразования соответствуют зонам слабого метаморфизма, срединные пояса — зонам высокого метаморфизма, пояса угля морского происхождения — зонам интенсивного

метаморфизма, что вытекает из расположения поясов торфоуглеобразования в областях прогибов. Таким образом, угли со свойствами бурых менее подвержены воздействию регионального метаморфизма и, наоборот, угли изначально со свойствами каменных приурочены к зонам высокого и интенсивного метаморфизма. Следует заметить, что настоящие бурые угли, содержащие свободные гуминовые кислоты, могли формироваться только с появлением растений с лигнинно-целлюлозными тканями. Экстрагируемые продукты окисления из углей карбона не имеют ничего общего с гуминами бурых углей более поздних эпох.

В угленосных бассейнах, испытавших интенсивные последующие дислокации и перешедших из типа погребенных геосинклиналей в тип складчатых поясов, играет роль и динамометаморфизм. Последний может накладываться на региональный метаморфизм по каким-либо секциям направлениям. Вследствие этого первоначальная зональность усложняется, прояв-

ляется локальный метаморфизм. Внедрение интрузий — случай наиболее интенсивных локальных воздействий, выражающихся в окисловывании, антрацитизации, графитизации и т. д. в зависимости от качества угольных веществ.

Разрывные нарушения, сопровождающиеся трением и проявлением электрического эффекта, способствуют потере легких фракций угольных веществ и, как следствие, уплотнению или рассланцеванию породы. По разломам возможно также поступление глубинной тепловой энергии. Однако все эти факторы имеют локальный характер. Некоторые складчатые деформации вызывают не только сдавливание, но и течение вещества угольных пластов. Пласты угля, заключенные в породах, могут выполнять роль смазки: по ним и вдоль них происходит скольжение и перемещение угольной массы, в результате чего пласты утолщаются или выжимаются.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.



## ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

УДК 550.4(047.6)

© В. А. Легейдо, 1990

### Всесоюзный семинар «Экогеохимия городов»

В. А. ЛЕГЕЙДО (ИМГРЭ)

В декабре 1989 г. в Москве на ВДНХ СССР состоялся 1-й всесоюзный семинар «Экогеохимия городов», организованный по поручению Мингео СССР Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). Основная задача семинара — обобщение передового опыта теоретических и практических исследований урбанизированных территорий методами прикладной геохимии. Были рассмотрены следующие вопросы: теоретические и методические аспекты эколого-геохимического изучения городов; геохимическое картирование территорий как основа экологических исследований для выявления очагов и источников загрязнения; геолого-геохимическая оценка состояния окружающей среды крупных городских агломераций различных регионов страны; воздействие промышленных объектов на окружающую среду; геохимия ландшафта и техногенез; геохимия отдельных элементов; гигиенические и биогеохимические аспекты оценки состояния окружающей среды; природоохранные рекомендации на основании геохимического изучения урбанизированных территорий; использование ЭВМ-технологии при эколого-геохимических исследованиях; создание информационных систем обеспечения эколого-геохимических работ; усовершенствование аналитической базы эколого-геохимических исследований.

Тематика семинара, актуальность рассматриваемых вопросов вызвали интерес как у специалистов, работающих в этой области, так и в широких общественных кругах. На первом

пленарном заседании присутствовало 590 человек, представляющих Мингео СССР, АН СССР и академии наук союзных республик, Госкомобразование СССР, Госкомприроду СССР, Госкомгидромет СССР, Минздрав СССР и АМН СССР, ВАСХНИЛ, Министерство мелиорации и водного хозяйства СССР, Комитет Верховного Совета СССР по вопросам экологии и рациональному использованию природных ресурсов, Академию общественных наук при ЦК КПСС, исполкомы Москвы и Московской области, Госстрой СССР и ряд других организаций.

В работе семинара приняли участие различные специалисты из Владивостока, Хабаровска, Читы, Улан-Удэ, Иркутска, Новосибирска, Томска, Красноярска, Алма-Аты, Фрунзе, Казани, Вильнюса, Риги, Таллинна, Львова, Еревана, Киева, Минска, Свердловска, Ленинграда, Москвы и других городов. Программа семинара оказалась исключительно насыщенной: из 190 тезисов докладов, поступивших в оргкомитет, 172 включены в программу для заслушивания. Среди пленарных докладов особо следует выделить постановочные, охватывающие проблему экологии в целом. Это доклады Э. К. Буренкова (ИМГРЭ) «Экологические и геохимические проблемы и методы исследования урбанизированных территорий», Б. Б. Прохорова (Институт социально-экономических проблем народонаселения АН СССР) «Экология городов и экология человека», С. К. Ревинной (Главное управление экологической экспертизы Госкомпри-

роды СССР) «Цели и задачи экологической экспертизы», И. Н. Козловой и Т. В. Гальцевой (ВИНИТИ) «Экологические проблемы городов и пути оптимизации городской среды: информационное обеспечение». С большим интересом участники семинара заслушали выступления академика Б. А. Ягодина («Основные направления проблем микроэлементов»), члена-корреспондента АН АрмССР С. В. Григоряна («Методологические аспекты изучения геохимии городов»), профессора Н. В. Русакова («Гигиенические принципы нормирования химических веществ в почве»).

Плодотворно работали секции «Эколого-геохимическая оценка городов различных регионов страны», «Геохимия отдельных элементов в городах» и «Гигиенические и биогеохимические аспекты». Материал, приведенный в секционных сообщениях, дает полное представление о современном состоянии эколого-геохимических исследований урбанизированных территорий страны. Первая секция была наиболее представительной. Кроме докладов по экогеохимии конкретных городов и регионов на этой секции сделаны сообщения методического характера, связанные непосредственно с проведением комплексных исследований. В их числе доклады «Геохимическая модель прогнозирования динамики загрязнения почвенного покрова городов металлами (по энергетическим показателям)» (Е. Д. Астрахан, ИМГРЭ), «Методические основы авиационной геохимической съемки при изучении источников загрязнения атмосферы» (Т. В. Древал, Н. Р. Машьянов, НИИ земной коры ЛГУ), «Автоматизированная информационная система геоэкологического контроля городских агломераций» (Г. А. Цыганов, МНТК Геос), «Геохимические принципы экологической экспертизы проектирования промышленных объектов» (Т. Л. Онищенко, ИМГРЭ).

Эффективно работала моноэлементная секция. Наиболее информативными оказались сообщения о поведении, формах нахождения и влиянии на здоровье людей ртути, селена, свинца, кадмия, фтора и ряда органических соединений.

На секции по гигиене и биогеохимии заслушаны доклады сотрудников МГУ Т. М. Беляковой, А. Н. Гусейновой «Эколого-биогеохимические аспекты изучения городских территорий» и Тихоокеанского института географии АН СССР А. Б. Косолапова «Методические особенности медико-географической оценки территорий интенсивного техногенеза». Интересен цикл сообщений сотрудников Института онкологии АМН СССР, представителей ВНИИ гигиены и профзаболеваний МЗ КазССР и Республиканского научного гигиенического центра МЗ Украины.

Кроме того, участники семинара заслушали заказные доклады по следующим основным направлениям изучения состояния городов: геохимический анализ техногенного загрязнения как основа оптимизации природной среды городов; проблема загрязнения тяжелыми металлами окружающей среды городов; некоторые аспекты эволюции геохимии техногенных систем; эколого-геохимические аспекты горнопромышленного техногенеза; антропогенная геохимическая нагрузка природной среды.

Семинар завершился серией докладов, но-

сивших теоретический, общий характер — «Компьютерная технология обработки экогеохимической информации по городским агломерациям» (Э. К. Буренков, Л. Н. Гинзбург, Б. С. Коган, ИМГРЭ), «Изучение статистической структуры полей загрязнения металлами почв промышленных городов» (Л. В. Сатаева, Е. А. Сатаев, С. Г. Малахов, О. В. Астафьев, Институт экспериментальной метеорологии АН СССР), «Экологический мониторинг и подготовка аналитических кадров» (Э. Я. Огнева, В. В. Тихомиров, Омский университет), «Молекулярные аспекты эколого-геохимических исследований» (В. В. Демидов, Б. С. Коган, ИМГРЭ).

Участники семинара отмечали широкое использование геохимических методов при оценке состояния окружающей среды и решении экологических проблем урбанизированных территорий и подчеркивали их определяющую роль при изучении и оценке загрязнения различных природных сред.

Семинар показал высокий научно-методический уровень современных эколого-геохимических исследований и перспективность их использования при разработке природоохранных мероприятий. Несмотря на весьма краткий период развития нового научного направления экогеохимия достигла значительных результатов. Разработан наиболее эффективный метод выявления очагов загрязнения и связанных с ними источников загрязнения — метод геохимического картирования. Определен химический состав основных видов загрязняющих веществ, поступающих в окружающую среду с отходами промышленного производства и в результате коммунально-бытовой деятельности населения. Сделан вклад в познание процессов трансформации антропогенных потоков химических элементов в природных циклах миграции. Установлены зависимости между ответными реакциями живых организмов, в том числе человека, и степенью загрязнения окружающей среды.

Вместе с тем семинар отметил слабую координацию эколого-геохимических исследований как на отраслевом, так и на межотраслевом уровнях, а также обратил внимание на отсутствие единой технологии проведения работ и их аналитического обеспечения, что значительно затрудняет сравнение и обобщение результатов.

Для успешного развития научно-практического направления «Экогеохимия» семинар считает необходимым:

1. Создать единую систему сбора, обобщения и хранения геохимической информации.
2. Усилить разработку геохимических показателей, нормирующих экологическую и гигиеническую обстановку, в целях расширения возможностей практического использования геохимии для экологических экспертиз народнохозяйственных проектов и оценки степени опасности сложившегося уровня загрязнения уже освоенных территорий.
3. Ускорить научные разработки по геохимическому прогнозированию экологической обстановки, основываясь на изучении процессов трансформации антропогенных потоков в природной среде.
4. Расширить работу по эколого-геохимическому изучению природных ландшафтов в це-

лях определения их устойчивости к техногенезу.

5. Создать на базе ИМГРЭ научно-координационный центр «Экогеохимия» в целях обмена информацией и опытом работ.

6. Периодически, не реже одного раза в три года, проводить всесоюзный эколого-геохимический семинар для обмена достижениями по научным изысканиям и практическими результатами.

Участники семинара сочли необходимым обратиться к руководству Мингео СССР с просьбой внедрить экогеохимическое картографирование территорий на всех стадиях геологосъемочных и поисковых работ, используя единый методический подход, разработанный ИМГРЭ; обеспечить создание и внедрение в практику передвижных экогеохимических ла-

бораторий, автоматических и полуавтоматических устройств для анализа экогеохимических проб и расшифровки результатов; обеспечить разработку и внедрение в практику автоматизированных систем обработки геохимической информации и построения экологических карт; организовать на базе ИМГРЭ постоянно действующие курсы повышения квалификации специалистов по эколого-геохимическим исследованиям.

Семинар обратил внимание Госкомприроды СССР на высокую эффективность эколого-геохимических методов оценки состояния окружающей среды, на возможность их широкого использования в экологических экспертизах.

Оргкомитет с удовлетворением отметил гражданскую активность участников всесоюзного семинара «Экогеохимия городов».



## РЕЦЕНЗИИ

УДК 553.44 (497.2) (049.3)

© В. П. Феоктистов, А. Д. Щеглов, 1990

### Свинцово-цинковые месторождения Болгарии\*

В. П. ФЕОКТИСТОВ, А. Д. ЩЕГЛОВ (ВСЕГЕИ)

Болгария богата месторождениями рудных полезных ископаемых. Среди них особое место занимают свинцово-цинковые месторождения различных рудноформационных типов, многие из которых эксплуатируются. Наибольшее практическое значение имеют жильные месторождения Родопского массива, на которые падает основная часть добычи свинца и цинка в стране. В этом отношении Болгария отличается от большинства других регионов, в которых главными разрабатываемыми объектами являются стратиформные месторождения. Болгарскими геологами накоплен значительный опыт по изучению и прогнозированию свинцово-цинкового оруденения, в первую очередь жильного, в разных геолого-структурных обстановках, который, несомненно, представляет научный и практический интерес и для специалистов других стран. Поэтому недавно вышедшая в свет монография «Свинцово-цинковые месторождения Болгарии» под редакцией Р. Димитрова, посвященная вопросам металлогении, систематизации и описанию свинцово-цинковых месторождений, привлечет внимание широкого круга геологов-рудников. В составлении монографии приняли участие почти все ведущие болгарские специалисты, занимающиеся исследованиями в этой области.

Месторождения свинца и цинка Болгарии, значительная часть из которых известна очень давно, изучаются многие десятилетия. Заметный вклад в их изучение внесли в 40—50-е гг. советские геологи, работавшие в составе совместной советско-болгарской экспедиции, о чем упомянуто во введении книги. В книге приведен список литературы, включающий 510 наименований, в которой освещаются различные аспекты строения и особенностей локали-

зации отдельных месторождений, закономерности размещения их в структурах Балканского сектора Средиземноморского подвижного пояса. Однако сводного монографического описания разнообразных проявлений свинцово-цинкового оруденения до последнего времени, по существу, не было. Рецензируемая работа восполняет этот пробел.

Книга состоит из трех частей: металлогеническое районирование, систематика и закономерности размещения свинцово-цинковых месторождений, описание рудных полей и месторождений, критерии прогнозирования и поисков свинцово-цинкового оруденения. Принятая схема построения, когда закономерности размещения рассматриваются в начале книги, подразумевает, что последующее описание конкретных рудных полей и месторождений должно наполнять содержание кратко сформулированные положения первых глав. Однако приходится констатировать, что в полной мере авторам сделать это не удалось.

Рассматривая общие вопросы металлогении, авторы связывают формирование свинцово-цинковых месторождений с четырьмя традиционно выделяемыми эпохами — каледоно-герцинской, киммерийской, раннеальпийской и позднеальпийской, из которых наиболее продуктивна последняя. Металлогеническое районирование на уровне металлогенических зон и рудных районов проведено на тектонической основе, учитывающей прежде всего современное морфоструктурное районирование территории страны.

Описание свинцово-цинковых месторождений и рудных полей дано по рудным формациям. Именно этот переход от выделения металлогенических площадей к характеристике рудных формаций затрудняет восприятие металлогенических зон и рудных районов в качестве специфических рудоносных структур.

Рудные формации авторами понимаются как минеральные ассоциации близкого состава, об-

\* Свинцово-цинковые месторождения Болгарии/Под ред. Р. Димитрова. София: Техника, 1988.

разованные в сходных геологических условиях. Все известные свинцово-цинковые месторождения сгруппированы в семь рудных формаций: кварц-галенит-сфалеритовую, кварц-золото-полиметаллическую, кварц-барит-галенит-сфалеритовую, стратиформную полиметаллическую, сидерит-галенитовую, медно-пиритовую (медно-полиметаллическо-пиритовый субформационный тип), сульфидно-барит-сидерит-гематитовую. Часть рудных формаций подразделяется на минеральные типы. Рудные формации, связанные с определенной стадией тектонического развития конкретного региона, объединяются в серии. Правда, понятие «серия рудных формаций» авторы в дальнейшем практически не используют.

В книге по единому плану описаны рудные поля и месторождения, приуроченные к шести из семи выделенных свинец-цинксо-содержащих рудных формаций. Рассматриваются геологические условия локализации свинцово-цинкового оруденения, морфология и строение рудных тел, особенности минерального состава, текстур и структур руд, стадийности рудообразования, окислительных изменений, зональности, физико-химические условия минералообразования, изотопногеохимические характеристики, основные рудоконтролирующие факторы. Широко привлекаются данные, полученные в результате глубокого изучения рудных и нерудных минералов прецизионными методами. Сделаны выводы о генезисе оруденения.

Наиболее полно в монографии описаны месторождения кварц-галенит-сфалеритовой и кварц-золото-полиметаллической формаций Центрально-Родопского, Осоговского и Восточно-Родопского рудных районов. Отличительные особенности рудных полей и месторождений указанных районов свидетельствуют о различиях в строении отдельных блоков Родопского массива и в характере проявления позднепалеогеновой тектоно-магматической активизации.

Крупнейшие месторождения кварц-галенит-сфалеритовой формации контролируются Центрально-Родопским поднятым блоком докембрийского цоколя, прорванным единичными позднепалеогеновыми — раннеогеновыми дайками преимущественно кислого состава. Крупные объекты этой же формации установлены в Осоговском районе, где многочисленные субвулканические тела липаритов и латитов прорывают докембрийские и палеозойские структуры Крайштит. Из рудоконтролирующих факторов ведущую роль играют структурный и литологический, обуславливающие транспортировку рудных растворов и осаждение из них рудных компонентов. Свинцово-цинковое оруденение в этих районах связывается с кислым магматизмом и рассматривается как коровое.

Месторождения кварц-золото-полиметаллической формации преимущественно сосредоточены в Восточно-Родопском рудном районе, характеризующимся небольшой мощностью базифицированной земной коры и развитием палеогеновых депрессий, выполненных существенно

вулканогенными образованиями среднего и основного состава (андезиты, латиты, монцитониты). Рудные поля контролируются вулканотектоническими структурами купольного и кальдерного типа.

Из других рудных формаций представляет интерес сидерит-галенитовая, к которой отнесено серебро-свинцовое месторождение Чипровцы в Западных Балканах, локализующееся в горизонте мраморов раннепалеозойских метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований. Отличительная особенность месторождения — наличие разнообразного по минералогическому составу серебряного оруденения.

Детальное описание рудных полей и месторождений всех рудных формаций было бы более полным, если бы авторы привели такие важные параметры, как качество руд и соотношение в них главных и сопутствующих компонентов. Данные о изотопногеохимических особенностях рудных полей и месторождений можно было бы свести в таблицы и графики. При описании каждой формации не лишним было бы краткое резюме с формулировкой их типичных индивидуальных признаков.

Фактический материал по свинец-цинксо-содержащим формациям обобщен в завершающем монографию разделе в виде критериев прогнозирования при средне- и крупномасштабных работах. С помощью критериев авторами произведена оценка перспектив различных геолого-структурных зон Болгарии на свинцово-цинковое оруденение, а также даны практические рекомендации по направлению поисковых работ.

Сделанный акцент на фактографической характеристике свинцово-цинковых месторождений и рудных полей с выходом на решение практических задач по прогнозированию не позволил авторам с такой же глубиной осветить некоторые дискуссионные теоретические вопросы. К ним можно отнести проблему источника и связи свинцово-цинкового оруденения Центральных Родоп с магматизмом, геодинамические условия формирования месторождений, проблему стратиформного оруденения в докембрийских метаморфических комплексах Родоп, нижнепалеозойских вулканогенно-сланцевых толщах Крайштит и Балканид, триасовых терригенно-карбонатных толщах Стара-Планины и других районов. Однако сделанные замечания не следует рассматривать в качестве существенных недостатков монографии. Ее достоинство заключается в объективном изложении обширного материала по большинству практически значимых проявлений свинцово-цинкового оруденения Болгарии, что делает книгу незаменимым справочным пособием.

Вызывает сожаление ограниченный тираж книги (1000 экз.). Для ознакомления советских специалистов с этой крупной, серьезной работой по рудоносности интересной в геологическом отношении территории, по-видимому, целесообразно перевести книгу на русский язык.

## Из редакционной почты

© П. С. Воронов, 1990

### Надвиг края платформы или дефект геологического картирования?

Именно такой вопрос возникает при рассмотрении геологической карты масштаба 1:1 000 000, листы R-(45)-47, изданной в 1979 г. для района северо-западного края древней Восточно-Сибирской платформы в ее традиционном понимании [4]. В связи с этим вопросом посмотрим на структурный план, отражающий на упомянутой карте характер контакта триасовых отложений платформы и юрско-меловых отложений Енисейско-Хатангского прогиба (рис. 1). Этот контакт на участке оз. Пясина — р. Ледяная (правый приток р. Хеты) представляет собой отчетливо выраженный азимутальное несогласие, которое можно объяснить либо «трансгрессивным наложением» триасовых отложений платформы на складчатые юрско-меловые образования прогиба (что, естественно, невозможно), либо (что намного более вероятно при данной рисовке характера структурного плана указанных комплексов отложений) *надвиганием* этого края платформы на расположенные севернее складчатые сооружения среднего и верхнего мезозоя прогиба.

Рассмотрим более подробно структурную ситуацию, отраженную на карте листов R-(45)-47. Можно отчетливо видеть крупную синклиналию складку А — А', в которой полоса юрских и меловых отложений ее южного крыла как бы утыкается запад-юго-западным продолжением в северо-северо-восточный край северо-западного выступа Восточно-Сибирской платформы. Если же говорить более точно, то породы верхнеоксфордского подъяруса и кембрийского яруса вместе с отложениями волжского яруса, а также отложениями К<sub>1b</sub>+v (такой индекс применен на карте, но в условных обозначениях он отсутствует), слагающими южное крыло синклинали А — А' прогиба, *диагонально срезаются* краем платформы (см. рис. 1). Выходящая на этом же крыле синклинали полоса отложений туронского яруса и нижнеконьякского подъяруса сильно уменьшается по ширине в западном направлении, местами чуть не до нуля.

Возможно, чувствуя недостатки своей рисовки структурного плана данного участка карты, ее составители, по мнению автора, явно искусственно подгибают окончания полос выходов указанных юрских и меловых отложений в попытке объяснить отмеченную нами особенность карты нормальным стратиграфическим контактом. Однако это все равно не объясняет странность рисовки полосы выходов меловых пород (вплоть до почти полного выклинивания) далее к западу. Кроме того, если на данном участке карты действительно существует в природе нормальное стратиграфическое (а не тектоническое, как более вероятно следует из анализа местного структурного плана, отраженного на карте) соотношение между триасовыми и юрско-меловыми отложениями, то остается

неясным еще и другое. Почему две небольшие антиклинальные и синклинали складки, наблюдаемые здесь же на южном крыле крупной синклинали А — А' прогиба, не имеют своего отражения в поле более древних триасовых образований края платформы, по крайней мере, на контакте между триасовыми и верхнеюрскими отложениями?

Кроме того, — как следует понимать геологический разрез по линии В — Г (рис. 2, I), который авторы карты приводят в пояснение своих построений? Как могло случиться, что крупная антиклинальная складка Б — Б', соседствующая севернее с упомянутой крупной синклиналию А — А' прогиба, не находит никакого отражения в структуре нижне- и среднеюрских отложений платформы, а южное крыло антиклинали Б — Б', сложенное южне- и среднеюрскими отложениями, практически *утыкается* на разрезе в погружающиеся к северу нижнетриасовые образования?!

И, наконец, еще одно. На разрезе по линии В — Г рассматриваемой карты видно, что нижнетриасовые отложения края платформы спокойно и сравнительно под небольшим углом (менее 40°) уходят под покров мезозойских пород прогиба. Однако ни по одной из речных долин, пересекающих этот район, не видно языковых продолжений нижнетриасовых отложений к северу по тальвегу долины. Но ведь такое явление обязательно должно наблюдаться в природе при том характере наложения юрско-меловых отложений на триасовые образования склона платформы, который авторы карты предлагают на своем разрезе по линии В — Г. Более того, в ряде мест контакт юрско-меловых отложений прогиба и триасовых платформ (например, на междуречье Чопко — Волочанка) имеет языковые изгибы, которые должны отмечаться не при северном, а при южном наклоне поверхности этого контакта. Таким образом и в этом случае подтверждается возможное надвигание местного края платформы на складчатые сооружения прогиба (на рис. 2, II автором предложен вариант геологического разреза по линии В — Г, более логично отражающего, на наш взгляд, структурный план рассматриваемого участка карты).

Из всего сказанного вытекает очень важный вывод. Если характер структурного плана района контакта складчатых сооружений Енисейско-Хатангского прогиба на участке междуречья Хета-Пясины и расположенного южнее края Восточно-Сибирской платформы зафиксирован авторами рассмотренной нами геологической карты правильно, то, по нашему мнению, ему может быть дано только то толкование, которое было приведено в начале сообщения. Повторим его еще раз: на этом участке северо-западной окраины Восточно-Сибирской платформы ее край далеко надвинут на складчатые сооружения Енисейско-Хатангского прогиба, по

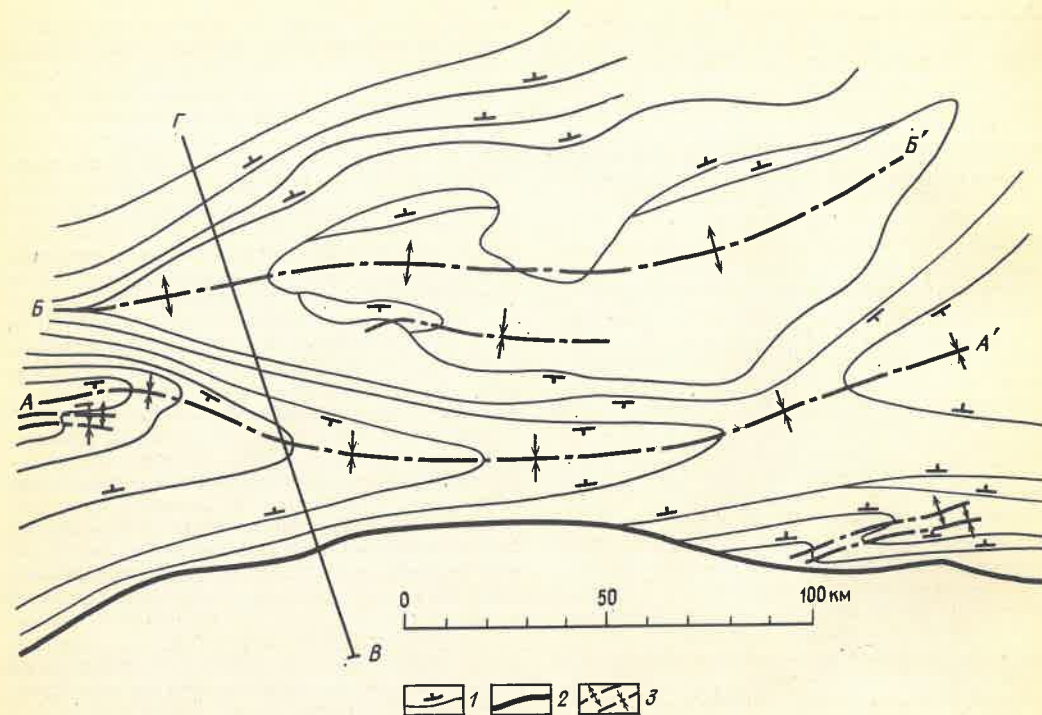


Рис. 1. Контуры мезозойских отложений и структурный план района северо-западного выступа Восточно-Сибирской платформы по данным геологической карты СССР масштаба

1 : 1 000 000, лист R-(45)-47 (Норильск):

1 — контуры границ мезозойских толщ Енисейско-Хатангского прогиба; 2 — край платформы; 3 — оси антиклинальных и синклиналиных складок (А—А', Б—Б'); В-Г — линия геологического разреза

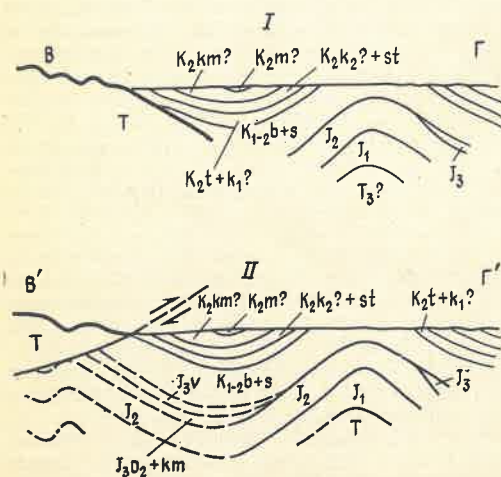


Рис. 2. Геологический разрез по линии В-Г к карте листа R-(45)-47 в трактовке составителей карты (I) и в трактовке автора статьи (II)

крайней мере, на десяток, если не больше километров! Так это или нет, в этом, очевидно, предстоит внимательно и серьезно разобраться в дальнейшем (быть может вплоть до постановки здесь специальных тематических иссле-

дований), но именно только к такому выводу можно прийти при рассмотрении листа R-(45)-47 геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000. В противном случае альтернативой указанной постановки вопроса может быть только признание ряда ошибок в рисовке структурного плана на указанной карте.

Но, конечно, не только это обстоятельство заставило нас написать данную заметку. Дело обстоит значительно серьезнее и заключается в другом. Возникает вопрос: а насколько вообще принципиально возможна ситуация, предполагаемая нами на основе анализа содержания рассмотренной карты? Автор полагает, что эта ситуация (по крайней мере гипотетически) отнюдь не исключена, если основываться на высказывавшихся им ранее (в 1959 г.) по другим соображениям представлениях о существовании в теле Восточно-Сибирской платформы тангенциальных тектонических напряжений с тенденцией к повороту всей платформы по часовой стрелке [2, 3]. Такого рода гипотеза обосновывалась в свое время автором результатами анализа структурных особенностей фигуры Анабарского щита и сопутствовавшего им ряда морфоструктурных особенностей платформенного чехла по периферии щита, характера тектонического контакта (не надвиг, а подвиг!) складчатых сооружений Станового хребта и Алданского кристаллического щита Восточно-Сибирской платформы, общего структурного плана сдвиговой тектоники Прибайкалья, широкого развития начальной фазы сдвиговой

тектоники (зачаточные сдвиги) в фундаменте платформы, подтверждаемой закономерностями цепочек кимберлитонесных трубок взрыва и ряда других структурных признаков, рассмотрение которых выходит за рамки данного сообщения.

Заметим, что в 1980 и 1986 гг. идеи поворота Сибирской платформы по часовой стрелке вновь стали серьезно рассматриваться на основе анализа палеомагнитных данных А. Н. Храмовым, В. П. Родионовым, М. Л. Баженовым и А. А. Моссаковским [1, 5, 6]. Упомянутые исследователи, по-видимому, не знали гипотезы автора, и такая хорошая сходимости геодинамических выводов, основанных на разных подходах и на разном фактическом материале, очевидно, только укрепляет позиции изложенной гипотезы, делая ее более весомой и значимой.

К сказанному добавим, что идея о возможности поворота в плане всего комплекса глыб Восточно-Сибирской платформы по ходу часовой стрелки с учетом широкого развития идей плитной тектоники и установления в литосфере горизонтов, способствующих тангенциальному смещению плит земной коры также и по ним, а не только по поверхности астеносферы, становится особенно реальной. Во всяком случае, теперь она выглядит куда более правдоподобной, чем в те времена, когда упомянутые представления автора в силу своей необычности либо только молчаливо одобрялись некоторыми нашими ведущими тектонистами, либо поддерживались в письмах, получаемых автором от Ли Сыгуана. Серьезное рассмотрение (а, быть может, и применение в теоретической и практической геологии) вероятности значительных горизонтальных смещений и поворотов древних платформ может оказаться весьма и весьма плодотворным для дальнейшего развития науки. Но даже, если эта концепция автора и других исследователей в дальнейшем и не подтвердится, а отмеченная нами особенность карты R-(45)-47 окажется только дефектом геологического картирования, то и тогда данное сообщение может оказаться достаточно полезным, хотя бы для привлечения большего внимания к качеству редактирования и приемки государственных геологических карт теми коллективами, которые до сих пор наделялись правом одобрять и утверждать их к печати.

В заключение автор считает необходимым отметить, что когда этот материал был уже подготовлен, он столкнулся с двумя новыми для него и по-разному знаменательными фактами. Первый заключается в том, что содержание геологической карты R-(45)-47 уже нашло свое отражение на геологической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 издания 1980 г. (!). Хотелось бы, конечно, чтобы отмеченное чами

обстоятельство было, по крайней мере, должным образом учтено в будущем. Второй факт сводится к тому, что в статье А. А. Межвилка, посвященной рассмотрению структурного плана Норильского района и опубликованной в журнале «Геотектоника» (№ 1, 1984), приводятся сведения о том, что вдоль всего северо-западного края Сибирской платформы действительно проходит надвиг, играющий роль крупного структурного элемента Земли и сформировавшийся здесь под влиянием тангенциальных напряжений, суммарный вектор которых действовал в теле указанной платформы в течение мезозоя и кайнозоя по азимуту 310—320°. Однако именно такого рода напряжения и должны были здесь существовать в соответствии с предложенной автором в 1959 г. концепцией о повороте всей Сибирской платформы по часовой стрелке (см. выше). Словом, с учетом всех приведенных новейших геологических и геофизических данных концепция такого поворота из ранга рабочей гипотезы теперь, очевидно, действительно переходит в ранг важнейшего геодинамического факта, и в этом состоит главная суть рассмотренной нами темы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М. Л., Моссаковский А. А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59—69.
2. Воронов П. С. Тангенциальные напряжения и региональные сдвиговые деформации земной коры на севере Средней Сибири // Информ. бюл. Ин-та геологии Арктики. 1959. Вып. 17. С. 13—20.
3. Воронов П. С. Общие закономерности структурного плана севера Средней Сибири // Тр. Ин-та геологии Арктики. 1956. Т. 89. С. 250—273.
4. Геологическая карта СССР (новая серия). М. 1 : 1 000 000. Карта дочетвертичных образований, лист R-(45)-47 (Норильск). Л., 1979.
5. Палеомагнитология / А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. — Л.: Недра, 1982.
6. Khrumov A. N., Rodionov V. P. Palaeomagnetism and Reconstruction of Palaeogeographic of the Siberian and Russian Plates during the Late Proterozoic and Palaeozoic. J. Geomag. Geoelectr., 32, Suppl. III 23—S III 37, 1980.

П. С. Воронов (Ленинградский горный институт)

## Михаил Иосифович Гарань



© Г. Б. Зайцев, 1990

отделом народного образования для поступления в Екатеринбургский горный институт — первое высшее учебное заведение Среднего Урала. Учеба в то время была непохожа на нынешнюю. На курсе было всего лишь около одного десятка студентов, занятия часто прерывались из-за срочных полевых геологических работ или общественных мероприятий. Институт преобразовывался и переселялся из здания в здание чуть ли не ежегодно. Он был то самостоятельным, то входил в состав вновь созданного Университета, то объединялся с Уральским политехническим институтом. Лишь через девять лет М. И. Гарань получил диплом и звание горного инженера.

В то время производственный стаж будущих специалистов начинался в период учебы. В 1927 г. М. И. Гарань, будучи студентом, зачисляется на должность исполняющего обязанности научного сотрудника Уральского геологического комитета — высшего органа централизованной геологической службы на Урале. С этого и началась его многолетняя работа в коллективе, в котором он воспитал целое поколение геологов — специалистов по древним толщам.

Уже в первый полевой сезон определился район, изучение полезных ископаемых которого принесло славу Михаилу Иосифовичу. Так, в 1929 г. в результате исследований в Саткинском районе Челябинской области была выявлена группа уникальных месторождений магнетитов, за что в 1969 г. М. И. Гараню, одному из первых, был присужден почетный нагрудный знак «Первооткрыватель месторождения».

В 1930 г. М. И. Гарань поступает на всеобщие курсы по повышению квалификации инженерно-технического персонала. Вскоре после их окончания он направляется в трехмесячную заграничную командировку, что свидетельствует об огромном авторитете М. И. Гараня в области разведки и поисков кристаллического магнетита. Он изучает месторождения магнетита Австрии и Чехословакии, попутно знакомится с месторождениями других огнеупорных материалов.

С 1931 г. М. И. Гарань — заведующий сектором рудоминерального и химического сырья Уральского геологического управления. Однако эта работа не удовлетворяла его, и он начинает заниматься геологической съемкой. На первых порах М. И. Гарань — начальник Саткинской геологосъемочной партии, а затем руководит крупномасштабной съемкой в Бакальской партии. Во второй половине 30-х годов М. И. Гарань — заведующий сектором региональной геологии Уральского научно-исследовательского института геологии, разведок и исследований минерального сырья. Временами он работает начальником полевых партий. В результате обработки полевых материалов им установлены древнейшие на Урале образования, обнаружены связанные с ними железистые кварциты и джеспилиты криворожского типа.

Великая Отечественная война застала Михаила Иосифовича на посту начальника группы геологосъемочных партий и научного руководителя геологопоисковых и геофизических пар-

тия уральского геолога Михаила Иосифовича Гараня широко известно. Еще в 1937 г. на XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве он выступил с докладом «Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые», вызвавшим большой интерес. Он неоднократно принимал участие в составлении пятилетних планов развития народного хозяйства, в работе многочисленных совещаний Комиссии по размещению производительных сил при Госплане СССР. Геологические карты Саткинского, Бакальского и Кусинского рудных районов Южного Урала, составленные М. И. Гаранем, до сих пор служат исследователям. Разработанная им стратиграфия древних толщ в корне изменила представления о строении западной части Южного Урала и истории его геологического развития.

М. И. Гарань родился в 1899 г. в семье холмского крестьянина. С раннего детства он и его братья были приучены к тяжелому труду хлебопаша. После смерти отца вся ответственность по содержанию семьи легла на плечи двух старших братьев, Михаила же отдали в сельскую школу, которую он успешно окончил в 1912 г.

В 1915 г. с началом первой мировой войны семья переехала в тыл, обосновавшись в г. Белебее Уфимской губернии, где позднее развернулись тяжелые бои Гражданской войны. Дважды белогвардейцы прошли по этой территории, оставив после себя пожары и кресты могил. Трудно жилось в это время семейству Гараней, но несмотря на это младший продолжал учебу.

После того как фронт переместился на восток, Михаил Гарань, освобожденный от военной службы по состоянию здоровья, устроился на работу в Лесной отдел Белебеевского Совета. В 1920 г. он направляется Белебеевским

тий на железные руды. Менялись должности и обязанности, но всю войну и в первые послевоенные годы он возглавлял работы по картированию на Урале. Именно в это время М. И. Гарань защищает диссертацию на тему «Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала».

Новое направление исследований Михаила Иосифовича — составление сводной геологической карты Урала в масштабах 1:500 000 и 1:1 000 000 — закономерно вытекало из полевых работ. Он руководит темой «Стратиграфия СССР. Урал».

В послевоенные годы М. И. Гарань становится научным руководителем и начальником Уралтауской тематической партии. Изучение стратиграфии и тектоники докембрийских и вендских отложений западного склона Южного Урала стала смыслом его жизни. С 1961 г. М. И. Гарань — член постоянной комиссии по верхнему докембрию Межведомственного стра-

тиграфического комитета СССР. Именно в этот период в ней составлялась корреляционная схема древних отложений.

С 1947 по 1956 г. М. И. Гарань избирался депутатом областного Совета депутатов трудящихся.

Когда в 1969 г. М. И. Гараню исполнилось 70 лет, ему была посвящена целая полоса в ведомственной многотиражке «Геолог Урала». Ученики, последователи, коллеги писали о его принципиальности, душевности и человечности, постоянной готовности поделиться богатейшим опытом, поддержать новые идеи. При этом Михаил Иосифович умел твердо отстаивать свое мнение, приводя в полемике с оппонентами аргументированные, веские доказательства.

Памятником Михаилу Иосифовичу Гараню служат его геологические карты и научные труды, открытые им месторождения.

Г. Б. Зайцев (ПГО «Уралгеология»)

## Вера Абрамовна Ривкина

© Б. Г. Антропов, 1990



Вера Абрамовна Ривкина родилась в 1914 г. в д. Буяново Краснинского района Смоленской области в рабочей семье. После окончания средней школы, а затем педагогического техникума по специальности «история» учительствовала. Проявленные ею активность, инициатива были замечены в коллективе. В 1932 г. она избирается председателем Союза работников просвещения. В 1936 г. переезжает в г. Москву по месту работы мужа. Здесь она возглавляет комсомольскую организацию школы, работает инструктором в горкоме ВЛКСМ. Дальнейшую свою трудовую жизнь В. А. Ривкина связала с геологией. В системе Минцветмета и Мингео СССР она проработала 37 лет, из них 31 год в должности начальника крупной Северо-Уральской экспедиции.

В автобиографии В. А. Ривкина писала: «В декабре 1938 года по моему большому настоянию была направлена в трест «Золоторазведка». Работала начальником отдела кадров. 30 ноября 1940 года в этой же должности переведена в В/К «Союзалюминияразведка». В 1941 г. Вера Абрамовна была командирована на Северный Урал в Северо-Уральскую экспедицию (СУБЭ), организованную в целях форсирования поисков и разведки бокситов. Здесь несколько месяцев работает в отделе кадров, но вскоре назначается начальником Богословской буровой инженерно-геологической партии. Когда началось строительство Богословского алюминиевого завода, В. А. Ривкина руководит работами по исследованию фундамента для заводской плотины, которые были успешно выполнены в сжатые сроки. В 1942 г. она назначается сначала временно исполняющей обязанности начальника СУБЭ, а затем начальником.

В сложное военное время с потерей г. Тихвина страна лишилась бокситов. Алюминиевые заводы остались без сырья, авиационная промышленность без металла. Государственный Комитет Обороны принимает решение создать

новую сырьевую базу алюминиевой промышленности на Северном Урале. В тяжелых условиях трудились горняки, строители, разведчики, объединенные в едином порыве — дать заводам бокситовую руду, а следовательно, фронту — самолеты. Несмотря на нехватку людей, механизмов, транспорта, разведчики все дальше и дальше пробивались по «серебряному» меридиану на север. В результате были выявлены новые бокситовые залежи на 2-м и 3-м Северных участках, Калыинском и Черемуховском месторождениях. Поставленная перед геологами задача по обеспечению рудника запасами бокситов на ближайшие годы и опережающему развитию разведочных работ по подготовке рудной базы была решена.

С теплотой вспоминают геологи о Вере Абрамовне в те годы. Она не боялась тайги, неожиданно появлялась у шурфов и на буровых на отдаленных участках, пробираясь по глухой тропе верхом на лошади или пешком. Умела

душевно поговорить с людьми, расспросить о личных делах, подбодрить в трудную минуту. О себе же говорила неохотно, но люди знали, что ее муж и три брата погибли на фронте, с двумя детьми осталась сестра, муж которой скончался в госпитале.

Ветераны-разведчики рассказывают: «Часто приезжала Вера Абрамовна на участки и в партии со своими помощниками — главным инженером или другими главными специалистами. Подробно разбиралась с делами на участках, выясняла промахи и недостатки в работе, чем можно помочь. Разговор сразу же обобщался в приказе. А потом контроль. Требовала, чтобы все было выполнено».

Под руководством В. А. Ривкиной коллектив Северо-Уральской экспедиции в годы войны не раз награждался переходящим Красным Знаменем В/К «Союзалюминийразведка» и Государственного Комитета Обороны. В 1945 г. Знамя ГКО оставлено в экспедиции на вечное хранение.

За время работы в экспедиции в полной мере проявились организаторские способности В. А. Ривкиной. Она умела сплотить коллектив, мобилизовать его на решение очередных задач. Систематически перевыполнялись планы по приросту запасов, разведывались все более глубокие горизонты бокситовых месторождений. Экспедиция неоднократно завоевывала призовые места в социалистическом соревновании по городу, области, становилась обладательницей переходящих Красных Зна-

мен во всесоюзном и республиканском соревновании. За победу в соревновании за достойную встречу 50-летия Великого Октября коллективу передано на вечное хранение Памятное Знамя ЦК КПСС, Президиума Верховного Совета СССР, Совета Министров СССР и ВЦСПС, а также Красное Знамя Уральского территориального геологического управления и Уралтеркома.

На берегу р. Вагран вырос город горняков Североуральск. С первых лет его основания (1944 г.) В. А. Ривкина — постоянный депутат городского Совета народных депутатов, председатель комиссии по культуре, а с 1967 по 1969 г. — по здравоохранению. Возглавляя комиссию по жилищно-коммунальному хозяйству и благоустройству (1969—1975 гг.), она огромное внимание уделяет строительству дорог, озеленению города, прокладке водопроводов, освещению. За этот период город значительно похорошел, благоустроился. В 1969 г. на торжественном заседании, посвященном 25-летию г. Североуральска, жители города назвали ее своим Почетным Гражданином. С 1946 г. В. А. Ривкина постоянно избиралась членом городского комитета партии.

Заслуги Веры Абрамовны Ривкиной высоко оценены Советским государством, она награждена орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», медалями и почетными знаками.

Б. Г. Антропов (ПГО «Уралгеология»)

## ВУХИН ПРЕДЛАГАЕТ

### МИКРОПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УГОЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ПОМОЖЕТ ГЕОЛОГАМ при разведке нефти

Целенаправленный поиск нефтяных месторождений затруднен из-за отсутствия прямых методов оценки нефтеносности площадей и перспективности их разведки. Это приводит к ошибкам в выборе объектов бурения, а следовательно, к неэффективным затратам времени и ресурсов.

#### Восточным научно-исследовательским углехимическим институтом ВУХИН

на базе многолетних обширных микропетрографических исследований углей выявлены особые признаки, которые указывают на следы контакта угольного вещества с нефтяными флюидами. На основе установленных закономерностей разрабатывается метод, позволяющий дополнить используемые в настоящее время признаки нефтеносности новым критерием, основанным на данных оптической микроскопии.

Для широкого опробования и уточнения нового метода ВУХИН предлагает заинтересованным нефтеразведочным организациям услуги по проведению оптического анализа угольных включений в керновых пробах, отобранных в процессе разведки.

Заключение по результатам анализа предоставляется бесплатно.

За дополнительной информацией просим обращаться по адресу: 620219, Свердловск, ГСП-117, ул. 8 Марта, 14, ВУХИН. Телефоны: 51-77-56, 51-65-17.

## Contents

|                                                                                                                                                                                                                       |    |                                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>Marakushev A. A.</i><br>The nature of endogenous activity of the Earth and other planets of the Solar system                                                                                                       | 3  | <i>Starosel'tsev V. S.</i><br>Post-volcanic wedge-like grabens in the Tungussskaya syneclise                                                | 67  |
| METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT                                                                                                                                                                                    |    |                                                                                                                                             |     |
| <i>Aplonov S. V.</i><br>Possibilities and methods of obtaining geohistorical information from geophysical fields                                                                                                      | 15 | <i>Khalilov E. N., Gadzhiev F. G., Lopytova E. V., Purkov S. N.</i><br>On the present geodynamic state of the Earth's crust of Azerbaidzhan | 73  |
| ENERGY RESOURCES                                                                                                                                                                                                      |    |                                                                                                                                             |     |
| <i>Surkov V. S., Gurari F. G., Zhero O. G., Smirnov L. V., Kazakov A. D., Devyatov V. P.</i><br>Prediction of oil and gas accumulation major zones in Lower-Middle Jurassic sediments beneath the West Siberian Plate | 21 | <i>Dushin V. A., Miklyaev A. S.</i><br>Middle Paleozoic magmatism of the western slope of the North Urals                                   | 75  |
| <i>Belov R. V., Krivosheev E. V., Sasyol'yatina G. A.</i><br>Studies of thin-bedded sediments of the Vasyuganskaya formation through the use of seismostratigraphy criteria                                           | 26 | GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE                                                                                                              |     |
| <i>Vysotskiy I. V., Korchagina Yu. I.</i><br>Hydrocarbon ontogenesis in natural systems of oil and gas basins                                                                                                         | 33 | <i>Petrashen G. I., Karaev N. A.</i><br>Today's seismic prospecting problems                                                                | 83  |
| METALS AND NON-METALS                                                                                                                                                                                                 |    |                                                                                                                                             |     |
| <i>Usenko S. F.</i><br>Geodynamics of formation of the Sikhotealin folded system and tin-bearing formations                                                                                                           | 38 | <i>Seifullin R. S., Khavenzon I. V.</i><br>Natural electric fields over hydrocarbon fields in the Carpathian Trough                         | 92  |
| <i>Orlov V. G.</i><br>Severnnyy Katpar and Akmaya tungsten deposits in the Uspenskaya zone                                                                                                                            | 45 | HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY                                                                                                        |     |
| STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY                                                                                                                                                                                       |    |                                                                                                                                             |     |
| <i>Kukhtinova L. V., Kukhtinov D. A.</i><br>Lower Permian palinocomplexes of terrigenous sediments in the east of the Caspian Depression                                                                              | 51 | <i>Larichev V. V.</i><br>Application of hydrogeological data in the course of predicting fissure-fault zones and oil and gas presence       | 97  |
| REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS                                                                                                                                                                                        |    |                                                                                                                                             |     |
| <i>Segalovich V. I., Eidlin R. A.</i><br>Margins of the lithospheric plates within the Earth's crust and Kazakhstan metallogeny                                                                                       | 56 | DISCUSSIONS                                                                                                                                 |     |
| <i>Masaitis V. L.</i><br>Impact craters as mineragenic potential and possibilities of studying the depth structure of the Earth's crust                                                                               | 61 | <i>Bgatov V. I., Largin A. F.</i><br>The origin of permafrost rocks                                                                         | 102 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Bondarenko V. N., Medvedev V. A., Ruchkin G. V.</i><br>Principles of mineral deposits exploration based on the models-standards bank     | 109 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Rusanova O. D.</i><br>Fossil coal metamorphism                                                                                           | 116 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | NEWS IN BRIEF                                                                                                                               |     |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Legeido V. A.</i><br>All-Union seminar on the problem of "Ecochemistry of cities"                                                        | 119 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | BOOK REVIEWS                                                                                                                                |     |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Feoktistov V. P., Shcheglov A. D.</i><br>Lead-zinc deposits in Bulgaria                                                                  | 121 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | EDITORIAL CORRESPONDENCE                                                                                                                    |     |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Voronov P. S.</i><br>Whether it is a platform margin overthrust or a fault of geological mapping?                                        | 123 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | HISTORY OF GEOLOGICAL FINDINGS                                                                                                              |     |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Mikhail Iosifovich Garan'</i>                                                                                                            | 126 |
|                                                                                                                                                                                                                       |    | <i>Vera Abramovna Rivkina</i>                                                                                                               | 127 |