

ССОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

5/1989



Ежемесячный
научный журнал

*Да здравствует 1 Мая —
День международной
солидарности трудящихся!*

*Советские ученые,
деятели культуры и искусства!
Наращивайте
интеллектуальный потенциал
перестройки!*

*Берегите и приумножайте
духовные ценности
социализма!*

Из Призывов ЦК КПСС к 1 Мая 1989 года

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 5 / 1989 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Министерства геологии СССР
Основан в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

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



МОСКВА, «НЕДРА»

- Молостовский Э. А.
К методологии палеомагнитных стратиграфических исследований 3
- Навроцкий О. К., Логинова В. Е., Сидоров И. Н., Карпов П. А.
Моделирование процессов нефтегазообразования в мелководных карбонатных породах 10
- Сазонов Л. А.
Морфоструктурный анализ при локальном прогнозировании эндогенного ору-
денения 15

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

- Буй В. А.
Геодинамические типы нефтегазоносных бассейнов СССР 25
- Захаров Е. В., Кулибакина И. Б.
Перспективы юрского комплекса арктических морей СССР для поисков залежей углеводородов 33

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Бочаров В. Л., Плаксенко А. Н.
Петрологические критерии выделения норит-диоритовых интрузий с регенерированными никелевыми сульфидными рудами 38
- Орлов В. Г.
К поискам молибдена в Бурятии 43
- Московский Г. А., Свидзинский С. А.
Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия 49

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

- Степанова Г. А.
Биостратиграфия девона восточного склона Южного Урала 54
- Соболевская Р. Ф., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. В., Матвеев В. П.
Ордовикские и силурийские отложения северо-восточной оконечности Новой Земли 66

- Жолтаев Г. Ж.
Строение докунгурских отложений Прикаспийской синеклизы 74
- Капельщиков Н. А.
Зональность юга Припятского прогиба по структурно-геоморфологическим данным 83

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

- Изосов Л. А., Петрищевский А. М., Бажанов В. А.
Позднекембрийский вулcano-плутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья 90
- Соболев А. Е.
Докембрийские мафиты Южного Вержоя 95

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

- Акишев Т. А., Ерхов В. А., Попов К. А., Розенблат М. М.
Глубинное строение и сейсмичность юга и юго-востока Казахстана 101

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- Иодказис В. И., Тибар К. О.
Распределение гелия в подземных водах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна 106

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

- Иванкин В. П.
Увеличение массы и размеров Земли во времени — главный фактор ее геологического развития 115
- Из редакционной почты 123

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

- 90-летие Каныша Имантаевича Сатпаева 124

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 24.03.89.
Бумага книжно-журнальная.
Усл. кр.-отт. 12,08.
Цена 1 р. 60 коп.

Подписано в печать 19.04.89. Т-08483.
Печать высокая.
Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 2790 экз.

Формат 70×108^{1/16}.
Усл. печ. л. 11,2.
Заказ № 799.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6

Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

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



УДК 550.384.33:550.838.5

Э. А. МОЛОСТОВСКИЙ (Саратовский гос. университет)

К методологии палеомагнитных стратиграфических исследований

На начальном этапе магнитостратиграфических исследований (50—60-е годы) их теоретической стороне практически не уделялось внимания. В 70-х годах в Советском Союзе и за рубежом прошли дискуссии по вопросам терминологии, классификации и номенклатуры. Их итогом явились первые проекты международного и советского специализированных кодексов, где были заложены основы палеомагнитной систематики, определены главные цели и задачи исследований [1, 3, 10]. К сожалению, эти документы не стали всесторонне разработанной методологической основой магнитостратиграфии. Многие принципиальные вопросы в них вообще не отразились, другие были затронуты лишь в общей форме и не получили надлежащего развития. Слабость теоретической базы негативно сказывается как на уровне проводимых исследований, так и на взаимопонимании специалистов по ряду ключевых проблем. Наглядный пример тому — противоречивость современных представлений о сущности магнитостратиграфии и ее месте среди стратиграфических дисциплин.

Ряд видных зарубежных геофизиков постулирует полную независимость палеомагнетизма от стратиграфии, полагая, что сочетание магнитозон с радиохронологическими определениями и линейными океанскими аномалиями дает возможность вести любые построения, вплоть до трансконтинентальных. В частности, Е. Ирвинг видит сильную сторону палеомагнитного метода в том, что он позволяет обойтись без поэтапных стратиграфических исследований, стратотипов и фауны [10]. Аналогичную позицию занимает А. Кокс [9]; ее сторонники имеются и среди советских палеомагнитологов.

С другой стороны, некоторые стратиграфы весьма скептически оценивают

возможности палеомагнитных определений и в той или иной форме ставят под сомнение правомерность выделения магнитостратиграфии как самостоятельного направления. По представлениям В. Н. Семененко (1983 г.), палеомагнитной стратиграфии отдельно как таковой на сегодняшний день не существует, поскольку идентифицировать инверсии можно пока лишь радиохронологически, и главным образом биостратиграфически.

Методологическая несостоятельность чисто геофизического подхода к магнитостратиграфии отчетливо выявилась в процессе построения палеомагнитной шкалы. В то же время нельзя считать оправданным и утрированный скептицизм части геологов. Замечания об ограниченной разрешающей возможности палеомагнитного метода вполне справедливы, однако нелогично мотивировать ими отрицание магнитостратиграфии как таковой.

Как известно, вопрос о выделении нового научного направления возникает, когда появляются новые метод и объект исследования. Если оперировать этим общепринятым критерием, то можно утверждать, что магнитостратиграфия обладает всеми атрибутами самостоятельной дисциплины. Ее становление и развитие были предопределены открытием и выделением в качестве предмета изучения палеомагнитных характеристик горных пород и расчленением последних по этому признаку на природно-слоевые ассоциации — магнитозоны. Их оценка сквозь призму пространственно-временных соотношений составляет сущность палеомагнитных стратиграфических исследований.

Магнитостратиграфия обладает и собственным методом, базирующимся на представлении о планетарном процессе развития магнитного поля Земли как части общей эволюции плане-

ты. Способность к фиксации причинно-следственных событий в истории геомагнетизма определяет геосистемную природу палеомагнитных подразделений, что имеет немаловажное значение при обсуждении вопроса по существу.

Изложенное позволяет полагать, что магнитостратиграфия в настоящем виде уже сложилась как самостоятельная научная дисциплина со своим объектом и методом исследования. Вопрос о правомерности ее выделения имеет сейчас более терминологическое, нежели содержательное значение и должен решаться на основе концептуального подхода к проблеме «единой» и «множественной» стратиграфии.

С позиций сторонников единой стратиграфии магнитостратиграфия как таковая действительно не существует. С этим выводом можно было бы согласиться, если бы он предусматривал автоматическое аннулирование и всех «других стратиграфий» и не сводил в неявном виде всю стратиграфию к биостратиграфии.

Думается, что более точно отражает реальную ситуацию концепция, предполагающая существование «стратигии» — общестратиграфической дисциплины, объединяющей несколько юридически равноправных линий стратиграфических исследований: биостратиграфию, магнитостратиграфию и др. [7]. Ведущая роль среди них принадлежит, безусловно, биостратиграфии, но ее лидерство, отнюдь, не предполагает абсолютную монополию.

Поскольку термин «магнитостратиграфия» прочно вошел в специальную литературу и вошел в общую «систему стратиграфий», он может быть сохранен с четким пониманием того, что магнитостратиграфия является лишь узким разделом стратиграфии, объединенным с ней общностью задач и целей исследования.

Отсюда следует определение магнитостратиграфии как раздела общей стратиграфии, которая устанавливает *первичные пространственно-временные соотношения геологических тел с помощью их палеомагнитных характеристик (в первую очередь полярности естественной остаточной намагниченности)*.

С подобной трактовкой вполне согласуются понятия палеомагнитного подразделения и палеомагнитной границы, принятые в проекте советского магнитостратиграфического кодекса. Палеомагнитным подразделением (магнитозоной) считается *«любой по объему интервал стратиграфического разреза с определенной полярностью естественной остаточной намагниченности вмещающих слоев»* [1, с. 77]. Граница магнитозоны проводится по инверсионному переходу: *«части разреза, при формировании которой магнитное поле устойчивой полярности испытывает обращение и сменяется устойчивым полем противоположной полярности»* [1, с. 77].

Приведенные формулировки позволяют представить палеомагнитную шкалу как *бинарную шкалу магнитной полярности, включающую инверсии и магнитозоны в их хронологической (стратиграфической) последовательности*. В принципе она регистрирует временные соотношения чисто физических явлений — геомагнитной полярности и инверсий поля. Лишь после привязки магнитных подразделений к стандартной шкале она приобретает стратиграфическое содержание, т. е. превращается в специфическую систему мер, пригодную для градуирования и корреляции разрезов. В этом качестве палеомагнитная компонента является уже составной частью общестратиграфической шкалы, обнаруживающей и усиливающей реально существующие геолого-геофизические связи.

Модификации и принципы построения палеомагнитной шкалы. Из всех известных методов палеомагнитного определения возраста горных пород реально применяется в стратиграфии лишь метод инверсий, основанный на изучении обращений полярности геомагнитного поля в геологическом прошлом. Характерные сочетания зон прямой N и обратной R полярности и определяют структуру палеомагнитной шкалы*.

* Если полярность соответствует современному магнитному полю, то она считается прямой. Противоположное направление именуется обратным (с учетом миграции полюсов для палеозойских и докембрийских пород).

Магнитозоны, выделяемые обычно лишь по одному параметру — ориентировке вектора естественной остаточной намагниченности, по существу, лишены палеомагнитной индивидуальности. По режиму полярности в сочетании с координатами палеомагнитных полюсов удается опознать лишь наиболее крупные палеомагнитные подразделения, сравнимые по рангу с геологическими системами. Для диагностики мелких магнитозон необходимы дополнительные параметры: палеомагнитные вариации, морфология инверсионных границ, напряженность древнего поля и пр. Они изучаются сейчас достаточно интенсивно, но пока нет реальных результатов и трудно ждать, что в обозримом будущем эти характеристики найдут широкое применение в практике магнитостратиграфических исследований.

Сложность идентификации палеомагнитных единиц заставляет уделять особое внимание их привязке к стратиграфической шкале, которая выполняется обычно с помощью радиологии или палеонтологических данных. Использование тех или иных сторонних методов для определения возрастной последовательности палеомагнитных единиц предопределило формирование двух основных направлений в разработке шкалы магнитной зональности: магнитохронологического и собственно магнитостратиграфического.

Первое направление базируется на статистическом анализе точечных палеомагнитных и радиологических определений вулканитов. По этому принципу построена шкала А. Кокса для последних 5,3 млн лет, которая справедливо считается наиболее крупным достижением магнитохронологии, значительно продвинувшим стратиграфическое изучение новейших образований на всех континентах.

Для более древних временных интервалов магнитохронология менее эффективна главным образом из-за не точности радиологических датировок. В частности, при возрасте пород 10 млн лет и более стандартные 5% погрешности абсолютных определений приводят к пропуску или ошибочным повторным выделениям зон, которые уже для мезозоя сравнимы по объему с большинством ярусов. Таким обра-

зом, основание плиоцена — нижний предел применимости магнитохронологического метода в его классическом варианте.

В более широком временном диапазоне действует шкала линейных магнитных аномалий, активная разработка которой началась в конце 60-х годов. В ее основе лежит представление о непрерывной практически записи инверсий морских линейных магнитных аномалий, которые прослеживаются в симметричной последовательности относительно центральных рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

Информация, полученная в процессе морских магнитных съемок, породила у геофизиков стойкую иллюзию относительно стратиграфической исключительности аномалийной шкалы. Последняя стала рассматриваться рядом исследователей как уникальный инструмент для изучения всего ряда инверсий за последние 160 млн лет [9]. Аномалийная шкала, безусловно, важна как контрольный фактор при установлении последовательности магнитозон в стратиграфических разрезах и оценке их временных объемов, однако для столь откровенной ее абсолютизации мы не имеем веских оснований.

Известно, что в силу технических особенностей морских магнитных съемок нередко пропускаются эпизоды смены полярности длительностью менее $20 \cdot 10^3$ лет и поэтому многие узкие зоны, известные в разрезах осадочных толщ, не отражаются в магнитных морских профилях. Далеко не все линейные аномалии могут быть использованы для шкалы, поскольку часть из них образуется в результате интеграции эффектов нескольких источников с разным знаком намагниченности. Усложняют картину и ложные аномалии, обусловленные поднятиями морского дна. В ряде случаев сильные наложенные эффекты возникают за счет базитов третьего океанического слоя.

Серьезные недостатки Ламонтской шкалы — ее ограниченный хронологический диапазон (~160 млн лет) и абстрагированность от подразделений общей стратиграфической шкалы и региональных схем. Привязка отдель-

ных аномалий к общей шкале через палеонтологическую характеристику перекрывающих донных осадков не решает проблемы, так как в основной массе они нумеруются простым отсчетом от оси спрединга. Это приводит порой к их неоднозначной идентификации и существенным расхождениям в сопоставлении с биостратиграфическими границами.

В Советском Союзе, начиная с первых работ А. Н. Храмова (1958 г.), прочное признание получил классический стратиграфический принцип разработки палеомагнитной шкалы. Для ее построения предусматриваются изучение стратотипических и опорных разрезов, тщательная привязка магнитозон к фаунистическим комплексам и стратиграфическим подразделениям и последовательный «монтаж» сводных палеомагнитных разрезов и местных специализированных схем. Путем синтеза имеющихся материалов в конечном итоге создается общая магнитостратиграфическая шкала.

Подобная шкала с биостратиграфической основой имеет и слабые стороны. Пока остается недоступной для изучения в силу низкой магнитности часть карбонатных толщ, слагающих стратотипические разрезы многих подразделений. При построении палеомагнитных колонок не всегда удается учесть объемы разрывов и перерывов в седиментации. Наконец, магнитозоны, установленные в местных подразделениях, часто не опознаются в общей шкале и оказываются непригодными для дальних корреляций. Тем не менее только стратиграфический метод построения позволяет создать палеомагнитную шкалу широкого возрастного диапазона и проследить историю магнитного поля от начала рифея до современности. В последние годы он стал лидирующим, и большинство работ и у нас и за рубежом выполняются на классической магнитостратиграфической основе в соответствии с принципами, использованными при построении магнитостратиграфической шкалы фанерозоя СССР [4, 5].

Создание шкалы линейных аномалий и палеомагнитной шкалы фанерозоя СССР позволило решить на приемлемом уровне прямую задачу палеомагнитологии — понять основные

особенности истории развития магнитного поля Земли за последние 600 млн лет. Палеомагнитология, таким образом, подошла к логическому завершению первого этапа исследований, связанного с проблемами исторической геофизики.

Для решения чисто стратиграфических задач существующие варианты палеомагнитной шкалы мало пригодны из-за их схематизма и недостаточно полного палеонтологического обоснования. Требованиям стратиграфии с ее тенденциями к глобальной периодизации событий и одновременно к максимальной точности в сопоставлениях может удовлетворить лишь более детальная и хорошо обоснованная палеонтологическая шкала магнитной полярности, привязанная через морские стратотипы к общей стратиграфической шкале, как правило, на зональном уровне.

Основные принципы магнитостратиграфической классификации и номенклатуры. Формирование палеомагнитной стратиграфической терминологии и номенклатуры долгое время происходило стихийно и ничем не регламентировалось. Отсутствие единого подхода к выделению магнитостратонов и их обозначению привело к созданию шкалы, снабженной эклектической системой индексов и лишенной внутреннего единства. Первые палеомагнитные колонки 50-х годов представляли собой простые сочетания магнитозон разного стратиграфического объема, расположенных в хронологической последовательности и не связанных ранговым соподчинением. Их обозначение сводилось к простой нумерации сверху вниз.

Недостатки сплошной нумерации сказались уже при первых детализациях изученных разрезов, когда вновь обнаруженные магнитозоны потребовали пересмотра всей сложившейся системы индексов. Подобная разбивка является явным анахронизмом, однако повсеместно в палеомагнитных колонках морского бурения еще принята сплошная нумерация магнитных эпох (от 1 до 21) вплоть до основания аквитана. В плиоцен-плейстоценовой части шкалы действует фамильная номенклатура шкалы А. Кокса, включающая четыре магнитозоны (Брюнес,

Матуйама, Гаусс и Гильберт) в интервале 0—5,4 млн лет.

Ранний кайнозой и поздний мезозой в международной палеомагнитной шкале расчленяются на основе линейных морских аномалий. Для палеогена и маастрихта предложена численная система из 26 положительных аномалий, пронумерованных сверху вниз (от 7 до 32). Для мезозоя, от баррема до оксфорда, отстроен второй ряд аномалий (с 0 до 29), но в отличие от кайнозоя нумеруются лишь отрицательные аномалии.

С повышением качества магнитных съемок в Ламонтскую шкалу вводятся новые аномалии, которые для сохранения единой численной системы получают дополнительные буквенные обозначения. Они являются, по сути дела, самостоятельными подразделениями и лишь формально объединяются с «материнскими» аномалиями.

В опорных разрезах палеогена и мела Италии и США принята буквенная (латинская и греческая) индексация магнитозон, в работах советских исследователей часто используются местные названия с неизбежной в таких случаях синонимикой или локальная нумерация зон по ярусам, системам и т. д.

Основные проблемы палеомагнитной систематики впервые были рассмотрены специально в 1974 г. [8]. Масштабность геомагнитных событий и ранга эквивалентных им палеомагнитных единиц авторы предложили оценивать по длительности определенных режимов полярности и их значимости в эволюции магнитного поля. Эмпирически подобное соподчинение устанавливалось на основе стратиграфических объемов толщ горных пород, эквивалентных отдельным единицам магнитной полярности. Принцип ранжирования магнитных единиц, принятый в данной работе, использовался при разработке первых проектов советского и международного палеомагнитных стратиграфических кодексов. Один из них был подготовлен совместно международными подкомиссиями по стратиграфической классификации (MPT) и шкале магнитной полярности (ISSC) под руководством Х. Хедберга [11], другой — рабочей стратиграфической группой Научного совета

по геомагнетизму АН СССР [1, 3]. Во втором варианте кодекса для палеомагнитной шкалы предусматривается классификация, включающая: мегазону, гиперзону, суперзону, ортозону и субзону. Примерными эквивалентами гиперзон в общей стратиграфической шкале приняты системы, суперзон — отделы или их части, ортозон — ярусы или зоны.

В проекте Международных подкомиссий по стратиграфической классификации и шкале магнитной полярности предлагается трехчленная иерархия магнитных единиц — суперзона (10^6 — 10^7 лет), зона (10^5 — 10^6 лет) и субзона (10^4 — 10^5 лет), — но признается необходимость дополнительного выделения наиболее крупного и мелкого подразделений (мегазоны и микрозоны). Таким образом, классификация, изложенная в проектах советского и международного кодексов, в сущности однотипна и предполагает близкую структуру палеомагнитной шкалы. К сожалению, в обоих документах остался открытым вопрос о существующей неофициальной номенклатуре, что сильно усложняет систематизацию данных и разработку единой магнитостратиграфической шкалы. Следовательно, унификация обозначений магнитостратонов — одна из первоочередных задач палеомагнитологии.

Палеомагнитные подразделения и стратиграфическая классификация. С введением в стратиграфию новых непалеонтологических методов особую актуальность приобрела проблема их комплексирования с палеонтологическим и систематизации стратиграфических подразделений разного типа. Решение проблемы часть исследователей видит в создании новой структуры стратиграфической классификации, главным образом за счет пополнения ряда существующих стратонов новыми категориями: ритмо- и климатостратиграфическими. Стратиграфическим кодексом СССР, в частности, принята структура классификации, объединяющая тектоно-, био- и климатостратиграфические подразделения. Однако возможность дальнейшей разработки «смешанной» классификации за счет ее пополнения новыми стратонами практически исчерпана. В первую очередь это ограничение

относится к магнитостратиграфии, где создана самостоятельная иерархия магнитопольярных единиц, которые невозможно включить в строго соподчиненную последовательность основных подразделений. Магнитозона, чей объем может быть больше системы и мельче звена, в существующей стратиграфической классификации не находит определенного места.

В перспективе подобная ситуация неизбежно возникнет и с другими стратонами непалеонтологического обоснования, поэтому принятый ныне принцип жесткого соединения в едином иерархическом ряду разных линий стратиграфической классификации должен пополниться принципом свободного соподчинения [5].

Применительно к магнитостратиграфии указанный принцип предполагает сопоставление палеомагнитных зон с единицами общей шкалы или местных схем и их выборочное подчинение основным стратонам в тех случаях, когда магнитная зональность способствует их детальному расчленению и корреляции. Магнитозоны разного объема могут быть подчинены любому общему или местному подразделению независимо от его ранга.

Основная сфера приложения принципа свободного соподчинения — геологическая съемка, где введение магнитозон может значительно повысить детальность крупномасштабных карт. В известной мере он отражен и в предлагаемой номенклатуре палеомагнитной шкалы.

Система свободного соподчинения позволяет без дальнейшего усложнения классификации использовать в комплексе данные различных методов исследований и в зависимости от характера решаемых задач допускает использование специализированных подразделений разного уровня (в магнитостратиграфии от гипер- до субзон).

Прикладная магнитостратиграфия. Анализ стратиграфических аспектов палеомагнетизма позволяет наметить три группы вопросов, наиболее актуальных для прикладной стратиграфии: конкретные задачи, решаемые с помощью палеомагнитного метода; использование палеомагнитных данных в геологическом картировании; основные

принципы разработки региональных магнитостратиграфических схем [6].

Как показал опыт палеомагнитных исследований, с помощью магнитозон при определенном сочетании геологических и палеомагнитных факторов может быть решен ряд конкретных задач стратиграфии, малодоступных другим подразделениям.

1. Корреляционные возможности магнитозон в отложениях различных фашиально-генетических типов широко используются в стратиграфии как при трансконтинентальных сопоставлениях, так и при выяснении соотношений подразделений местных схем. Число глобально идентифицированных палеомагнитных уровней еще сравнительно невелико, но там, где они установлены, точность и надежность стратиграфических корреляций многократно возрастают (плиоцен, верхний мел, нижний триас и т. д.).

2. В интервалах частых инверсий на основе магнитной зональности возможно выделение дробных стратиграфических единиц с длительностью формирования в 100 тыс. лет и менее. Весьма перспективны в этом плане палеоген и неоген, нижний мел — верхняя юра и ряд других интервалов шкалы.

3. В активе магнитостратиграфии есть немало удачных решений спорных вопросов, связанных с определением возраста конкретных толщ. Показательна роль палеомагнитных данных в установлении стратиграфического положения сухонской свиты (верхняя пермь), гурийской чауды (плиоцен), сыртовой толщи (плио-плейстоцен) и т. д.

4. Кратковременность ($\approx 10^4$ лет) процесса смены магнитной полярности предопределяет планетарную изохронность палеомагнитных границ. Это обстоятельство позволяет использовать их в качестве маркеров для оценки устойчивости лито- и биостратиграфических рубежей во времени и пространстве.

5. Магнитозоны, обеспеченные радиохронологическими датировками или сопоставленные с аномалиями Ламонтской шкалы, могут быть использованы для установления длительности формирования подразделений региональных и местных схем. При определенных условиях палеомагнитная

оценка временных объемов тех или иных стратонов способна коренным образом изменить устоявшиеся представления об их соотношениях. Весьма показательны в этом плане оказались данные о палеомагнитной характеристике сарматского и понтического ярусов [6].

Перечисленные задачи отнюдь не исчерпывают стратиграфических возможностей палеомагнетизма. Практика региональных геологических работ имеет в своем активе ряд оригинальных оценок (полноты разрезов, объемов размывов и перерывов в осадконакоплении, темпов седиментации и пр.), выполненных на основе анализа магнитозон.

Актуальность площадных палеомагнитных исследований резко возросла за последние годы в связи с реализацией программы «Геокарта-50» и необходимостью разработки надежной стратиграфической основы для крупномасштабной геологической съемки. Накоплен значительный опыт составления средне- и крупномасштабных палеомагнитных схем в областях развития вулканогенных формаций и красноцветных осадочных толщ. Техника полевых и лабораторных исследований подобного типа вполне удовлетворительна, в меньшей степени осмыслены основные принципы комплексирования геологических и палеомагнитных данных.

Составление площадной схемы магнитной зональности не может быть самоцелью. Основное ее назначение — получение и систематизация данных, необходимых для построения геологической карты. При таком подходе главной проблемой становится поиск наиболее рациональных методов переноса палеомагнитной информации на геокарту. Это может быть выполнено двумя способами: 1) вынесение инверсионных границ на геологическую карту в качестве маркирующих изохронных уровней; 2) картирование самих магнитозон в качестве составных частей ярусов, свит или горизонтов с использованием смешанной стратиграфической и палеомагнитной индексации [5, 6]. Рациональность последнего подхода в том, что он обеспечивает, с одной стороны, максимальное сохранение существующих схем и легенд, и

соответственно преемственность исследований, с другой — сохранение палеомагнитной индексации и номенклатуры, без которых невозможно нормальное функционирование магнитостратиграфической шкалы.

Необходимость выделения региональной магнитостратиграфии как самостоятельной линии исследований, тесно связанной с потребностями стратиграфической практики, была осознана сравнительно недавно и реализована пока лишь геологической службой СССР.

Предпосылкой для этого послужило решение Научного совета по геомагнетизму АН СССР о переходе к постоянной и регламентированной работе по созданию региональных и местных магнитостратиграфических схем. Немаловажное значение для ее упорядочения и подчинения общей системе стратиграфической службы имело недавнее решение МСК об организации предметной комиссии по магнитостратиграфии.

Основные принципы построения специализированных схем и их передачи стратиграфическим комиссиям изложены ранее [2]. Подобные схемы мыслятся как сводки апробированных данных о палеомагнитных характеристиках стратиграфических подразделений в пределах конкретных регионов. Их назначение — сопоставление местных стратиграфических схем на основе магнитной зональности, уточнение соотношений геологических границ и пр.

Специализированные схемы должны также поставлять фактический материал для построения общей шкалы магнитной полярности, которая до последнего времени базировалась лишь на данных изучения единичных опорных разрезов. Только рациональное сочетание двух линий исследований (стратотипы и региональные схемы) может создать полноценную основу для общей шкалы магнитной полярности. Следует заметить, что некоторые интервалы (верхняя пермь, нижний триас) были отстроены главным образом по материалам специализированных местных схем.

Совокупность исходных теоретических посылок и ряда эмпирических обобщений позволяют создать доста-

точно целостное представление о методологической сущности современной магнитостратиграфии, которая сложилась как самостоятельное направление со своим объектом и методом исследований. Изложенные соображения, несомненно, не исчерпывают всех проблем. Некоторые из выдвинутых положений безусловны и могут по-иному интерпретироваться другими исследователями. Разработка общей палеомагнитной стратиграфической доктрины потребует коллективных усилий, и настоящая статья — лишь один из первых шагов в этом направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Временные правила магнитостратиграфической классификации и номенклатуры/Под ред. Н. П. Михайловой, А. Н. Третьяка// Палеомагнитная стратиграфия мезокайнозойских отложений. Киев, 1982. С. 76—78.
2. Зубаков В. А., Молоствовский Э. А. Основные принципы разработки магнитостратиграфических схем//Палеомагнитная стратиграфия мезокайнозойских отложений. Киев, 1982. С. 3—6.
3. Зубаков В. А. Ритмостратиграфические подразделения: Проект дополнений к Стратиграфическому кодексу СССР.— Л.: ВСЕ-ГЕИ, 1978.

4. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля// Э. А. Молоствовский, М. А. Певзнер, Д. М. Печерский и др.//Геомагнитные исследования. М., 1976. С. 45—52.
5. Молоствовский Э. А. Новые данные по палеомагнитной шкале СССР и некоторые общие вопросы магнитостратиграфии//Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1983. С. 143—162.
6. Молоствовский Э. А. Стратиграфические аспекты палеомагнетизма//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 118—132.
7. Трофимук А. А., Карогодин Ю. Н. Проблемные и методологические вопросы стратиграфии нефтегазоносных бассейнов//Геология и геофизика. 1982. № 6. С. 3—12.
8. Храмов А. Н., Молоствовский Э. А., Файнберг Ф. С. К вопросу о единицах палеомагнитной шкалы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 34—39.
9. Шкала геологического времени/У. Б. Харленд, А. В. Кокс, П. Г. Ллевелин и др.— М.: Мир, 1985.
10. Irving E. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N. Y., J. Wiley and Sons, 1964.
11. Magnetostратigraphic polarity units—a Supplementary chapter of the ISSC International stratigraphic guide//Geology, 1979. Vol. 7. N 12. P. 578—583.

Принята редколлегией 25 июня 1988 г.

УДК 553.982.086.5:553.55

О. К. НАВРОЦКИЙ, В. Е. ЛОГИНОВА, И. Н. СИДОРОВ (НВНИИГТ),
П. А. КАРПОВ (ВолгоградНИПИнефть)

Моделирование процессов нефтегазообразования в мелководных карбонатных породах

Экспериментальное моделирование процессов нефтегазообразования позволяет выявить принципиальную картину превращения органического вещества в природных условиях. До 80-х годов опыты по моделированию были связаны преимущественно с высококонцентрированными разностями ОВ (угли, сланцы, нерастворимое ОВ аргиллитов) и проводились как в камерах высокого давления, так и в автоклавах [4]. Особенностью и, очевидно, недостатком такого моделирования является отсутствие водной фазы как необходимого условия, приближающего эксперимент к природным процессам, в которых происходит превращение ОВ.

Лабораторное моделирование в водной среде, в частности при 330 °С, и

гидротермальное воздействие на ОВ по химическим реакциям и направленности практически не отличаются от естественного преобразования ОВ в диагенезе и катагенезе [5, 9]. Работы по термическому разложению сланцев в присутствии воды [7] показали, что вода при больших давлениях и температурах способствует углублению деградации ОВ и образованию нейтральных компонентов, стабилизирует легкие фракции. Интересны в этом отношении результаты по гидротермальному пиролизу ОВ баженовской свиты [3], в частности, по новообразованию значительных количеств битумоида. Трудоемкость выделения концентратов органического вещества карбонатных пород с низкими концентрациями $S_{орг}$ обусловила, по-видимому, тот

факт, что рассеянное органическое вещество (РОВ) карбонатных пород до сих пор оставалось не исследованным.

В вопросе о роли карбонатных пород в нефтегазообразовании даже у сторонников органического происхождения нефти нет единого мнения. Основные разногласия возникают в отношении концентраций органического вещества в породах, которые можно было бы использовать для оценки их нефтепроизводительных свойств. В частности, карбонатные породы с $S_{орг} < 0,3\%$ обычно относят к породам практически с нулевым генерационным потенциалом, поскольку считается, что в таком рассеянном состоянии ОВ уже на стадии диагенеза лишено своих и без того низких нефтегенерационных свойств.

Первым объектом исследования было нерастворимое органическое вещество (НОВ) карбонатных пород, отобранных из Еланской скв. 63. Интервал отбора 239—465 м, тип породы — известняки светло-серые, плотные, возраст среднекаменноугольный, $S_{орг} 0,02—0,1\%$. Органическое вещество представлено на 4 % псевдовитринитом*, на 91 % коллоальгинитом, на 5 % талламоальгинитом. Элементный состав НОВ (%): С 63,3, Н 5,2, S 13,1, N+O 18,4. Стадия катагенеза ПК.

Вторым объектом исследования было НОВ светло-серых органогенно-обломочных известняков из скв. 1 Астраханского газоконденсатного месторождения. Интервал отбора 4178—4545 м, возраст ранне-среднекаменноугольный, содержание $S_{орг} 0,1—0,3\%$. Органическое вещество представлено на 100 % коллоальгинитом. Элементный состав (%): С 77,8, Н 3,5, S 12, N+O 6,7. Стадия катагенеза МК₃₋₄.

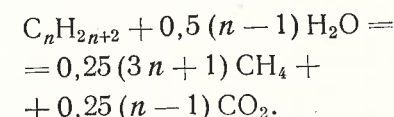
Получение необходимых количеств НОВ обеспечивалось солянокислотной обработкой до 150 кг зерна. Выделенный после солянокислотной обработки остаток подвергался дальнейшей обработке фтористоводородной кислотой до соответствующей зольности и дебитуминизации горячим способом спиртобензолом.

* Определения Г. М. Парпаровой (ВНИГРИ).

Эксперименты проводились в автоклаве емкостью 500 см³, снабженном системой замера температуры и давления. Концентрат НОВ навеской 7—15 г в кварцевой кювете, закрытой стекловатой, помещался в автоклав. Добавлялось заданное количество дистиллированной воды для создания соответствующих давлений, с одной стороны, и для протекания реакций в водной среде, с другой. Автоклав дважды промывался инертным газом и вакуумировался до $(1—2)10^{-3}$ МПа. Опыт проводился в двух режимах: первый при температуре 20—300 °С и давлении 12 МПа, второй при температуре 300—400 °С и давлении 34 МПа.

Экспериментальные образцы выдерживались при максимальной температуре 4ч. Ограниченное время воздействия в экспериментах было продиктовано тем обстоятельством, что, как это показано в работе [8], при более длительном воздействии температуры будет выявлена не часть преобразованного первичного вещества, а новый кероген, появившийся как результат вторичных реакций.

Максимальная температура опытов не превышала 400 °С, так как при более высоких температурах возможна конверсия углеводородов [2]:



Отбор газообразных и жидкофазных продуктов производился при охлаждении автоклава до комнатной температуры. Образец экстрагировался хлороформом.

С целью привязки условий эксперимента к процессам катагенетического преобразования ОВ проведены специальные исследования с образцами пород, содержащих витринит с известной отражательной способностью. Для эксперимента был выбран аргиллит черного цвета, алевролитистый, пиритизированный, изобилующий углистыми включениями (Мамаевская скв. 1, глубина 3482—3488 м). Углистые включения представлены мелкими обрывками витринизированных растительных остатков и тонкими (1 мм) прослоями витринита. Отражательная способность витринита в прослоях и обрывках ма-

Скважина	Возраст	$t, ^\circ C$	P, MPa	Элементный состав НОВ %				Выход, % НОВ	Компонентный состав ХВ, %						Коэффициенты генерации углеводородных и неуглеводородных компонентов, % НОВ					
				C	H	S	N+O	ХВ	УВ	Асф	СВС	БС	Nf-Al	Me-Nf	CH ₄	ΣTV	CO ₂	H ₂	H ₂ S	N ₂
Еланская 63	C ₂	Исходный образец 20—300	12	63,5	5,2	13,1	18,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
				65,8	4,1	16,7	13,4	9,06	0,32	60,2	31,4	4,8	1,4	2,2	0,52	0,002	6,59	0,17	2,5	0,61
Астраханская 1	C ₁ —C ₂	Исходный образец 300—400	32	80,8	2,9	11,8	4,5	3,89	1,8	17,3	17,7	2,9	8,2	53,9	0,12	0,077	5,44	0,08	7,01	0,17
				77,8	3,5	12,0	6,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Исходный образец 20—300	10	78,6	2,9	10,3	8,1	2,82	0,87	7,9	50,5	10,8	1,5	29,3	0,022	0,13	0,96	—	2,94	0,056
				79,9	2,5	9,9	7,7	5,61	1,73	6,5	46,8	11,8	8,2	26,6	0,16	1,24	4,76	0,18	2,09	0,087

ло различается и составляет от 0,87 до 1,21 % при среднем значении 1,08 % (МК₃, жирные угли).

Образец подвергался воздействию максимальных по условиям эксперимента температур (400 °C) и давлений (34 МПа), после чего была замерена отражательная способность витринита. Замеры после прогрева проводились в витринизированных обрывках растительных тканей и микролинзах (<1 мм) витринита. Как оказалось, показания отражения после эксперимента колеблются от 1,23 до 1,95 % при среднем значении 1,6 % (МК₅, отощенноспекающиеся угли).

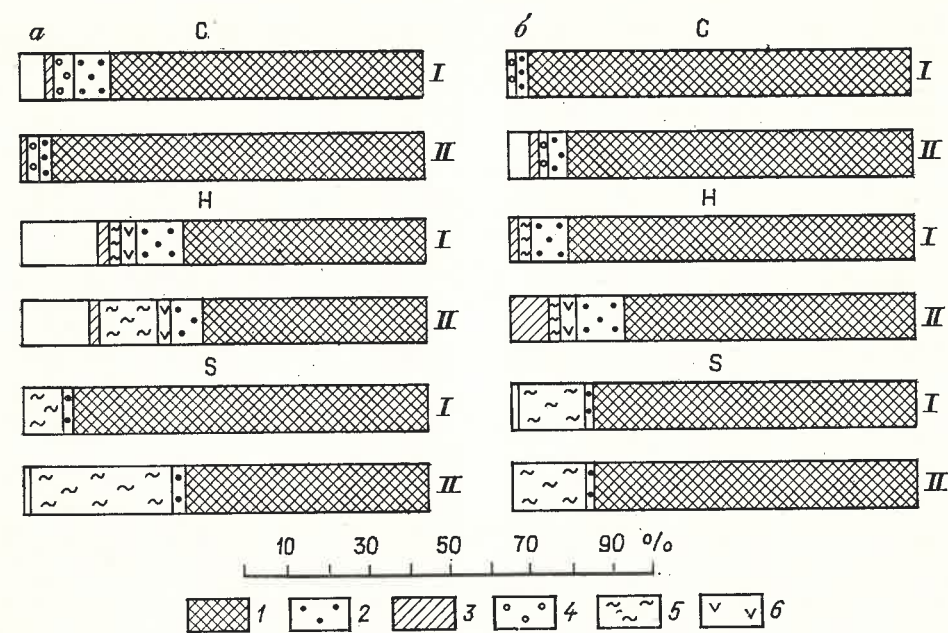
Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о том, что моделирование процессов нефтегазообразования путем гидротермобарического воздействия при t 400 °C и P 34 МПа соответствует природной стадии катагенеза МК₅ и, следовательно, исследуемые образцы НОВ в результате эксперимента прошли стадии ПК—МК₅ (объект 1) и МК₃—МК₅ (объект 2).

Характер изменения элементного состава НОВ в результате опытов, количество и состав генерируемых жидких компонентов и газообразных углеводородных и неуглеводородных флюидов представлены в таблице.

Достоверность проводимых экспериментов и анализа полученных продуктов деструкции органического вещества контролировалась балансовыми расчетами по трем элементам, входящим в состав изучаемых объектов: углероду, водороду и сере. Представленные на рисунке диаграммы позволяют проследить распределение того или иного элемента по продуктам термического превращения.

Анализ данных по гидротермобарическому воздействию на НОВ мелководных карбонатных пород с низким содержанием $C_{орг}$ показывает, что исследуемое вещество, несмотря на его низкие концентрации в мелководных карбонатных породах, обладает теми же генерационными свойствами, что и ОВ более высоких концентраций сапропелевого типа, проявляя при этом ряд особенностей.

В ходе катагенеза в НОВ отмечается рост углерода и постоянное снижение гетероэлементов (см. таблицу). По данным ИКС, роста кислородных



Баланс углерода, водорода, серы по продуктам термодеструкции:
а — Еланская скв. 63; б — Астраханская скв. 1;

1 — нерастворимое ОВ; 2 — битумоид; 3 — углеводородные газы; 4 — углекислый газ; 5 — сероводород; 6 — водород; I — t 20—300 °C; II — t 300—400 °C

соединений не наблюдается. В процессе термодеструкции дебитуминизированных образцов установлено образование битуминозных компонентов, растворимых в хлороформе и представленных в основном асфальтовыми компонентами.

Несмотря на углепетрографическую однотипность ОВ исследуемых объектов, генерируемые битумоиды имеют отличительные черты. По данным ИК-спектроскопии, битумоид, полученный в первом объекте (Еланская скв. 63), на первой ступени термодеструкции (300 °C) характеризуется высоким содержанием ароматических структур (полосы 1610, 810, 750 cm^{-1}). Полоса 720 cm^{-1} не проявляется. Во втором объекте (Астраханская скв. 1) в спектре отчетливо выражены парафиновые структуры (720, 1380, 1460, 2930, 2850 cm^{-1}). В более жестких условиях (300—400 °C) в битумоиде объекта 1 установлено перераспределение интенсивностей полос 810 и 750 cm^{-1} , а в объекте 2 возрастает роль ароматических структур (1600, 810, 750 cm^{-1}), появляется полоса 875 cm^{-1} . Для этого же образца отмечается перераспределение интенсивностей в области поглощения кислородсодержащих соеди-

нений: при 300 °C $I_{1700} > I_{1730}$, а при 400 °C $I_{1700} < I_{1730}$. Значительно больше роль парафиновых структур.

ИК-спектры фракций бензольных смол повторяют структурные особенности нефракционированных битумоидов. Указанные выше различия в химическом составе битумоидов объектов 1 и 2 обусловлены, на наш взгляд, различием в структуре исходного НОВ. Не исключено, что в образце из Еланской скв. 63 присутствует аллохтонная органика арконовеза, о чем свидетельствуют данные элементного состава НОВ. Выход газообразных углеводородов существенно ниже коэффициентов генерации, рассчитанных по методике В. А. Успенского и используемых обычно при оценке масштабов генерации объемно-генетическим методом. В то же время эти данные достаточно хорошо совпадают с экспериментальными данными Е. А. Глебовской [4], Г. Ф. Григорьевой и др. [1].

Низкие коэффициенты генерации газообразных углеводородов могут быть объяснены тем обстоятельством, что опыты проводились с дебитуминизированными образцами. Применяемая в опытах дебитуминизация позволила

авторам оценить генерационную способность собственно НОВ. Однако необходимо иметь в виду, что битумоид, извлекаемый из НОВ при экстракции, в природных условиях является дополнительным источником углеводородов [6]. В газообразные продукты переходит 50 % вязкого битумоида [4].

Как следует из таблицы, максимальная генерация жидких углеводородов отмечается при нагревании НОВ от 300 до 400 °С, что соответствует катагенетическому переходу МК₄—МК₅. Одновременно увеличивается сумма тяжелых углеводородных газов по отношению к СН₄.

Опыт, проведенный с образцом из Астраханской скв. 1, достигшим стадии МК₃₋₄, показал, что несмотря на высокую катагенетическую превращенность, НОВ сохранило основную часть нефтематеринского потенциала. Полученные данные позволяют заключить, что реализация нефтематеринского потенциала для рассеянного органического вещества мелководных карбонатных пород с низким содержанием С_{орг} происходит в катагенетическом интервале МК₄—МК₅, т. е. в зоне, которая для алинового и арконового типов РОВ выделялась как главная зона газообразования.

Установленная в ходе экспериментальной закономерность не является специфичной для гидротермобарического воздействия на НОВ, так как проведенные в тех же условиях опыты с арконовым типом ОВ не дали увеличения выхода жидких углеводородов в интервале температур 300—400 °С. При 20—300 °С выход составил (% от исходного НОВ): ХВ 5,42; УВ 0,69; при 300—400 °С ХВ 3,62; УВ 0,27.

Следует отметить, что в процессе гидротермобарических превращений наряду с углеводородными газами образуются и неуглеводородные, в основном углекислый газ и сероводород. Проблема генезиса сероводородсодержащих газов имеет большое значение для разработки теоретических основ прогноза, хотя единого мнения о путях образования сероводорода нет.

Нам представляется, что результаты моделирования рассматриваемых процессов позволяют ближе подойти к проблеме сероводородсодержащих

газов с генетических позиций, связав их с катагенетическим превращением ОВ собственно карбонатных пород.

Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о генерации значительных количеств водорода, что следует учитывать в системе уравнений материального баланса.

Таким образом, моделирование процессов нефтегазообразования путем гидротермобарического воздействия на НОВ показало его высокую эффективность в получении принципиально новой геохимической информации о генерационных возможностях и типе рассеянного органического вещества мелководных светлых карбонатных пород, а также необходимость их учета при прогнозе перспектив нефтегазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимическая модель термодеструкции органического вещества в катагенезе/Г. Ф. Григорьева, И. И. Нестеров, В. Ю. Фишбейн и др.//Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М., 1986.
2. Катализаторы и процессы конверсии углеводородов.— Киев: Наук. думка, 1982.
3. Конторович А. Э., Меленевский В. Н. Пиролиз как метод изучения нефтегазогенерационного потенциала материнских пород//Геология нефти и газа. 1986. № 12. С. 36—41.
4. Моделирование процессов катагенеза органического вещества и нефтегазообразования/Под ред. Е. А. Глебовской.— Л.: Недра, 1984.
5. Симонейт Б. Р. Т. Созревание органического вещества и образование нефти: гидротермальный аспект//Геохимия. 1986. № 2. С. 236—254.
6. Симоненко В. Ф. Некоторые методические особенности экспериментального моделирования природных процессов преобразования ОВ//Геология нефти и газа. 1984. № 1. С. 51—56.
7. Фридман Г. Е., Переслени И. М. Термическое разложение горючих сланцев в присутствии воды под давлением//Тр. ИГиРГИ. 1962. Т. 17. С. 50—61.
8. Bestougeff M. On the chemical mechanism of kerogen thermal transformation Study of the transformation of sporopollenin// Org. Geochem. 1985. Vol. 8. N 6. P. 389—398.
9. Hoering T. Molecular fossils generated by hydrous pyrolysis of Kerogen//Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. 1982—1983. Carnegie Inst. Washington D. C. 1983. P. 386—390.

Принята редколлегией 30 мая 1988 г.

Морфоструктурный анализ при локальном прогнозировании эндогенного оруденения

Применение морфоструктурного анализа топографических карт среднего, крупного и даже детального масштабов весьма эффективно при геологическом картировании, структурных и металлогенических исследованиях. Особенностью методики крупномасштабных морфоструктурных исследований является углубленное изучение в первую очередь элементов микро-рельефа и рисунка горизонталей. По мнению некоторых авторов, тектонические формы рельефа выражаются именно в закономерном расположении горизонталей [7].

Сущность предложенной методики заключается в следующем. На первом этапе морфоструктурных исследований равномерно на всей площади опознаются морфоструктурные линии независимо от их размеров. При этом неподновленные новейшими движениями зоны тектонических деформаций часто выражаются опосредованно как линии или полосы несогласия между опознанными морфоструктурными линиями. Затем производится одно- или многократная генерализация первичного морфоструктурного материала, в результате чего выделяются протяженные зоны нарушений, структуры центрального типа, уточняется общий структурный план района. Возможно определение не только длины, но и ширины зон разломов, установление пологих нарушений, их элементов залегания. В процессе генерализации морфоструктурного материала одновременно отбраковываются хаотически расположенные морфоструктурные линии нео- и нетектонической природы как несоответствующие плану выделяемых структур.

Ниже показаны возможности морфоструктурного анализа при локальном прогнозировании и, следовательно, направлении поисковых работ на эндогенное, преимущественно гидротермальное, оруденение. Рудные узлы и поля эндогенного оруденения (рудно-магматические системы) являются производными процессов с привнесом большого количества магматического, метасоматического и рудного веществ.

В процессе рудообразования, как правило, завершающем в тектоно-магматических циклах, формируются структуры, накладывающиеся на геологическую ситуацию и часто довольно отчетливо выявляющиеся при морфоструктурном анализе крупномасштабных топокарт.

Суммируя представления П. Ф. Иванкина о закономерностях формирования магматогенных рудных полей [3] и Э. Уиссера о связи эндогенного оруденения с купольными структурами [9], можно прийти к выводу, что эндогенные рудные поля занимают определенное положение внутри купольных структур, служащих пространственным выражением рудных узлов.

Структуры эндогенных рудных полей многообразны. Для примера рассмотрим наиболее распространенный тип. По П. Ф. Иванкину, это корневые рудные поля. Общая для таких рудных полей закономерность — вертикальная асимметрия, выражающаяся в направленном изменении структурно-морфологических, вещественных и геохимических параметров снизу вверх по ходу рудоносных флюидов. Идеализированная объемная фигура рудного поля представляет собой опрокинутую пирамиду с криволинейными гранями (или опрокинутый деформированный конус). Такая объемная форма рудных полей объясняется термодинамическим расширением газированных магм и гидротерм на пути их вверх, которое иногда носит взрывной характер. Площади выходящих на дневную поверхность и вскрытых эрозией рудных полей колеблются от нескольких до десятков квадратных километров. Несходство условий их образования объясняет вариации их протяженности по падению — от первых сотен метров до 3—4 км.

Наиболее общие закономерности изменения фигуры корневого рудного поля в зависимости от анизотропии вмещающей геологической среды исследованы П. Ф. Иванкиным [3]. Они же могут быть рассмотрены и относительно положения их в куполе (палеокуполе, антиклинали).

В анизотропной геологической среде, характерной для складчатых областей, образуются рудные поля (рудно-магматические пучки) сплюсненной формы с выполаживающейся по восстановлению осью симметрии (Гайское, Сибайское, Дегтярское и др.). В условиях высокой анизотропии субстрата (зоны смятия, разломы) формируются рудные поля с большим коэффициентом уплощенности, часто лентовидной формы, такие как Березовско-Белоусовское, Золотушинское, Спасское и др. [3].

В куполах фигуры таких рудных полей должны быть частью полных фигур, включающих надрудные зоны. Верхние срезы полной фигуры рудного поля на топографической поверхности должны иметь вид сектора, не достигающего своей вершиной центра кольцевой границы купола. Вследствие наибольшего привноса вещества в объемное пространство рудного поля (что соответствует увеличению объема его полной фигуры) такие секторы должны ограничиваться дугой, более выпуклой и выдвинутой за контуры купола. Назовем такой сектор морфоструктурной аномалией в отличие от многочисленных секторов кольцевых структур, отделяющихся радиальными нарушениями, но не имеющих более выпуклой или выдвинутой за контуры купола дуги. Радиусами сектора, ограничивающими морфоструктурную аномалию в плане, являются зоны тектонических деформаций или разрывные нарушения, одно из которых может быть главным. Корневая зона рудного поля обычно находится в центре купола на глубинном пересечении магмо- и рудоподводящих нарушений. Высокая распространенность подобных рудных полей породила «самостоятельный» структурный тип — рудные поля в клиновидных тектонических блоках [4], хотя это не что иное, как корневые рудные поля в анизотропной геологической среде по П. Ф. Иванкину.

Конкретным примером отражения рудных полей рассматриваемого типа в морфоструктурном рисунке может служить Коммунарское рудное поле, находящееся в установленной при морфоструктурном анализе очаговой

структуре Коммунарского палеокупола (рис. 1).

Рудоконтролирующая палеокупольная структура начинает выявляться уже в масштабе 1:200 000 (см. рис. 1, б). Центр структуры находится на пересечении известных по геолого-геофизическим данным диагональных и меридиональной зон разломов. Солгонский региональный разлом северо-восточного простирания хорошо выражен в геофизических полях. Он является границей раздела крупных структурно-формационных зон (Июсской и Тыгертышско-Аспагашской). На рис. 1, б он отчетливо прослеживается за пределами палеокупола в виде ряда сближенных линейментов. Разлом северо-западного простирания как таковой в районе неизвестен, но хорошо известен пояс комплексной эндогенной рудоносности этого простирания большой протяженности. Одна из ветвей меридиональной тектонической зоны — Сактычуйско-Федоровский разлом — ограничивает Коммунарское рудное поле с востока и является тектонической границей между породами белоиюсской и полуденной свит верхнего протерозоя. Вертикальная составляющая смещения по разлому достигает 600 м. Вся меридиональная тектоническая зона, по данным морфоструктурного анализа, состоит из нескольких линейментов, ее полная ширина до 5 км.

Наименее отчетливо выявляются южная и юго-восточная части контура структуры, последняя завуалирована более молодым структурным образованием. Дугообразные (кольцевые) зоны тектонических деформаций редко бывают замкнутыми. Из материалов Э. Уиссера следует, что часть контура купольной структуры может быть выражена повышенной плотностью относительно коротких трещин как концентрических и радиальных, так и другой ориентировки [9]. Такое неотчетливое выражение контуров палеокуполов в складчатых областях носит теневой характер, и при геологическом картировании они обычно не выявляются. После обнаружения их при морфоструктурном анализе они находят подтверждение и в ходе сопоставления с геолого-геофизическими материалами.

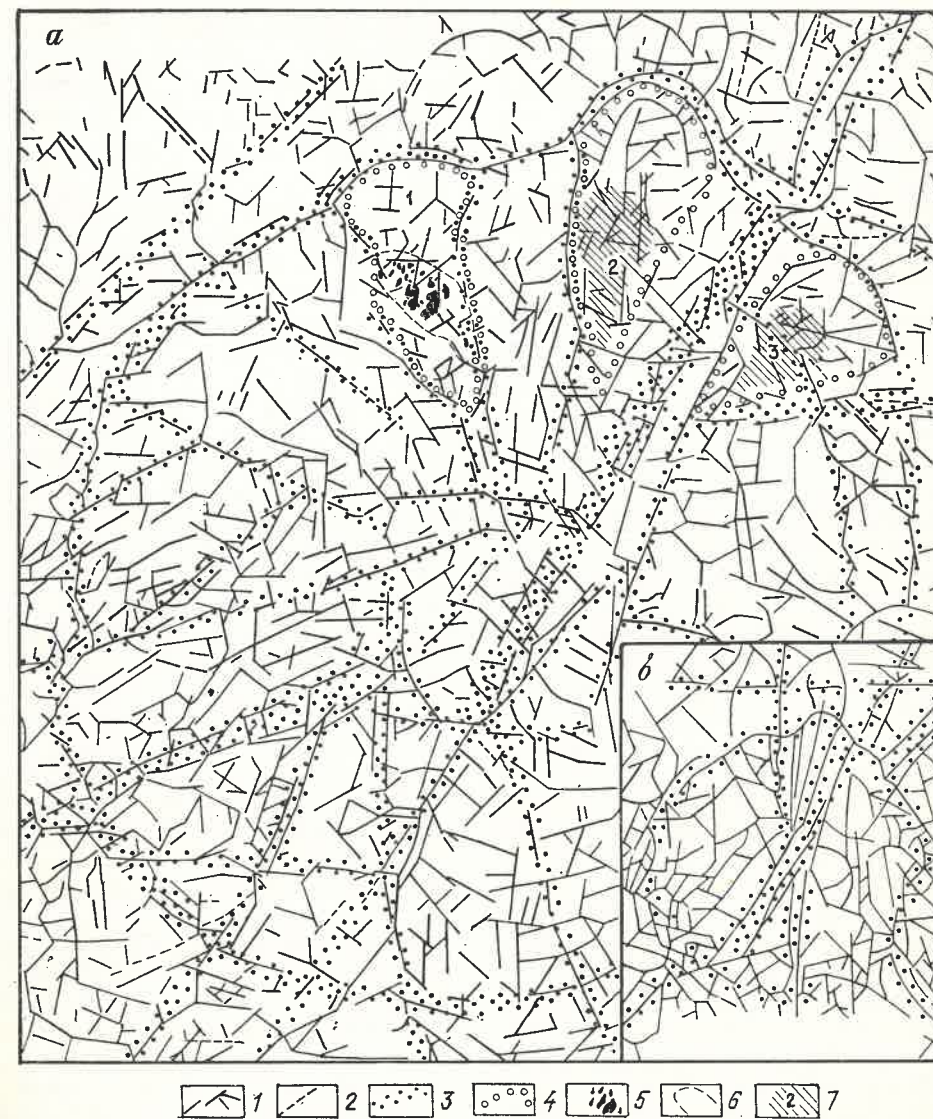


Рис. 1. Морфоструктурная карта Коммунарского рудного узла:

а — в масштабе 1:50 000, б — в масштабе 1:200 000; 1 — морфоструктурные линии; 2 — то же, проведенные по положительным формам рельефа; 3 — генерализованные зоны деформаций; 4 — контуры мор-

фоструктурных аномалий; 5 — проекции на земную поверхность рудных тел; 6 — контур рудного поля с продуктивным оруденением; 7 — наиболее вероятная площадь с расположением скрытого оруденения на глубине и ее номер

По данным морфоструктурного анализа, Коммунарский палеокупол имеет блоковое строение (структуру разбитой тарелки). Межблоковые нарушения относятся к различным системам, но в контуре структуры более оживлены те, которые соответствуют радиальным (см. рис. 1). Центральный и северный блоки сложены самыми древними в районе вулканитами белоиюсской свиты и вулканогенно-осадочными породами полуденной

свиты позднепротерозойского возраста. Эти породы прорваны различными интрузивными образованиями, среди которых преобладают диориты, габбродиориты, монцодиориты среднекембрийского интрузивного комплекса. Они выполняют западные и южные блоки структуры и относятся к Солгонскому гранитоидному массиву, простирающемуся далеко на юг за ее пределы. Палеокупольная структура также проявляется в тектонических

взаимоотношениях фаций интрузивных и вулканогенно-осадочных пород при совместном рассмотрении геологической карты и кальки с морфоструктурной ситуацией.

Например, некоторые блоки, сложенные более древними образованиями, ограничиваются линией, соответствующей тектоническому контакту и контуру палеокуполов. Внешние размеры выявленной очаговой структуры по диаметру около 20 км. Могут показаться небедительными геологические доказательства существования палеокупольной структуры. Действительно, мощности протерозойских толщ велики, например, мощность разреза Белоусовской свиты, основание которой нигде не вскрывается, оценивается в 2500—3000 м. Точные геологические измерения из-за блочного строения района, монотонности древних отложений, их метаморфизма невозможны. Но исходя из того, что ранее здесь выделялась Коммунарская антиклиналь и учитывая полученные морфоструктурные данные об относительной изометричности структуры, следует признать ее палеокуполом.

При морфоструктурном анализе в масштабе 1:50 000 подтвердился контур северной части Коммунарской очаговой структуры и выявился кроме наружного внутреннего южный контур структуры, определяющий ее диаметр в 16 км. Между ними можно было бы генерализовать еще несколько дуговых зон тектонических деформаций. Неоднозначность положения возможной границы палеокуполов на морфоструктурной карте может свидетельствовать о миграции центра куполообразующего очага (вещественно-энергетического потока?) в период его существования. Также можно сделать вывод, что наиболее баро- и термостатированные условия были в северной части Коммунарской палеокупольной структуры.

Возвращаясь к проблеме морфоструктурных аномалий в куполах, теоретически рассмотренной выше для анизотропной геологической среды, и имея в виду Коммунарский палеокупол, который слаборудоносен на всей его площади, следует обратить внимание на его северную часть, включающую Коммунарское рудное

поле. Здесь видно, что рудное поле находится в секторе, ограниченном морфоструктурными линеamentами. Сектор соответствует субгоризонтальному срезу полной объемной фигуры Коммунарского рудного поля. На севере он ограничен дугой речной долины, которая заключена между относительно прямолинейными ее участками. На их фоне ее нетрудно выделить.

Следовательно, имеются все необходимые признаки морфоструктурной аномалии: 1) кольцевая морфоструктура — контур палеокуполов; 2) оконтуривающие аномалию субрадиальные морфоструктурные линеamentы, точка схождения которых не достигает центра морфоструктуры; 3) ограничивающая более крутая дуга с центром, приближенным к овалу кольцевой морфоструктуры. Назовем описанный сектор морфоструктурной аномалией 1. Даже при беглом осмотре восточнее рудного поля выявляются морфоструктурные аномалии 2 и 3 (таблица). Они также ограничены системами субрадиальных нарушений и аномальными дугами по сравнению с овалом палеокупольной структуры.

Перспективные на эндогенное оруденение площади в МСА 2 и 3 намечены аналогично положению эталонного объекта — Коммунарского рудного поля в МСА 1. В горизонтальной проекции они должны находиться примерно на таком же расстоянии от ограничивающих МСА дуг. Более точное определение пространственного положения прогнозируемых рудных полей, особенно по вертикали, возможно на основе детального ознакомления с геологическим строением МСА 1 и заключенного в ней рудного поля, а также геолого-геофизическими материалами по площадям МСА 2 и 3.

Как в плане, так и в разрезе Коммунарское рудное поле (рис. 2) следует характеризовать как сложную геологическую аномалию, обособленную в геологическом пространстве зонами тектонических деформаций. С востока оно ограничено упоминавшимся выше крутопадающим Сактычульско-Федоровским разломом. Юго-западная граница представлена крупным сложно развивавшимся во времени флексурнообразным срывом, что видно по изме-

Характеристика морфоструктурных аномалий

Морфоструктурные и морфометрические параметры	Аномалия 1 (с эталонным объектом)	Аномалия 2	Аномалия 3
Азимут ориентировки оси МСА	341°	10°	45°
Длина МСА, км	4,8	6,0	4,0
Площадь МСА, км ²	6,9	10,1	6,4
Площадь, перспективная на оруденение	1,4	2,2	1,4
Длина радиуса ограничивающей МСА дуги, км	1,9	1,3	1,7
Отметки вершинной поверхности, м	1320—1428	960—1153	912—1062
Отметки ближайшего уреза воды в водотоках третьего и более высоких порядков, м	790	620—640	640—650

нению элементов залегания пород внутри рудного поля. В работе [1, рис. 1] эта граница показана как тектоническое нарушение. Несколько разрывов запад-юго-западного простирания, выходящих за пределы рудного поля, следует отнести к пострудным подновлениям.

Блок рудного поля, тектонически более мобильный в момент активного развития куполов и рудообразования, был более мобильным и в момент отмирания куполообразующих процессов. В настоящее время он выглядит синклиналиным, несмотря на большой привнос в его объем магматического, метасоматического и гидротермального вещества.

В рудном поле выделяется много систем тектонических нарушений, но преобладают разрывы двух систем: северо-северо-восточного и восток-северо-восточного простираний с падением на юго-восток. Первая система является субсогласной с вмещающими породами. В контуре рудного поля нарушения этих систем повторяются с шагом 100—200 м, разбивая его на блоки соответствующей ориентировки и образуя своеобразную чешуйчатую структуру (на разрезе показаны далеко не все разрывы). Угол падения их на рудном поле около 50°, но в более полном продольном разрезе (см. рис. 2) видно, что в направлении на север угол уменьшается. По морфологической классификации нарушения относятся к взбросам, взбросо-сдвигам и сбросо-сдвигам. Характер движений по этим разломам был сложным и неоднократным, на рудном поле они контролируют

и зачастую вмещают оруденение (Масловский, Апрельский, Октябрьский и др.). Основным рудолокализирующим элементом является мелкая трещиноватость. Она относится также к двум системам, но с обратным падением: азимут падения 300—315°, угол 60—88° и азимут падения 335—350°, угол 70—85° [5].

Весьма сложны в рудном поле дайковый комплекс и его соотношения с рудными образованиями. Б. Д. Васильевым [2] выделены четыре трехкомпонентные дайково-гидротермальные системы (дайковые магматиты — метасоматиты — гидротермалиты). Они последовательно сменялись во времени и развивались циклически по единой схеме гомодромной эволюции магматического очага, сформировавшего дайковый комплекс. Продуктивное оруденение Коммунарского поля образовалось после внедрения даек спессартитов и актинолитизации. Оруденение датируется по внутрирудным дайкам диоритов ранним девонem (нижний предел) и генетически не может быть связано с гранитоидами батолитовой формации. Такой же вывод, приближающий к истине наше представление о возрасте куполо- и рудообразующих процессов, можно сделать и по результатам морфоструктурного анализа, так как Коммунарская очаговая структура, которая определяет границы рудного узла и с развитием которой связано оруденение рудного поля, наложена только на малую часть Солгонского гранитоидного массива, служащего представителем батолитовой формации.

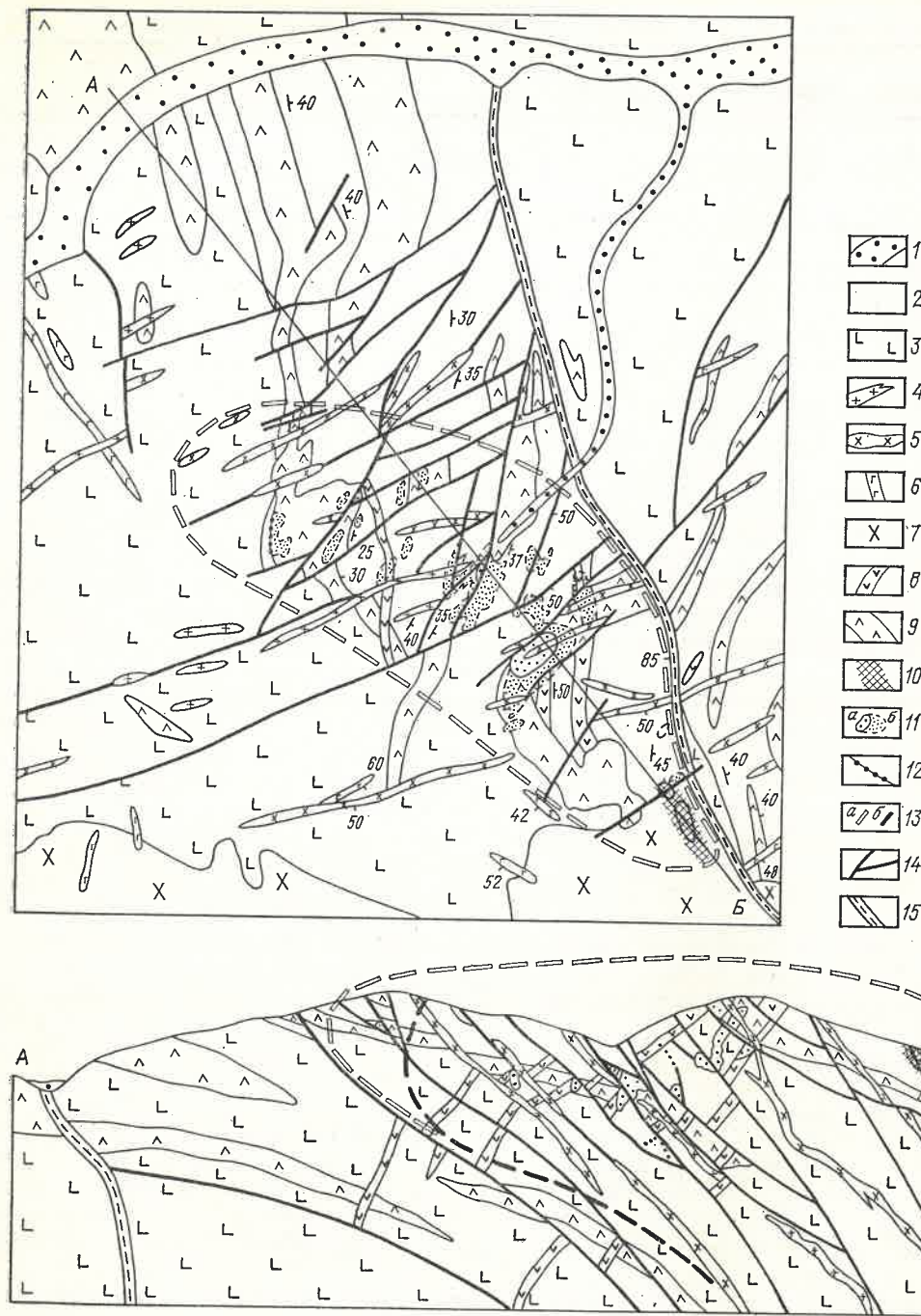


Рис. 2. Схематическая карта и разрез Коммунарковского рудного поля:

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — фельзиты, андезитовые порфиры, их туфы с прослоями карбонатно-кремнистых сланцев, известняков, песчаников (полуденная свита верхнего протерозоя); 3 — диабазы, диабазовые порфиры, их субвулканические аналоги, спилиты (белоюсская свита верхнего протерозоя); дайковые образования; 4 — монцодиоритового состава, 5 — состава кварцевого диорита, 6 — спессартиты — габбропорфиры; 7 — диориты Солгонского массива; коммунарковский комплекс; 8 — диорит-порфиры, 9 — габбродиориты мелкозернистые; 10 — скарны магнетит-гранатовые; 11 — рудные тела (а) и их проекция на земную поверхность (б); 12 — оруденелые кварцевые жилы; 13 — контур продуктивной рудоносности в проекции на план и разрез (а) и в разрезе (б); 14 — разрывные нарушения; 15 — зоны тектонических нарушений

Многолетние геолого-структурные, петрофизические, геохимические исследования, практика геологоразведочных и эксплуатационных работ позволили сделать обобщения по рудному полю. По методике П. Ф. Иванкина [3, 1] выделены фронтальная, прифронтальная и прикорневая зоны оруденения. В зависимости от интенсивности проявления и вещественных особенностей метасоматических процессов определяются внешняя, промежуточная и внутренняя зоны измененных пород.

Во внешней зоне измененных пород, образующей наиболее обширный ареал между рудным полем и дугой МСА, преобладают альбитизация и карбонатизация. Здесь же отмечаются наиболее низкотемпературные кварцево-баритовая, кварцево-гематитовая и цеолитовая минеральные ассоциации. Геохимическое поле характеризуется надрудными, а также небольшими и точечными ореолами верхнерудных элементов, интенсивность и встречаемость которых убывают по мере удаления от рудного поля. Внешнюю зону измененных пород можно отождествить с «надфронтальной», ранее известной как «надрудная зона». Последний термин в случае его применения к рудным полям в анизотропной геологической среде несколько неудачен, так как часть надфронтальной зоны может быть гипсометрически ниже рудной. Введение термина «надфронтальная зона» имеет смысл для морфоструктурного анализа при прогнозировании слепого оруденения. Пространство между дугой МСА и фронтальной зоной рудного поля — это часть надфронтальной зоны, которую необходимо выделить как площадь, неперспективную на продуктивное оруденение.

Фронтальная зона на рудном поле выражена слабо, так как экранируется сланцами полуденной свиты. Морфологически она представлена жилами и жильными зонами, выходящими по разрывам вверх за пределы экранирующей поверхности сланцев. В редких случаях она достигала дневной поверхности (жила Масловская на северо-восточном ее фланге и др.). Фронтальная зона пространственно совпадает с верхнерудной геохимической зоной и частично с промежуточ-

ной зоной метасоматоза, в которой появляются и начинают преобладать продукты амфиболизации, хлоритизации, серицитизации и окварцевания. Жильные зоны, состоящие из стержневой кварцевой жилы с параллельными прожилками, образуют рудные тела мощностью до 1,5 м. Они распространены локально и приурочены к зонам разломов, их пересечениям и отдельным литологическим разностям.

В прифронтальной зоне сложные жилы переходят в штокверковые зоны мощностью до 25 м и более. Для зоны характерны: максимальная протяженность рудных тел, наибольшие их мощности, наиболее полный набор продуктивных минеральных и геохимических ассоциаций, повышенные содержания полезных компонентов в рудах. Увеличивается роль метасоматитов как рудовмещающих образований. Условно принятая длина зоны по вертикали около 500 м.

Уже в нижней части прифронтальной и в прикорневой зоне рудного поля наблюдается сокращение площадей рудных тел на горизонтах, пространственное их сближение, упрощение состава руд и снижение содержаний металлов в рудных телах. Все более значимыми становятся содержания нижнерудных элементов.

Детальное изучение структурно-морфологических зон рудного поля и знание их особенностей необходимы для правильной организации поисков слепого оруденения на перспективной площади МСА 2. Например, в контуре Коммунарковского рудного поля (продуктивного оруденения) суммарная площадь проекций рудных тел на земную поверхность составляет 7,9 % от площади, заключенной в контуре. Допустим, этот показатель после полной доразведки возрастет до 9 %. Тогда в случае слепого оруденения только одна из одиннадцати поисковых скважин попадет в рудное тело, причем она может пересечь его в любой из описанных зон рудного поля. Затем по известным закономерностям для каждой из зон надлежит предсказать, где должно находиться основное оруденение.

Геологическое строение перспективной площади МСА 2 (см. рис. 1, а) напоминает структуру Коммунарковского

рудного поля. Однако она и окружающие ее блоки сложены породами относительно более молодой полуденной свиты, представленной толщей перемежающихся туфов кислого и среднего составов с прослоями и линзами темных мраморизованных известняков, спилитов, сланцев, альбитофинов. Общее падение пород по азимуту 100—110°, углы падения 45—60°. Вулканогенно-осадочная толща прорвана субсогласными инъекциями коммунаровского габбродиоритового комплекса. Всего картируется три тела габбродиоритов. Мощность наиболее крупного 300—350 м. Оно приурочено к осевой части площади. Породы претерпели зеленокаменные и те же метасоматические изменения, которые наблюдаются во внешней зоне Коммунарского рудного поля. На юге площади все три тела габбродиоритов погружаются на глубину, проявляя здесь дискордантные взаимоотношения с вмещающими породами, но конформные рудно-магматическому пучку, что вообще свойственно корневым рудным полям с выполаживающейся осью симметрии [3].

На площади 2 отмечается обилие как дорудных (габбродиоритовые порфириты, спессартиты и др.), так и пострудных даек (монцодиоритовые, лабрадоритовые порфириты и др.). Простирание даек — от субширотного до северо-восточного с падением как на юг, так и на север под углами 50—80°, т. е. ориентировка относительно продольной оси морфоструктурной аномалии близка таковой на Коммунарском рудном поле. Мощность даек до 10 м, протяженность до 1 км. В 1972 г. на этой площади проведены магниторазведка, литогеохимическая съемка масштаба 1:10 000, пробурены три скважины общим объемом 1436 м.

Литогеохимическая съемка показала вторичное слабоконтрастное геохимическое поле с мелкими и точечными ореолами верхнерудных элементов, набор которых идентичен аналогичной зоне Коммунарского рудного поля. Интенсивность и встречаемость ореолов несколько выше висячем боку основного тела мелкозернистых габбродиоритов. Пробуренные скважины руды не дали, но на глубине они показали нормальный для рудного по-

ля геохимический фон, соответствующий фронтальной и прифронтальной зонам Коммунарского рудного поля. Если учесть, что они еще и неудачно заложены (судя по геохимическим данным), то отрицательную оценку следует признать неправильной.

Магниторазведкой на участке выявлены две полосы магнитных аномалий напряженностью в отдельных точках до 2200 нТл на фоне 120—200 нТл. Положительные аномалии приурочены к выходам тел габбродиоритов. Магнитная восприимчивость образцов этих пород колеблется в больших пределах (от $56 \cdot 10^{-3}$ до $0,5 \cdot 10^{-3}$ СИ). При этом повышенная магнитность габбродиоритов связывается с аксессуарным магнетитом. Вероятно, это правильно для западной аномальной полосы с контрастным, но спокойным полем.

Аномальная магнитная полоса, приуроченная к восточному более мощному телу габбродиоритов, характеризуется сложнодифференцированным спокойным полем, которое не согласуется с простой силлообразной формой габбродиоритов в плане. Объяснение такой высокой расчлененности магнитного поля можно увидеть в выявленном при морфоструктурном анализе сложном блоковом строении площади 2. Но основная причина заключается, вероятно, в том, что здесь хорошо проявлена наиболее высокотемпературная стадия метасоматоза, известная на Коммунарском рудном поле (пироксен-гранат-магнетитовая), которая отличалась как привнесом так и переотложением магнетита. Наложенные затем более низкотемпературные процессы, по-видимому, еще более усложнили магнитное поле. Узко веерообразная картина магнитного поля этой полосы очень напоминает в плане рудно-магматические пучки некоторых рудных полей рассматриваемого типа [1, 3]. Плавное сужение и уменьшение интенсивности положительной магнитной аномалии в южном направлении говорит о продолжающемся погружении тела габбродиоритов в корневую область рудно-магматической системы.

Можно попытаться предугадать особенности предполагаемого рудного поля под площадью 2. Несколько более вытянутая морфоструктурная анома-

лия и наличие продольных тектонических нарушений заставляют ожидать относительно более вытянутое и уплощенное рудное поле. Наличие диагональных более мощных и протяженных нарушений может свидетельствовать о блоковых перемещениях и большей разобщенности рудных тел. Сравнительно крутые залегания пород и возможное отсутствие экранирующих пологих поверхностей дают основание ожидать протяженные по падению четковидные, параллельные или кулисообразные рудные тела в межслоевых срывах или крутопадающих тектонических зонах. Оруденение, возможно, будет менее концентрированным.

Перспективная площадь 3 находится в опущенном крыле Сыйского разлома, который проходит между МСА 2 и 3 и классифицируется как сброс. Считается, что он отделяет Коммунарскую горст-антиклиналь от Сыйского грабена, а вертикальная составляющая перемещения по разлому достигает 1—2 км. Структуры активизации и связанные с ними гидротермально-метасоматические продукты, как более поздние образования, накладываются на любые структурные зоны. Но из-за унаследованного развития структур надо перевести эту площадь в разряд менее перспективных, так как оруденение здесь может оказаться на большей глубине, чем на соседней площади 2. Изучение площади 3 с помощью глубоких скважин имело бы смысл для совершенствования методов локального прогнозирования неведомого оруденения.

В изотропной геологической среде образуются корневые рудные поля конического типа с субвертикальной осью симметрии. П. Ф. Иванкиным рассмотрены типовые условия образования таких рудных полей [3]. К наиболее простым следует отнести два чаще других встречающихся случая: 1) геологическая среда относительно изотропна по физико-механическим свойствам в объеме и 2) геологическая среда изотропна только в плане, например в условиях платформы до последующей ее активизации.

Во втором случае эндогенные процессы приводят к образованию изометричных купольных структур, руд-

ные поля в которых представлены вертикальными рудными воронками, занимающими осевую (в плане центральную) часть купола. Особенно наглядным примером таких рудных полей могут служить Ангаро-Илимские рудные трубки [3, рис. 33].

Первый случай может быть рассмотрен на примере Сорского медно-молибденового месторождения. Геологическое строение Сорского района и положение в нем Сорского месторождения трактуется довольно просто [8]. Район (рудный узел) и месторождение сложены интрузивными породами Уйбатского плутона, в экзоконтакте которого находятся наиболее древние метаморфизованные породы. Генетически медно-молибденовое оруденение связывается с лейкократовыми гранитами, наиболее поздним дифференциатом магматического очага (не считая дайковой и гидротермально-метасоматической фаз). При этом рудосносной считается только штоковая фация лейкократовых гранитов. Однако в районе закартировано много штоков лейкократовых гранитов разных размеров, конфигураций и уровней среза, но месторождение найдено пока только одно.

При морфоструктурном анализе, особенно в крупном масштабе (рис. 3, а), раскрылось много дополнительных деталей, которые объясняют положение Сорского месторождения. Оно находится на пересечении разнонаправленных относительно прямолинейных и дугообразных зон тектонических деформаций. При рассмотрении геологической карты месторождения и диаграмм ориентировки кварцевых прожилков и трещиноватости [8, рис. 2, 45 и др.] видно, что их структурные особенности четко отражаются в морфоструктурной карте Сорского рудного узла.

На рис. 3, а отчетливо видно, что месторождение находится в центре кольцевой структуры диаметром 14 км. Трудно доказать, что это именно контуры палеокупола (хотя приуроченности к антиклинорной структуре и раньше никто не отрицал), но расположение в центре такой структуры без всякого сомнения следует считать одной из главных закономерностей размещения оруденения рассматриваемого

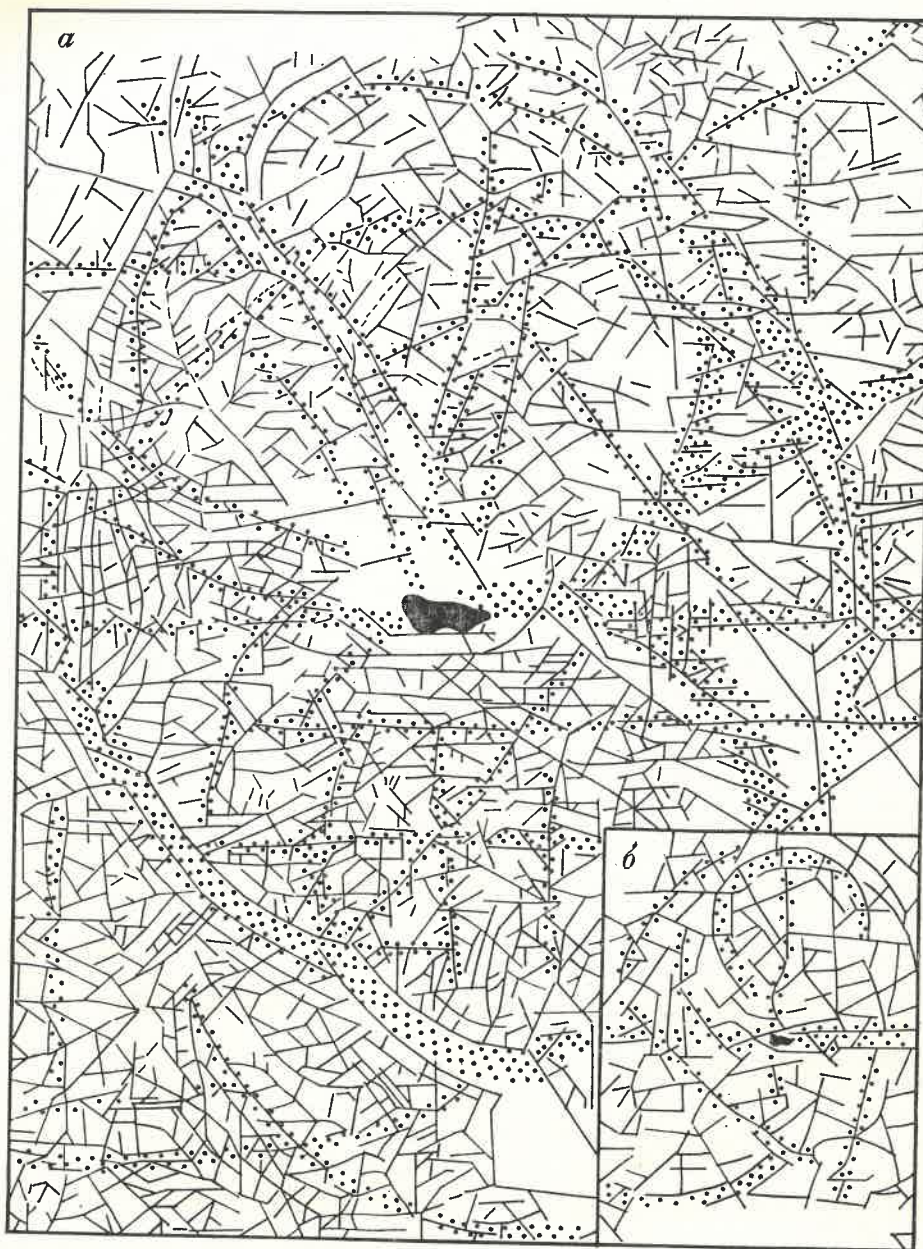


Рис. 3. Морфоструктурная карта Сорского рудного узла: усл. обозн. см. рис. 1

мого типа, раскрыть которую помог только крупномасштабный морфоструктурный анализ, так как в среднем масштабе указанная закономерность не выявилась (см. рис. 3, б).

Возможно также, что кольцевые тектонические деформации, выявляемые при крупномасштабном морфоструктурном анализе, есть не что иное, как отраженные таким образом термоста-

тированные палеограницы теплового ореола, возникшего в результате интенсивного теплообмена предрудного магматического тела с окружающей средой. Возможно, крупномасштабный морфоструктурный анализ — именно тот метод, который выявляет положение тепловых палеополей, существовавших в период рудообразования и определявших рудолокализацию. Важ-

ность изучения таких полей несомненна [6], особенно для практической геологии, основывающейся на локальном прогнозе.

Особую актуальность крупномасштабный морфоструктурный анализ может приобрести при прогнозировании слепого, не вскрытого денудационными процессами, оруденения. Для решения такой задачи имеются два основных метода, которые необходимо применять совместно. Это метод прямого выявления рудоносных морфоструктурных аномалий, соответствующих рудным узлам и полям, и метод аналогий, который позволяет искать подобные структурные условия, благоприятные для эндогенного оруденения. Несмотря на ожидаемую высокую эффективность морфоструктурного анализа при локальном прогнозировании эндогенного оруденения, важно не забывать о системном подходе, так как только комплексное применение геолого-геофизических методов может привести к положительным результатам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас морфоструктур рудных полей/П. Ф. Иванкин, В. Н. Акчурина, В. А. Булыньков и др. — Л.: Недра, 1973.

2. Васильев Б. Д. Дайково-гидротермальный комплекс Коммунара и факторы локального прогноза оруденения//Красная научно-практическая конференция «Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР и перспективы ее расширения в XI пятилетке». Красноярск, 1981. С. 64—66.
3. Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. — М.: Недра, 1970.
4. Королев В. А., Фахтулаев Ш. Д. Рудные поля в клиновидных тектонических блоках//Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей и районов. М., 1973. С. 101—107.
5. Круглов Г. П. Рудоконтролирующие факторы Коммунарского рудного поля//Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск, 1982. С. 138—145.
6. Покалов В. Т. Формирование рудно-магматических систем гидротермальных месторождений//Сов. геология. 1986. № 3. С. 33—41.
7. Сазонов Л. А., Лопатин А. П. Морфоструктурный анализ при крупномасштабном геологическом картировании/Сов. геология. 1986. № 10. С. 69—74.
8. Сорское медно-молибденовое месторождение/В. Л. Хомичев, В. Н. Лавыгина, Е. С. Шабалина и др. — М.: Недра, 1976.
9. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах//Проблемы эндогенных месторождений. М., 1964. Вып. 2. С. 9—196.

Принята редколлегией 25 апреля 1988 г.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98:[551.2+55:629.19](-02)

В. А. БУШ (ВНИИзарубежгеология)

Геодинамические типы нефтегазоносных бассейнов СССР

Информативность космических и аэро- снимков земной поверхности в отношении геологических структур и явлений, влияющих на размещение месторождений нефти и газа на территории СССР, изучена в последнее десятилетие путем специальных полигонных и опытно-производственных исследований, проведенных объединением «Аэрогеология», ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ИГиРГИ, ВНИИГаз, МИНГ, МГУ и производст-

венными организациями. Обобщен также опыт зарубежных исследований. Анализ полученных данных показал, что важнейшим видом полезной для нефтегеологических исследований информации, содержащейся в материалах дистанционных аэро- и космических съемок (МДС), является структурно-тектоническая. Получаемая в настоящее время по МДС информация о литологическом составе обнаженных пород осадочных бассейнов и о неко-

торых элементах динамики флюидного заполнения земной коры уступает по объему структурно-тектонической.

Информация, извлекаемая из МДС, определяется уровнем их генерализации (пространственным разрешением) и обзорности. На снимках континентального уровня генерализации запечатлены в основном границы крупных нефтегазоносных бассейнов (НГБ) и главные черты их тектоники [2, 5], обуславливаемые преимущественно системами крупных разрывных структур, часто наиболее глубинных и слабо проявленных в приповерхностной структуре. На этих же снимках во многих случаях удается опознавать блоковое строение и пликативные элементы поверхности фундамента осадочных бассейнов, выделяемые по аномалиям фототона или крупным кольцевым структурам.

Снимки регионального уровня генерализации позволяют детализировать внутреннее строение осадочных бассейнов, выявить положение и особенности строения структур второго порядка (сводов, валов, авлакогенов, впадин), выступающих зачастую в качестве зон нефтегазонакопления, и отметить наиболее поднятые их участки; обнаружить основные разрывные структуры, обуславливающие формирование цепей антиклинальных складок; выявить поперечные элементы, определяющие фрагментацию структур второго порядка, которые, как правило, с большим трудом устанавливаются геолого-геофизическими методами. По этим же материалам можно наиболее полно анализировать распределение и характер сети дизъюнктивных дислокаций и зон повышенной трещиноватости пород, а также обнаруживать кольцевые структуры средних и низких рангов, во многих случаях индицирующие локальные на разных глубинных срезах осадочного чехла.

На МДС локального и детального уровней генерализации в тех районах, где структура осадочного чехла проявлена на дневной поверхности, можно улавливать все особенности складчатых и разрывных дислокаций горных пород, вплоть до мельчайших. Во многих случаях путем детального фототомографического дешифрирования

маркирующих горизонтов возможно построение структурных карт обнаженных отложений; определить особенности отложений в стратиграфической последовательности эрозивно-денудационного рельефа, обусловленные как составом пород субстрата, так и характером неотектонических движений; выяснить характер (ландшафтно-индикационные, структурно-геоморфологические) методы характеристики гидрографической сети, анализа данных дешифрирования, связанные с проявлением горизонтальных и вертикальных неотектонических движений [1, 8].

Большое значение для нефтегазопоточно высокой степенью надежности исследований в последние годы приобретает получение с помощью МДС сведений о флюидодинамике в осадочных толщах. Дешифрирование снимков локального и детального уровней генерализации, а также обработка материалов специальных съемок (многозонных, радиолокационных, реза (например, с присутствием погрешностей), позволяет устанавливать зоны и участки повышенной трещиноватости горных пород, разделять их на обводненные нисходящими или восходящими потоками грунтовых вод. Статистические методы анализа, использующие ЭВМ, позволяют по признакам в тепловом поле или по признакам в почвенно-растительном покрове прогнозировать степень нарушения горных пород трещиноватостью (что особенно важно для районов развития коллекторов трещинного типа) и обнаруживать нарушения, разделяющие залежи нефти и газа на отдельные блоки, с трудом устанавливаемые по геофизическим и буровым данным [2, 4].

Информация о литологическом составе обнаженных пород осадочного чехла может быть получена по снимкам локального и детального уровней генерализации с помощью обычных приемов дешифрирования, используемых при геологическом картировании. В связи с высокой степенью изученности большинства НГБ в СССР такие исследования ныне редко имеют важное значение, тем более, что они дают сведения лишь о приповерхностном структурном плане, не полностью совпадающем со структурным планом нефтегазоносных горизонтов.

Заметно большую роль играет получение по снимкам локального и детального уровней генерализации данных о геоморфологических и неотектонических условиях НГБ. Эти снимки позволяют установить распространение различных генетических типов и возрастных подразделений четвертичных отложений; определить особенности отложений в стратиграфической последовательности эрозивно-денудационного рельефа, обусловленные как составом пород субстрата, так и характером неотектонических движений; выяснить характер (ландшафтно-индикационные, структурно-геоморфологические) методы характеристики гидрографической сети, анализа данных дешифрирования, связанные с проявлением горизонтальных и вертикальных неотектонических движений [1, 8].

Большое значение для нефтегазопоточно высокой степенью надежности исследований в последние годы приобретает получение с помощью МДС сведений о флюидодинамике в осадочных толщах. Дешифрирование снимков локального и детального уровней генерализации, а также обработка материалов специальных съемок (многозонных, радиолокационных, реза (например, с присутствием погрешностей), позволяет устанавливать зоны и участки повышенной трещиноватости горных пород, разделять их на обводненные нисходящими или восходящими потоками грунтовых вод. Статистические методы анализа, использующие ЭВМ, позволяют по признакам в тепловом поле или по признакам в почвенно-растительном покрове прогнозировать степень нарушения горных пород трещиноватостью (что особенно важно для районов развития коллекторов трещинного типа) и обнаруживать нарушения, разделяющие залежи нефти и газа на отдельные блоки, с трудом устанавливаемые по геофизическим и буровым данным [2, 4].

1) пассивных окраин континентов: древние, переработанные при коллизии в краевые системы [7], и современные, не переработанные; 2) кайнозойские активных окраин континентов; 3) постколлизийные; 4) внутриплитные (см. рисунок).

Седиментационные НГБ, связанные с древними пассивными окраинами континентов, испытали тектоническую переработку в ходе коллизии (столкновения) их с континентальными массивами соседствующих древних литосферных плит или с островными дугами, в ходе которой они превратились в краевые системы [7], включающие: а) платформенный склон или перикратонный прогиб; б) краевой прогиб и в) краевую складчатую зону (многогеосинклиналь). Непереработанные седиментационные бассейны современной пассивной окраины Евразии лежат на арктическом шельфе СССР, и дистанционные методы для их изучения не применимы. Время накопления осадочного чехла краевых систем ограничивается временем коллизии.

Перикратонные прогибы краевых систем и внешние (шельфовые) борта краевых прогибов характеризуются типично платформенными, как правило, погребенными структурами — брахиантиклиналями (обычно располагающимися цепочками вдоль разломов фундамента и группирующимися в валлообразные структуры второго порядка) и сводообразными поднятиями фундамента, разделенными обширными участками с горизонтальным залеганием пород. В основании осадочного чехла перикратонных прогибов по аналогии с современными пассивными окраинами должны присутствовать рифтогенные структуры (грабены), заполненные породами нижних горизонтов осадочного чехла. Такие структуры установлены, например, в Приуралье, где они в той или иной мере прослеживаются по МДС.

Второй типичной частью краевых систем являются зоны линейных структур, образовавшиеся в ходе коллизионных процессов. К этим зонам относятся: а) внутренние (приорогенные) борта краевых прогибов; б) зоны тектонических перекрытий краевых прогибов складчато-покровными структурами и в) внешние (многогеосинкли-

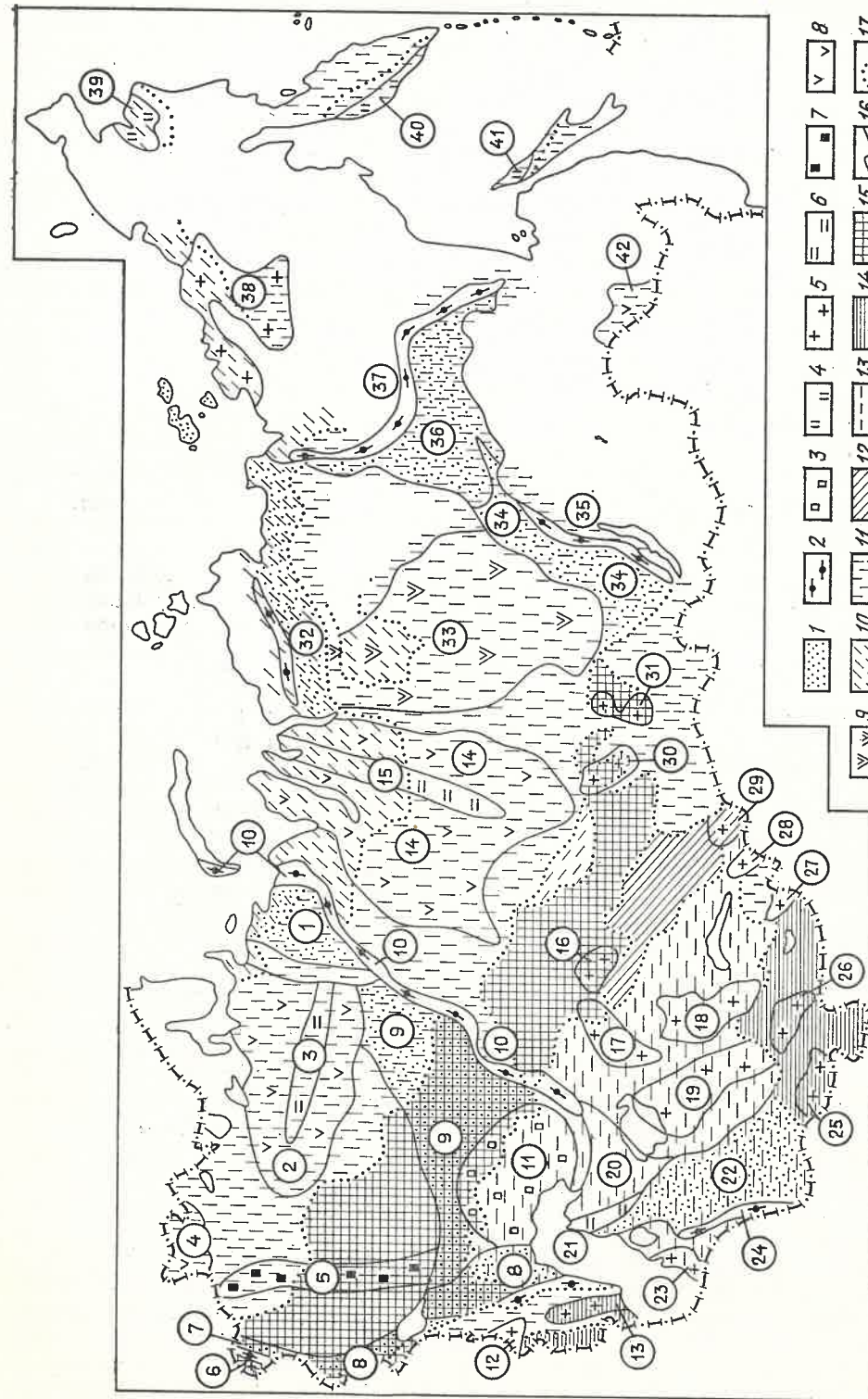


Схема районирования по условиям использования материалов космических съемок при изучении нефтегазоносных бассейнов древних континентов:

1 — периферийные прогибы; 2 — зоны линейных и складчатых-покровных структур; 3 — осадочные бассейны; 4 — бассейны платформенных осадочных континентов; 5 — бассейны платформенных осадочных континентов; 6 — бассейны платформенных осадочных континентов; 7 — бассейны платформенных осадочных континентов; 8 — бассейны платформенных осадочных континентов; 9 — бассейны платформенных осадочных континентов; 10 — бассейны платформенных осадочных континентов; 11 — бассейны платформенных осадочных континентов; 12 — бассейны платформенных осадочных континентов; 13 — бассейны платформенных осадочных континентов; 14 — бассейны платформенных осадочных континентов; 15 — бассейны платформенных осадочных континентов; 16 — бассейны платформенных осадочных континентов; 17 — бассейны платформенных осадочных континентов; 18 — бассейны платформенных осадочных континентов; 19 — бассейны платформенных осадочных континентов; 20 — бассейны платформенных осадочных континентов; 21 — бассейны платформенных осадочных континентов; 22 — бассейны платформенных осадочных континентов; 23 — бассейны платформенных осадочных континентов; 24 — бассейны платформенных осадочных континентов; 25 — бассейны платформенных осадочных континентов; 26 — бассейны платформенных осадочных континентов; 27 — бассейны платформенных осадочных континентов; 28 — бассейны платформенных осадочных континентов; 29 — бассейны платформенных осадочных континентов; 30 — бассейны платформенных осадочных континентов; 31 — бассейны платформенных осадочных континентов; 32 — бассейны платформенных осадочных континентов; 33 — бассейны платформенных осадочных континентов; 34 — бассейны платформенных осадочных континентов; 35 — бассейны платформенных осадочных континентов; 36 — бассейны платформенных осадочных континентов; 37 — бассейны платформенных осадочных континентов; 38 — бассейны платформенных осадочных континентов; 39 — бассейны платформенных осадочных континентов; 40 — бассейны платформенных осадочных континентов; 41 — бассейны платформенных осадочных континентов; 42 — бассейны платформенных осадочных континентов.

нальные) складчато-покровные зоны континентального склона пассивной окраины, как правило, также занимающие аллохтонное положение. Во внутренних бортах краевых прогибов развиты экспонированные гребневидные или сжатые линейные складки, во многих случаях осложняющиеся проявлениями соляной тектоники (Прибайкалье) или же системами тектонических покровов, в той или иной мере погребенных под молассами краевого прогиба (Приуралье, Предкарпатье). Эти структурные элементы обычно хорошо дешифрируются на МДС.

В зонах тектонических перекрытий нефтегазоносны, как правило, автохтонные толщи краевого прогиба и шельфа, на который накладывается этот прогиб. Реже залежи содержатся в аллохтонных пластинах шельфовых образований (Вуктыльское месторождение). Структуры автохтона лишь в ограниченной степени «просвечивают» из-под хорошо выявляемой по МДС структуры аллохтона. В миогеосинклинальных зонах складчато-покровные структуры преимущественно континентального склона пассивной окраины шарьированы на нефтегазоносные шельфовые отложения доколлизийного комплекса, глубоко погребенные под тектоническими покровами, как это наблюдается в Преаппалачском прогибе или вдоль восточного фронта Скалистых гор. Эти образования доступны для бурения лишь на участках поперечных поднятий, выявлению которых помогают данные дешифрирования.

Характерной составной частью краевых систем являются области развития солянокупольных структур, где соляные толщи имеют, как правило, предколлизийный или синколлизийный возраст. Эти структуры располагаются либо в относительно узких зонах краевых прогибов (Предуралье, Прибайкалье), где они частично экспонированы на поверхности, либо в обширных участках краевых морей с субокеанической корой, отрезанных от палеоокеанического бассейна при коллизии (Прикаспийский НГБ, Мексиканский залив). Из структур соленосных бассейнов лучше всего проявлены на МДС в той или иной мере погребенные структуры, связанные с

соляной тектоникой. Структуры подсолевого ложа как разрывные, так и пликативные, выявляются фрагментарно и с большим трудом.

В соответствии с временем коллизии краевые системы разделяются на палеозойские (включающие в низах чехла рифейские отложения) — Прикаспийский, Волго-Уральский, Тимано-Печорский, Иркутско-Ленский НГБ; мезозойские (обнимающие и палеозойские отложения) — Хатангский, Вилюйский и Предверхоанский бассейны и кайнозойские (включающие и мезозойские отложения) — Предкарпатский, Скифский и Каракумский.

Вторую группу седиментационных бассейнов представляют бассейны современных активных окраин континентов. К ним принадлежат НГБ склонов и подножий островных дуг, характеризующиеся линейными складками с развитием надвигов (Сахалинский), а также бассейны осадочного заполнения краевых морей, характеризующиеся пологими структурами (Анадырский, Западно-Камчатский). Нефтегазоносные структуры в них изучены еще слабо, но по имеющимся данным [2], возможности их дешифрирования на суше достаточно благоприятны, особенно в зонах линейных структур.

Третья группа седиментационных НГБ включает постколлизийные (внутриорогенные), часто располагающиеся над погруженными микроконтинентами бассейны. Для них характерны четко отраженные на МДС гребневидные и коробчатые складки, реже брахиморфные складки платформенного типа или же линейные складки, иногда осложненные проявлениями соляной тектоники. Существенную роль играют легко дешифрируемые разрывные структуры. Известны здесь и зоны тектонических перекрытий, обычно занимающие в бассейнах краевое положение и ограниченные по своему размаху (Рионская, Ферганская впадины), но иногда играющие решающую роль в глубинной структуре (Афгано-Таджикская впадина). В соответствии со временем коллизии эти бассейны разделяются на палеозойские (Кузнецкий, Минусинский, Чусарысуйский), мезозойские (Колымский) и кайнозойские (Рионский, Ку-

ринский, Афгано-Таджикский, Ферганский).

Последнюю группу седиментационных НГБ составляют внутриплитные, среди которых по характеру структур следует различать две разновидности: внутриплитные рифтогенные бассейны и бассейны внутриплитных синеклиз. Для рифтогенных бассейнов, представленных на территории СССР авлакогенами и тафрогенами, характерны линейная форма, уверенно дешифрируемые разрывные ограничения, контроль, как правило, погребенных локальных структур (обычно брахиморфных, реже сублинейных) разрывными нарушениями. В нижних горизонтах осадочного чехла преобладающую роль играют системы ступенчатых сбросов (иногда листрического типа), создающих ловушки в наклоненных тектонических блоках, перекрытых непроницаемыми отложениями. Существенную роль в строении авлакогенов играют поперечные блоковые структуры [6], устанавливаемые часто преимущественно по МДС и являющиеся как структурными, так и литологическими ловушками. По возрасту авлакогены и тафрогены разделяются на рифейско-палеозойские (Днепровско-Донецкий и Среднерусский) и мезозойские (Мангышлакский и Колтогорско-Уренгойский, заполненный преимущественно осадочно-вулканогенными толщами). Особую разновидность рифтогенных бассейнов представляют структуры, заполненные соленосными толщами с активными проявлениями соляной тектоники (Днепровско-Донецкий НГБ), которые обычно успешно дешифрируются на МДС. Погребенные подсолевые и межсолевые структуры (Припятская впадина) дешифрируются с трудом.

Седиментационные бассейны внутриплитных синеклиз, как правило, имеют в своем основании охарактеризованные выше осевые авлакогены. Этим бассейнам свойственны пологие брахиморфные складки, обычно погребенные и группирующиеся в цепочки вдоль разломов фундамента или образующие платформенные валы. Важную структурную роль здесь играют сводовые поднятия фундамента, лежащие по периферии синеклиз. В связи с относительно вялыми тектоническими

процессами дешифрирование структурных особенностей чехла внутриплитных синеклиз осуществляется обычно с затруднениями и требует применения методов ландшафтно-индикационного дешифрирования и математической обработки данных линейного анализа. По возрасту бассейны внутриплитных синеклиз разделяются на палеозойские (Московский, Северо-Устюртский НГБ) и мезозойские (Западно-Сибирский). Унаследованные от погруженных микроконтинентов Чу-Сарысуйский, Кызылкумский и Южно-Тургайский НГБ располагаются над одноименными постколлизийными бассейнами и не имеют в основании погребенных рифтогенных структур. Характерную разновидность представляет Тунгусский НГБ, в верхах разреза которого располагается трапповая вулканогенно-осадочная серия пермо-триаса, резко ухудшающая прослеживание по МДС погребенных под нею потенциально нефтегазоносных структур.

Ландшафтные характеристики НГБ, определяющие условия индикации тектонических и иных структур по МДС, в значительной мере независимы от структурно-тектонических особенностей, так как определяются широтной биоклиматической зональностью. Целесообразно обособление следующих ландшафтных поясов, существенно различающихся наборами ландшафтных индикаторов геологического строения: тундрового, лесного, горно-лесного, степного и лесостепного, полупустынных и пустынных равнин, аридного горного. Выделяется также зона преобразованных человеком сельскохозяйственных ландшафтов, протягивающаяся в основном вдоль степного и лесостепного пояса.

В тундровом поясе в пределах нефтегазоносных территорий развит преимущественно аккумулятивный ледниковый, флювиальный и прибрежно-морской рельеф, в высокой степени переработанный мерзлотными процессами. Условия индикации геологического строения в тундровом поясе относительно благоприятны ввиду отсутствия лесного покрова и развития разнообразных криолитогенных процессов на поверхности, в значительной мере оп-

ределяемых составом субстрата и проявлениями неотектоники.

Лесной пояс на территории СССР занимает около половины потенциально нефтегазоносных территорий. В европейской части СССР и в Западной Сибири для него характерен аккумулятивный ледниковый и денудационно-аккумулятивный флювиальный рельеф. Бассейны Средней Сибири обладают эрозионно-денудационным, реже аккумулятивным флювиальным рельефом. Мощный растительный покров (в европейской части СССР к тому же значительно преобразованный вырубками) сильно маскирует важные для геологической индикации черты рельефа, зато создает богатый набор ландшафтных индикаторов, связанных с растительностью. Здесь особенно важно применение материалов специальных съемок (спектральных, многозональных, раннеосеннего аспекта, радиолокационных) и использование ландшафтно-индикационных способов дешифрирования. Лишь в зонах линейных структур краевых систем дешифрирование МДС не вызывает затруднений. Относительно благоприятны также районы с аккумулятивным флювиальным и ледниковым рельефом, с активными современными динамическими процессами, где разработаны надежные способы ландшафтной индикации локальных нефтегазоносных структур [1].

Горно-лесной пояс захватывает на территории СССР лишь части Предкарпатского и Кузнецкого НГБ. Условия расшифровки нефтегазоносных структур в нем мало благоприятны. Степной и лесостепной пояс на участках, не затронутых сельскохозяйственным освоением, включает в сущности только Зайсанский НГБ, где структуры дешифрируются весьма успешно.

Полупустынные и пустынные равнины включают значительную часть НГБ в СССР. Для них характерен денудационный и эоловый, в меньшей мере аккумулятивный флювиальный рельеф, сильная изреженность естественной растительности (редкие участки ее распространения играют индицирующую роль) и низкая степень сельскохозяйственного изменения ландшафтов (за исключением орошаемых территорий). Как материалы рядовых,

так и специальных съемок (радиолокационных, многозональных, тепловых, при низких углах стояния Солнца) приносят здесь богатую информацию о геологическом строении и при контрастно-аналоговом, и при ландшафтно-индикационном дешифрировании. Особенности индикации как экспонированных, так и погребенных нефтегазоносных структур этого пояса хорошо изучены [4, 5, 8]. Столь же благоприятны условия дешифрирования в аридном горном поясе, имеющем эрозионно-денудационный и аккумулятивный флювиальный (в межгорных впадинах) рельеф. В нем располагаются Куринский, Афгано-Таджикский и Ферганский НГБ.

Весьма своеобразны условия индикации структур на сельскохозяйственных освоенных территориях степного и лесостепного биоклиматического поясов и орошаемой территории аридного пояса. Они охватывают значительную часть НГБ европейской части СССР, частично — юга Сибири. Для таких территорий характерен преимущественно денудационный рельеф, частично — аккумулятивный флювиальный. Малые амплитуды неотектонических движений и активная переработка ландшафта хозяйственной деятельностью сильно затрудняют извлечение из снимков полезной геологической информации. Для дешифрирования нефтегазоносных структур здесь используется преимущественно гидросеть. Поэтому полезны снимки, полученные при низких углах стояния Солнца и радиолокационные снимки. Для ослабления влияния сетки сельскохозяйственных угодий целесообразно применение снимков раннего зимнего аспекта, когда тонкий снежный покров вуалирует геометрически правильные границы полей, но еще не скрывает мелкую гидросеть. В то же время на мелко-масштабных снимках сетка полей иногда подчеркивает контуры некоторых площадных и кольцевых структур, облегчая их выявление. Применение МДС и в этой зоне во многих случаях обеспечивает получение новой, ранее не известной информации о нефтегазоносных структурах.

Таким образом, как структурно-тектонические, так и ландшафтные условия применения МДС при изучении

Возможности применения материалов аэрокосмических съемок при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР

№ на рисунке	Бассейн, структурный элемент	Часть ландшафтной зоны	Структурно-тектонические условия	Ландшафтные условия	Категория
1	Тимано-Печорский	Тундра	+	+	I
2	Московский	Лесная	+	—	II
3	Среднерусский (авлакоген)	"	+	—	II
4	Прибалтийский	"	—	—	III
5	Днепровско-Донецкий	Лесная	+	+	II
6	Закарпатский	Сельскохозяйственная	+	—	II
7	Предкарпатский	"	+	—	III
8	Скифский	"	+	—	II
9	Волго-Уральский	Лесная	+	+	II
10	Предуральский	Сельскохозяйственная	+	—	III
11	Прикаспийский	Тундра	+	+	I
12	Рионский	Лесная	+	+	I
13	Курийский	Аридных равнин	+	+	II
14	Западно-Сибирский	Лесная	+	+	III
15	Колтогорско-Уренгойский (тафроген)	Тундра	+	+	II
16	Тенизский	Лесная	+	+	I
17	Южно-Тургайский	Аридных равнин	+	+	I
18	Чу-Сарысузский	То же	+	+	II
19	Кызылкумский	"	+	+	II
20	Северо-Устьюртский	"	+	+	II
21	Мангышлакский	"	+	+	I
22	Каракумский	"	+	+	II
23	Западно-Туркменский	"	+	+	II
24	Предкопетдагский	"	+	+	I
25	Афгано-Таджикский	Аридных гор	+	+	I
26	Ферганский	Аридных равнин	+	+	I
27	Илийский	То же	+	+	I
28	Алакульский	"	+	+	I
29	Зайсанский	Степная	+	+	I
30	Кузнецкий	Горно-лесная	+	+	II
31	Минусинский	Степная	+	+	II
32	Хатангский	Тундра	+	+	II
33	Тунгусский	Лесная	+	+	II
34	Иркутско-Ленский	"	+	+	III
35	Предбайкальский	"	+	+	II
36	Вилуйский	"	+	+	I
37	Предверхоанский	"	+	+	I
38	Колымский	Тундра	+	+	II
39	Анадырский	Лесная	+	+	III
40	Западно-Камчатский	"	+	+	II
41	Сахалинский	"	+	+	III
42	Бурейнский	"	+	+	II

Примечание. Условия применения МДС: + благоприятные, ++ умеренно благоприятные, — неблагоприятные. Категории бассейнов по возможностям применения МДС: I — высокие, II — умеренные, III — ограниченные.

нефтегазоносных бассейнов СССР могут быть благоприятными, умеренно-благоприятными и неблагоприятными. Поскольку оба этих фактора действуют в значительной мере независимо друг от друга, между ними возможны разнообразные сочетания, сведенные нами в таблицу. Характер комбинаций упомянутых факторов на территории конкретного бассейна определяет геотектонические возможности применения дистанционных методов нефтегазопроисловых исследований, которые разделяются на три категории: 1) с высокими возможностями; 2) с умеренными; 3) с ограниченными. В таблице эти характеристики даны для каждого нефтегазоносного бассейна или их крупных частей, различающихся по ландшафтным или структурно-тектоническим условиям. Степень практически достижимой эффективности применения дистанционных методов зависит, кроме теоретических возможностей, от степени изученности ландшафтных индикаторов геологического строения, которая с течением времени может только повышаться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дистанционные исследования при поисках полезных ископаемых. — Новосибирск: Наука, 1986.

УДК 551.35:551.762(985)

Е. В. ЗАХАРОВ, И. Б. КУЛИБАКИНА (ВНИИГаз)

Перспективы юрского комплекса арктических морей СССР для поисков залежей углеводородов

В юрских отложениях пассивных континентальных окраин содержится 20 % всех нефтяных ресурсов, выявленных в зонах перехода от континента к океану [1]. Богатство органической жизни и теплый влажный климат в рассматриваемый период обусловили высокий генерационный и аккумуляционный потенциал этих отложений на огромных пространствах Северного полушария.

В качестве одной из нефтематеринских толщ выделяется высокобитуминозная глинисто-сланцевая верхнеюрская (кимеридж-титонская) толща, широко распространенная у побере-

2. Дистанционное зондирование для поисков нефти и газа/Г. И. Амурский, С. М. Богородский, П. В. Флоренский и др.//Докл. 27 МГК. Т. 18. Дистанционное зондирование. М., 1984. С. 55—66.
3. Зоненшайн Л. П., Поникиров В. П., Уфлянд А. К. О структурах пограничных между платформами и геосинклинальными системами//Геотектоника. 1966. № 5. С. 28—39.
4. Изучение тектоники нефтегазоносных областей с использованием космических снимков/Г. И. Амурский, М. С. Бондарева, Я. Г. Кац и др.— М.: Недра, 1985.
5. Космическая информация в геологии/Под ред. А. В. Пейве, А. В. Сидоренко, А. Л. Яншина.— М.: Наука, 1983.
6. Месторождения нефти и газа//Докл. 27 МГК. Т. 13. М., 1984.
7. Моралев В. М., Чешихина К. Г. Дистанционные методы изучения геологии и полезных ископаемых: ВИНТИ. Итоги науки и техники. Сер. Геологические и геохимические методы поисков полезных ископаемых. Методы разведки и оценки месторождений. Разведочная и промысловая геофизика. Т. 9. М., 1987.
8. Прогноз локальных структур по аэрокосмическим материалам//Труды ВНИГНИ. Вып. 252. М., 1984.
9. Тектонические особенности глобального распределения потенциальных ресурсов углеводородов/В. Д. Наливкин, Н. А. Еременко, В. С. Лазарев и др.//Сов. геология. 1985. № 3. С. 14—23.

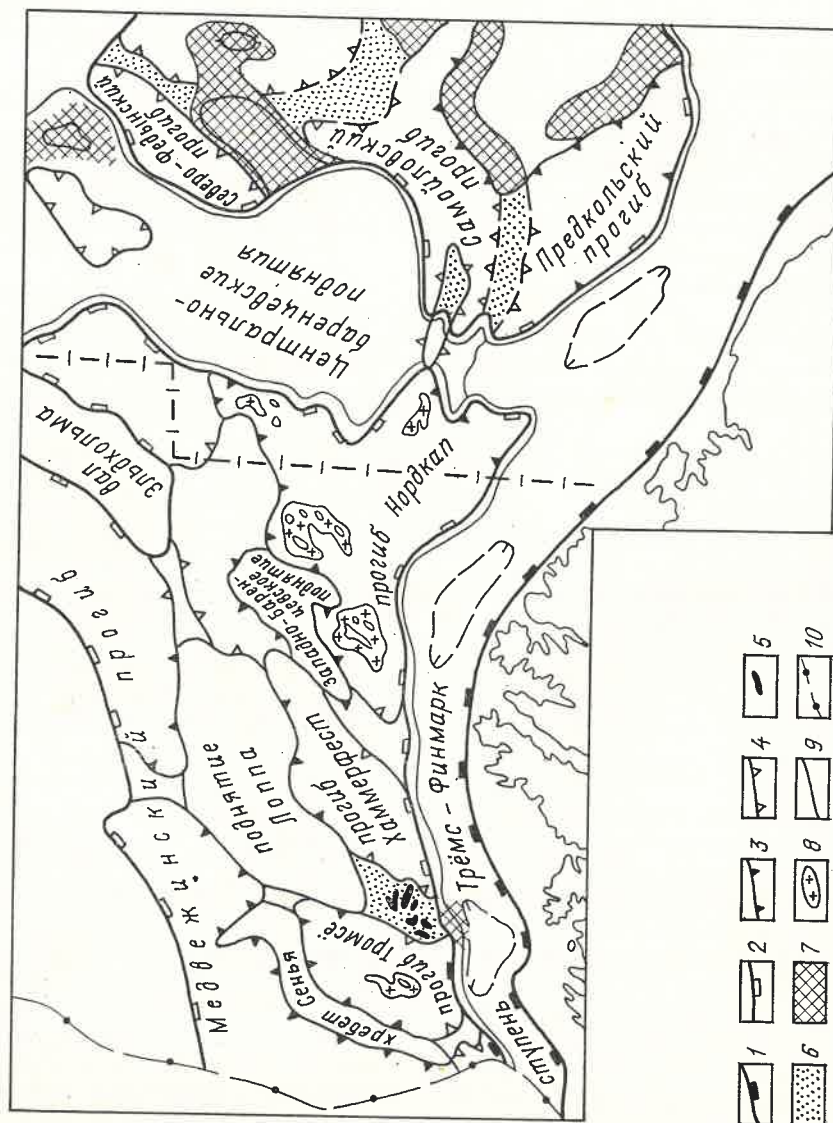
Принята редколлегией 30 мая 1988 г.

режья Северной Норвегии, Восточной Гренландии и Шпицбергена. Глинистые сланцы обладают повышенной радиоактивностью и высокой температурой, поэтому их неслучайно называют «горячими сланцами».

Формирование юрских толщ в арктических морях происходило на фоне общего опускания. На тектонической карте юго-западной части Баренцевской мегасинеклизы (рисунок) вырисовываются две крупные области наибольшего триасово-юрского прогиба: Западно-Баренцевская, открывающаяся в Северную Атлантику, и Восточно-Баренцевская (в последнюю

Схема применения принципа аналогии при определении перспектив нефтегазоносности ниже-среднеюрских отложений в западной части Баренцева моря (составлена Э. А. Буш, Е. В. Захаровым, 1987 г.):

1 — граница Балтийского щита и Тимана; 2 — граница Северо-Скандинавской и Восточно-Баренцевской областей; 3 — граница крупного грабенового и юрского времени; 4 — граница менее крупных грабенов в позднеюрское время; 5 — граница менее крупных юрских грабенов и впадин, переуглубленных в позднеюрское время; 6 — местоорождения нефти и газа; 7 — участки между грабеновыми прогибами с установленными и предполагаемыми залежами нефти и газа; 8 — участки бортовых зон грабеновых прогибов и впадин, в пределах которых установлены и предполагаются залежи нефти и газа; 9 — соляные массы; 10 — стратонизогипсы 1000 м залегания горизонта «В»; отложения с верхами верхнеюрских отложений; 10 — граница шельфа



входит отображенная на рисунке юго-западная часть Южно-Баренцевской впадины). Области сочленяются крупной Центральнобаренцевской зоной поднятий. Обращает на себя внимание мозаичное размещение протяженных прогибов, небольших впадин, разделенных протяженными валами, сводовыми поднятиями, выступами. Все эти структурные элементы сформировались в ходе неравномерного опускания мегасинеклизы. Судя по данным сейсморазведки, прогибы имеют ровное, плоское днище и флексурные борта разного наклона. Амплитуда прогибов в триасе от 2500 до 7000 м, в юрское время от 500 до 1500 м, причем опускание не сопровождалось образованием сбросов в отличие от грабенов Викинг и Центральный в Северном море, ограниченных разломами. Такие прогибы именуются нами грабеновыми прогибами или трогами. Они характеризуются сходством истории геологического развития в юрскую эпоху, современного тектонического строения, структурного соотношения друг с другом и изменения мощностей нефтематеринской и коллекторской толщ.

Нефтематеринская юрская толща наиболее полно реализует свой потенциал, т. е. эмиграция УВ из нее происходит тогда, когда она испытывает повышенную тектоническую напряженность, сопровождающуюся наличием АВПД и высоких пластовых температур. Как отмечалось ранее [2], при таких условиях повышаются возможность «расконсервации» ОВ и интенсивность реализации генерационного потенциала. При этом УВ могли попадать как в выше-, так и в нижележащие породы-коллекторы. Подобными условиями отличаются, прежде всего, грабенообразные троговые прогибы, расположенные на разных гипсометрических уровнях, в которых в породах, обогащенных ОВ, происходит значительное выделение тепла, т. е. процесс сопровождается экзотермическим эффектом [5].

Именно в таких прогибах верхнеюрская нефтематеринская толща достигает максимальной мощности. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют предположить, что в северо-восточном направлении от Северного моря к Баренцеву мощность и нефте-

материнский потенциал этой толщи уменьшаются. Так, в Северном море ее мощность составляет 600—700 м, количество $S_{орг}$ 4—6 %, Норвежском море соответственно 350—400 м и 2—5 %, норвежском секторе Баренцева моря 250 м и 1—3 %, советском секторе Баренцева моря 120 м и до 2,5 %. В результате хроматографических исследований установлено, что содержащееся в отложениях органическое вещество (Арктическая площадь) относится к сапропелевому типу, отлагалось в условиях морского бассейна и по геохимическим показателям близко к незрелым нефтям.

Месторождения нефти и газа, выявленные в Северном и Норвежском морях, а также в западной части Баренцева моря, приурочены к приборотовым частям грабенообразных прогибов (трогов) и к структурным перемышкам между ними — седловинам. Прогибы преимущественно унаследованного развития, вероятно, заложились в морях одновременно и образовали обширные протяженные системы. В частности, в норвежском секторе Баренцева моря все газовые и газоконденсатные месторождения связаны с седловиной, сочленяющей прогибы Тромсе и Хаммерфест. Коллекторами служат песчаники ранне-среднеюрского возраста, причем в бассейне Хаммерфест они обладают более высокими фильтрационно-емкостными свойствами (пористость достигает 29 %).

Осадочные бассейны северной пассивной континентальной окраины СССР изучены весьма слабо. Однако имеющиеся данные, а также сходство их геологического строения с нефтегазоносными бассейнами сопредельной суши и с зарубежными морскими бассейнами позволяют уже сейчас позитивно охарактеризовать перспективность юрских отложений в арктических морях.

На советском шельфе Баренцева моря (о-в Колгуев) юрские отложения сложены преимущественно глинистыми породами с подчиненными прослоями песчаников. Но в отличие от зарубежных бассейнов здесь возрастает песчаность отложений средней и нижней юры. Песчаники серые, мелкозернистые, нередко каолинизированные; глины темно-серые, микро-

слоистые с многочисленными известковыми и пиритовыми конкрециями. Породы отлагались в условиях восстановительной среды, что подтверждается высоким (до 40 %) содержанием пирита в составе аутигенных минералов и низким (0,7 %) гидрооксидов железа. В подстилающих триасовых осадках количество пирита 2,2 % [4]. Следует отметить, что юрские отложения на о-ве Колгуев и Адмиралтейском валу обнаруживают сходство по литологическому составу и отличаются от одновозрастных образований юго-западной части Баренцевоморского шельфа (Мурманская, Северо-Кильдинская площади), где почти полностью отсутствуют эпидот и глаукофан. Последнее обстоятельство свидетельствует о значительном удалении шельфа от источника сноса и более «мористом» характере его осадков.

Несмотря на то, что в Северном, Норвежском и Баренцевом морях породы-коллекторы принадлежат к различным стратиграфическим подразделениям юрского разреза они формировались в сходных палеофациальных обстановках: отлагались в дельтовых или прибрежно-морских условиях.

Основной региональной покрывкой служит верхнеюрская глинистая толща, мощность которой в целом уменьшается в северо-восточном направлении от Северного моря к Баренцеву.

Как показывают поисковые работы в морях, наиболее благоприятным потенциалом юрский комплекс обладает при глубине залегания более 1000 м. Акватории Северного, Норвежского и Баренцева морей различаются по тектоническому строению и мощности отложений, слагающих разрез в целом, поэтому полная геологическая аналогия между ними отсутствует. Вместе с тем установлено некоторое сходство между Северным и Норвежским морями, а также между норвежским и советским секторами Баренцева моря по средне-нижнеюрским отложениям. По этим отложениям проводится фрагментарная аналогия между каждой парой названных районов.

Приуроченность областей прогибания к нефтегазоносным провинциям одного и того же тектонотипа и возраста позволяет предполагать, что ус-

ловия нефтегазоносности юрских отложений, аналогичные выявленным в норвежском секторе Баренцева моря, имеются и в советском секторе. Так, в качестве геологически сходных с вышеупомянутой седловиной между прогибами Тромсе и Хаммерфест в Южно-Баренцевской впадине показано несколько участков, где можно прогнозировать распространение залежей нефти и газа. К ним могут быть отнесены седловины, разделяющие Нордкапский, Предкольский, Самойловский, Северо-Фединский, Центральнo-Южнобаренцевский грабенообразные троговые прогибы. Несомненный практический интерес в отношении нефтегазоносности представляют Восточно-Фединский и Надеждинский выступы гипсометрически расположенные выше седловин.

В прибортовых частях Самойловского, юга Северо-Фединского и север Предкольского прогибов также необходимо предусмотреть проведение поисковых работ на нефть и газ. Наконец, нами выделены поднятия, на склонах которых верхнеюрская нефтематеринская толща контактирует с коллекторскими горизонтами более древних отложений. К числу таких также перспективных объектов относятся Лудловская седловина (западнее Лудловской структуры) и зона поднятий протягивающаяся на запад от Гусиноземельской структуры.

Высокая оценка потенциальных возможностей юрских (и особенно верхнеюрских) отложений в Карском море основана на сочетании благоприятных тектонических, литолого-фациальных и геохимических факторов, а также на фактической их продуктивности на п-ове Ямал (Новопортовская и Бованенковская площади). В пределах Ямальского и Гыданского районов для верхнеюрских нефтематеринских отложений (баженовской свиты волжского яруса) характерны высокое содержание $S_{орг}$ (3,5—5 %) и повышенные современные температуры (до 105 °C). В северной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции мощность этих отложений значительно увеличивается, возрастает степень катагенетической преобразованности ОВ (до МК₃). Породы обогащены органическим материалом липидно-

го облика. Иными словами, как в восточном, так и в геохимическом отношении нефтематеринская толща в Карском море весьма существенно отличается от таковой в Баренцевом море. Она обладает более высокими потенциальными возможностями.

Что же касается пород-коллекторов и фазового состояния залежей УВ, то на п-ове Ямал в юрском комплексе отмечается постепенное уменьшение мощностей песчаных пропластков при резкой глинизации разреза в северном направлении, в сторону моря. Высокая степень недонасыщенности пластовой системы газообразными углеводородами предопределила широкое распространение специфических газоконденсатных залежей с повышенным (до 1000 г/м³) содержанием жидких УВ [3]. Наличие аналогичных залежей можно предполагать и в пределах акватории Южно-Карской синеклизы, где юрские отложения, вероятно, характеризуются жесткими термобарическими условиями и аномально высокими пластовыми давлениями. Для поисков преимущественно нефтегазоконденсатных залежей представляют интерес южные части Обской и Тазовской губ, а также Обручевский выступ.

В море Лаптевых глинистые верхнеюрские нефтематеринские отложения содержат ОВ гумусово-сапропелевого и гумусового типа. Содержание $S_{орг}$ в этих отложениях достигает 1,4 %. Судя по степени катагенеза ОВ этих отложений (стадия МК₂—МК₃), зона вероятного распространения сингенетичных залежей углеводородов преимущественно нефтяного ряда простирается от восточной оконечности п-ова Таймыр до прибрежной части Анабаро-Оленекского междуречья и включает в себя нижнее течение Лены.

Газоносность этого комплекса связывается с зоной, расположенной севернее, в пределах структурных элементов Лаптевской синеклизы. На ряде площадей сопредельной суши в пределах Анабаро-Хатангского междуречья из юрских отложений отмечены нефтепроявления от следов до сплошного заполнения керна нефтью. Из батских песчаников на Нордикской площади получены слабые притоки

газа (до 500 м³/сут). Интенсивность нефтепроявлений нарастает в направлении к морю Лаптевых, в том же направлении увеличивается мощность юрских отложений (М. К. Калинин, 1959).

В Восточно-Сибирском море на юго-восточном склоне антеклизы Де-Лонга юрские отложения, представленные осадочно-вулканогенными образованиями, относятся к возможно перспективным. Содержание $S_{орг}$ в породах на сопредельной суше — в Лено-Анабарском прогибе — колеблется от 0,75 до 1 % (В. Б. Вельдер и др., 1984). Мощность юрских отложений здесь также увеличивается в сторону моря.

В пределах советского сектора Чукотского моря для поисков нефтяных и газовых залежей в юрских отложениях перспективны бортовые зоны Северо-Чукотской впадины, Южно-Чукотского прогиба и склоны Чукотского массива.

Таким образом, отложения юрского комплекса в арктических морях СССР могут рассматриваться в качестве перспективного объекта для поисков залежей углеводородов.

Основное внимание заслуживают шельфы морей, в юрских отложениях которых установлены или обоснованно предполагаются районы либо зоны повышенной концентрации начальных потенциальных ресурсов углеводородов и прежде всего нефти. В этом аспекте среди арктических морей СССР наиболее перспективны шельфы Карского и Баренцева морей. Большая часть прогнозируемых в юрских отложениях ресурсов нефти и газа предполагается на глубинах до 2 км и на участках шельфов с глубиной дна моря до 100 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И. Колебания уровня океана и процессы нефтегазоаккумуляции на окраинах материков // Сов. геология. 1987. № 7. С. 63—73.
2. Геохимические особенности ОВ пород доломитовского типа // В. Л. Соколов, И. Б. Кулибакина, Н. Д. Гуляева, О. А. Арефьев // Геохимия горючих сланцев: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Таллин. 1982. С. 165—166.
3. Прогноз зон развития газоконденсатных залежей с высоким содержанием конденсата на севере Западной Сибири // Н. Н. Немченко, Э. С. Волконский, Н. Н. Грязнов и др. //

- Геология нефти и газа. 1987. № 6. С. 34—37.
4. Ронкина З. З., Вишневская Т. Н., Ефремова В. И. Вещественный состав мезозойских отложений острова Колгуев // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л., 1985. С. 59—73.

5. Экзотермический эффект нефтеобразования. Органическое вещество современных и ископаемых осадков / С. Г. Неручев, Е. А. Рогозина, П. А. Трушков, И. А. Зелichenko. М.: Наука, 1985.

Принята редколлегией 26 октября 1988 г.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 550.4+552.3

В. Л. БОЧАРОВ, А. Н. ПЛАКСЕНКО (Воронежский гос. университет)

Петрологические критерии выделения норит-диоритовых интрузий с регенерированными никелевыми сульфидными рудами

Металлогеническое разнообразие ультрамафитов и мафитов является следствием длительно развивавшихся мантийно-коровых магматических процессов, обеспечивавших мобилизацию рудного вещества и его локализацию в рудоконтролирующих структурах, которые обладают индикаторными геохимическими признаками глубинного источника, а в участках повторной эндогенной переработки — признаками регенерации реликтового рудоносного субстрата. Такие признаки в совокупности могут выступать в качестве петрологических факторов, объясняющих причины гетерогенного распределения металлогенических ассоциаций и определяющих критерии их прогнозирования и поисков [2].

Одним из примеров магматического переотложения ранее сформированных рудных скоплений в коровых условиях под воздействием более поздних мафических магм служат никелевые сульфидные месторождения восточной части Воронежского кристаллического массива (рис. 1). Сульфидные руды, локализованные в раннепротерозойских норит-диоритовых интрузиях, выделены в особый коматиит-регенерированный тип [5]. Впервые предположение о влиянии коматиитового источника на формирование никелевых сульфидных руд в норит-диоритовых интрузиях Воронежского массива высказал А. П. Лихачев (1982), опираясь

главным образом на сходство их геохимических характеристик с рудами западноавстралийских коматиит-ассоциированных месторождений. Дальнейшие исследования рудных объектов и рудовмещающих пород позволили дать петрологическое обоснование этому предположению и разработать критерии прогнозирования никеленосных норит-диоритовых тел.

Геолого-структурное положение никеленосных интрузий, типы и минералогия никелевых сульфидных руд Еланьского месторождения и рудопроявления Елка освещены в ряде работ [3, 7, 8]. Рудные тела в пределах никеленосных интрузий расположены субпараллельно и образуют серию северо-восточного простирания шириной от 80 до 400 м и протяженностью до 1000 м. Их строение характеризуется сложным сочетанием оруденелых мелкозернистых мела- и мезоноритов (нередко порфировидного облика) с безрудными и слабоминерализованными лейконоритами и норит-порфирами, что и определяет сложную мозаику положительных гравимагнитных аномалий малой интенсивности. Рудные тела контролируются системой разрывных нарушений северо-западной ориентировки, совпадающей в целом с направлением глубинных разломов, оконтуривающих Елань-Эртильскую зону, в пределах которой локализованы все известные в восточной части

кристаллического массива норит-диоритовые интрузии [3, 8]. С тектоническими нарушениями и многочисленными пострудными дайками диоритов связаны зоны автометасоматически измененных основных пород, характеризующихся широкой вариацией в их составе амфиболов актинолит-тремолитового ряда [3].

Наряду с главными сульфидными минералами — пентландитом (5—70 %) и пирротинном (0—80 %) в рудах постоянно присутствуют сульфиды арсенида никеля и кобальта, а также палладийсодержащее золото, серебро, молибденит, хромшпинелиды. Наиболее высокие содержания никеля и кобальта (3,8—12,5 и 0,16—0,72 % соответственно) свойственны массивным и брекчиевидным рудам, более низкие (0,8—5,7 и 0,05—0,18 %) вкрапленным и вкрапленно-шлировым структурно-морфологическим разновидностям. Концентрация меди в массивных и вкрапленных рудах не превышает 0,2 %. Отношение Ni/Cu устойчиво выше 10, а в брекчиевидных и массивных рудах возрастает до 30—60. Рудовмещающие породы норит-диоритовых интрузий отличаются в петрохимическом отношении умеренной насыщенностью и перенасыщенностью (до появления свободного SiO₂) кремнеземом, весьма существенной дифференцированностью по MgO, низким содержанием CaO, заметной ролью K₂O в сумме щелочей (табл. 1).

Как уже отмечалось, из 10 известных в настоящее время норит-диоритовых интрузий две — Еланьская и Елкинская — содержат промышленные скопления никелевых сульфидных руд. В то же время Романовская и Демьяновская интрузии полностью лишены сульфидного оруденения. Взяв эти группы интрузий в качестве эталонов соответственно никеленосных и безрудных объектов, можно прогнозировать рудоносность третьей обширной группы интрузий (Некрыловская, Новопокровская, Бороздиновская, Таволжанская, Русановская), геологическое изучение которых находится в начальной стадии. Предлагаемые петрологические критерии выделения никеленосных интрузий базируются на представлении о первично коматиитовом источнике сульфидного вещества [5]. Они

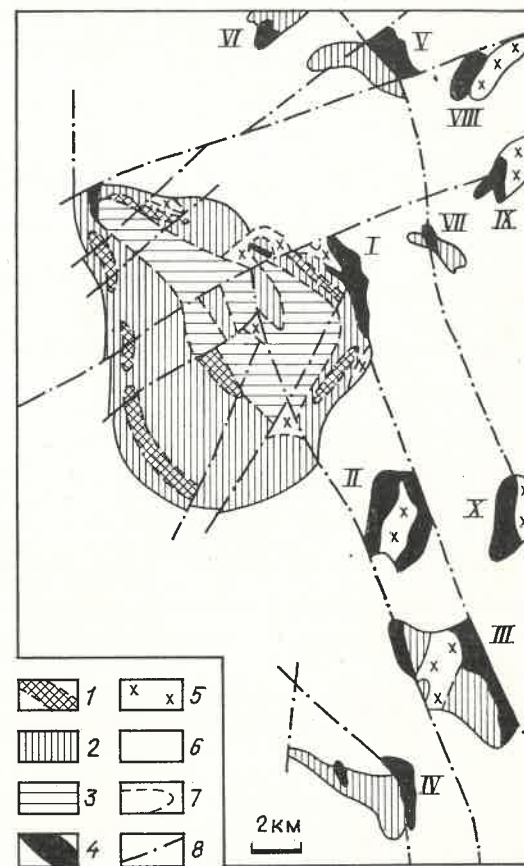


Рис. 1. Схема распространения норит-диоритовых интрузий:

1 — расслоенные участки сочетания ультраосновных (плагидуниты, плагиперидотиты, оливиновые пироксениты) и основных (троктолиты, оливиновые мелано- и мезократовые габбро-нориты) дифференциатов; 2 — оливиновые, оливинсодержащие оливин-ортоклазовые и безоливиновые габбро-нориты, габбро-норит-монциты; 3 — биотитовые, биотит-роговообманковые габбро-нориты с прослоями биотитовых и биотит-роговообманковых вебстеритов, ортопироксенитов, горблендитов, биотитовых слюдитов; 4 — нориты никеленосные и безрудные; 5 — биотитовые, биотит-роговообманковые диориты и гранодиориты; 6 — вмещающие песчаниково-сланцевые породы воронцовской серии; 7 — условные границы породных групп; 8 — тектонические нарушения; интрузии: I — Еланьская, II — Елкинская, III — Некрыловская, IV — Романовская, V — Новопокровская, VI — Демьяновская, VII — Бороздиновская, VIII — Троицкая, IX — Таволжанская, X — Русановская

включают анализ соотношения петрогенных, рудообразующих и способствующих никелевому рудогенезу элементов, структуры ассоциирующих и антагонистических геохимических сообществ — индикаторов рудообразующего процесса, специфики состава акцессорных хромшпинелидов, изотопно-геохимических параметров сульфидных руд и рудовмещающих пород (табл. 2).

Никеленосные нориты при повышен-

Средние химические составы пород норит-диоритовых интрузий, %

Компоненты	Меланориты (8)*	Мезонориты (64)	Лейконориты (32)	Пироксениты (9)	Кварцевые диориты (9)	Ксенолиты коматиитов в норитах (3)	Ксенолиты плагио-перидитов в норитах (3)	Перидитовые коматииты КМА (25)
SiO ₂	51,40	54,12	56,45	59,20	64,03	45,05	40,60	40,05
TiO ₂	0,64	0,66	0,20	0,72	0,70	0,36	0,45	0,40
Al ₂ O ₃	9,78	11,31	13,45	14,65	14,36	4,15	2,95	2,96
Cr ₂ O ₃	0,12	0,10	0,06	0,02	0,01	0,25	0,28	0,26
Fe ₂ O ₃	4,18	3,65	2,74	2,25	1,36	4,64	6,10	6,86
FeO	5,70	5,31	4,96	4,42	3,59	6,72	8,32	5,31
MnO	0,08	0,06	0,05	0,07	0,04	0,15	0,16	0,20
MgO	18,35	12,52	8,35	5,54	4,03	25,10	27,32	30,40
CaO	5,68	6,61	6,72	5,86	3,96	4,32	5,48	3,60
Na ₂ O	1,35	1,95	2,50	3,10	3,17	0,28	0,72	0,18
K ₂ O	0,74	1,30	1,65	2,21	2,91	0,12	0,40	0,04
P ₂ O ₅	0,24	0,20	0,22	0,25	0,35	0,10	0,28	0,12
S _{общ}	0,62	0,52	0,41	0,20	0,18	0,27	0,20	0,12
H ₂ O	1,11	1,54	1,45	1,32	1,30	8,50	7,06	9,40
Сумма	100,02	99,85	99,91	99,81	99,99	100,01	100,32	99,90

* В скобках — количество определений.

Таблица

Критерии выделения норит-диоритовых интрузий с коматиит-регенерированным типом руд

Критерии	Никеленозные интрузии	Безрудные интрузии
Соотношение элементов с контрастным распределением	Mg/Si=0,12—0,44 Ni/Cu=10,0—50,0 Cr/Ti=0,05—0,25	Mg/Si=0,07—0,12 Ni/Cu=0,8—3,0 Cr/Ti=0,01—0,025
Структура геохимических ассоциаций	Рудообразующий кластер Fe ²⁺ —Ni—Co—S—(Cu) связан с Mg и Cr	Рудообразующий кластер неустойчив. Связь Ni и Co с S и Fe ²⁺ ослаблена. Mg и Cr антагонистичны объединению рудных элементов
Содержание, распределение и корреляционные связи цинка	$\bar{x}_{Zn}=0,01\%$; $s_{Zn}=0,005$; $n_{Zn}=46$; $R_{Ni-Zn}=0,46$; $R_{Co-Zn}=0,40$; $R_{Cr-Zn}=0,55$; $R_{0,05}=0,34$	$\bar{x}_{Zn}=0,0055\%$; $s_{Zn}=0,002$; $n_{Zn}=36$; $R_{Ni-Zn}=0,16$; $R_{Co-Zn}=0,22$; $R_{Cr-Zn}=0,28$; $R_{0,05}=0,42$
Состав аксессуарной хромшпинели, %	Cr ₂ O ₃ =50,0—59,5; ZnO=0,5—7,3; MnO=0,66—1,86; V ₂ O ₅ =0,9—2,6	Cr ₂ O ₃ =40,3—47,4; ZnO=0,2—0,5; Mn<0,6; V ₂ O ₅ <0,3
Содержание и изотопный состав серы	S>0,25 %; $\delta^{34}S=-2,5 \div -7,5\%$	S=0,1—0,2 %; $\delta^{34}S=-0,1 \div -2,2\%$

Примечание. $\bar{x}$ — среднее арифметическое, s — стандартное отклонение, R — коэффициент корреляции, n — количество определений.

ной магнезиальности и пониженной кремнекислотности отличаются и «коматиитовыми» отношениями Ni/Cu и Cr/Ti. Безрудные породы с исключительно высоким для норитовой серии содержанием SiO₂ обнаруживают более узкий спектр изменения рудных элементов. При этом отношения Ni/Cu соответствуют таковым в мафитах Еланьского плутона. Можно полагать, что рудоносные норит-диоритовые интрузии являются производными наиболее глубоких (ниже погребенных зеленочаменных ассоциаций) магматических тел. Благодаря этому обособившийся расплав при автономном подъеме мог воздействовать на сульфидоносные породы коматиитового состава, экстрагировать сульфидный материал и транспортировать его к месту рудотложения, испытывая при этом интенсивную дифференциацию в системе силикат—сульфид—летучий [4]. Объективное свидетельство участия коматиитов в формировании рудной составляющей норит-диоритовых интрузий — обнаружение в норитах, наряду с ультрамафитовыми ксенолитами Еланьского плутона, ксенолитов коматиитового состава, в ряде случаев с реликтовой спинифексовой структурой. В редкоземельном спектре этих пород наблюдаются близкие соотношения легких и тяжелых лантаноидов (La/Y=1,25) и отсутствие европиевого экстремума ($\delta Eu=0,95$), что приближает их к коматиитам Йилгарнского типа [1]. Безрудные интрузии образованы магматическими отщеплениями, не взаимодействовавшими с коматиитами. Они обогащались только силикатными компонентами (в первую очередь SiO₂) фельзитических парагенезисов и метасадочных толщ зеленочаменных ассоциаций.

Своеобразен характер корреляционной зависимости между петрогенными и рудообразующими элементами, выявляемый методом кластерного анализа. Структура геохимических кластеров никеленозных интрузий свидетельствует о тесной взаимосвязи сульфидного парагенезиса с хромшпинелидовым и приуроченности их к силикатной матрице повышенной магнезиальности. В породах безрудных интрузий сульфидообразующие элементы по существу не выделяются в самостоятельный

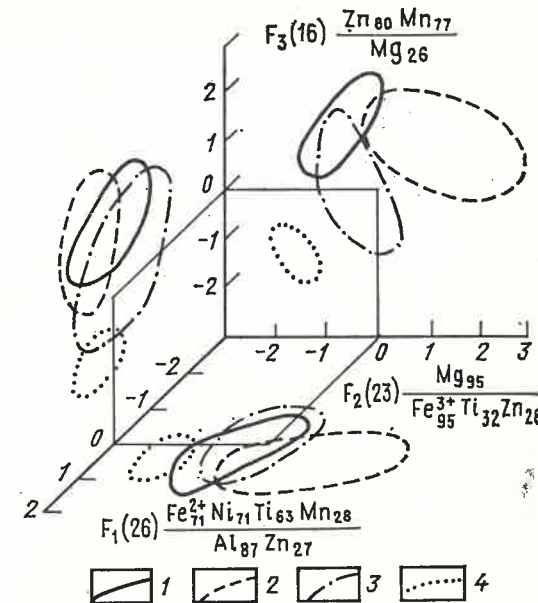


Рис. 2. Факторная диаграмма состава аксессуарных хромшпинелидов: 1 — никеленозные коматииты Западной Австралии (n=8); 2 — коматииты КМА (n=8); 3 — нориты никеленозных интрузий (n=20); 4 — нориты безрудных интрузий (n=4); в компонентных формулах в скобках показан факторный вес, %

кластер из-за чрезвычайно низких коэффициентов корреляции между S, Ni и Co. Здесь возможна локализация преимущественно безникелевой сульфидной вкрапленности, не контролируемой уровнем магнезиальности норитов.

Рудоносные нориты в качестве аксессуарных минералов постоянно содержат высокохромистые, аномально обогащенные Zn, Mn и V хромшпинелиды [6]. Как известно, цинксодержащие хромшпинелиды являются обычной минеральной фазой ультрамафитовых вулканитов, вмещающих сульфидные месторождения типа VPA [10]. При этом рудоносные коматиитовые серии включают хромшпинелиды, содержащие в 2—3 раза больше цинка, чем те же минералы безрудных ультрамафитовых вулканитов. Причина подобной контрастности заключается, по-видимому, в низком коэффициенте распределения Zn между сульфидной и силикатной жидкостями ($k=0,1—0,5$), свидетельствующем об отделении несмешиваемых сульфидов от материнской магмы при насыщении ее серой и накоплении Zn в окисно-силикатной фракции рудно-магматической системы. На факторной диаграмме (рис. 2) показан

но распределение аксессуарных хромшпинелидов из коматитов и норитов различной степени рудоносности. Очевидно, что на всех трех факторных плоскостях нориты никеленосных интрузий по составу хромшпинелидов образуют существенную область перекрытия с коматитами Западной Австралии, причем большинство значений локализовано в поле рудоносных пород Ланнон-Шот (месторождение Камбалда) [10]. За пределами никеленосных ассоциаций остаются перидотитовые коматиты КМА, содержащие аксессуарную хромшпинель повышенной магнетиальности.

Таким образом, высокохромистая, обогащенная цинком аксессуарная хромшпинель может служить петрологическим критерием коматит-регенерированных никелевых сульфидных руд. Для никеленосных норитов это подтверждается хорошей согласованностью содержаний Zn в самих породах и аксессуарных хромшпинелидах, а также положительной корреляцией этого элемента с Cr, Ni, Co. Безрудные нориты характеризуются почти полным отсутствием хромшпинелидов в наборе аксессуарных минералов, содержащих к тому же лишь незначительную примесь цинка.

Важнейшей особенностью норитов никеленосных интрузий является значительная вариация серы при устойчивом обеднении тяжелым изотопом относительно метеоритного стандарта, что в общем случае свойственно рудовмещающим коматитам месторождений типа VPA [9]. Безрудные нориты содержат незначительное количество серы, изотопный состав которой в целом соответствует таковому для ультрамафитов и мафитов Еланьского плутона. Различия в содержании и изотопном составе серы можно объяснить воздействием отдельных порций норитового расплава на рудоносные коматитовые потоки. При этом масштабы ассимиляции сульфидной составляющей рудоносной коматитовой системы оцениваются устойчивой обратной зависимостью между общим содержанием серы и концентрацией ее тяжелого изотопа. В норитах безрудных интрузий подобная зависимость отсутствует.

Таким образом, петрологическими критериями выделения норит-диоритовых интрузий с коматит-регенерированным типом никелевых сульфидных руд следует считать: а) повышенную магнетиальность и пониженную кремнекислотность рудовмещающих пород при максимальном размахе варьирования петро- и рудогенетических характеристик, подчеркивающих в совокупности наибольшую степень дифференцированности рудоносных тел; б) устойчиво никелевую специализацию пород, как и ассоциированных в них сульфидных руд; в) специфический состав аксессуарных хромшпинелидов, аномально обогащенных цинком, рассматривающихся в качестве реститовой фазы, сохраняющей индикаторные признаки рудоносной коматитовой системы; г) высокий геохимический фон цинка в рудовмещающих породах, согласующийся с присутствием цинксодержащих хромшпинелидов; д) положительную корреляцию цинка с хромом, никелем и кобальтом, а также существование обособленного сульфидного кластера и устойчивый антагонизм рудообразующих элементов с элементами салической группы; е) обогащение пород серой, сочетающееся с низким уровнем концентрации тяжелого изотопа этого элемента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О. А., Гирнис А. В., Рябчиков И. Д. Петрология и генезис коматитов//Вулканология и сейсмология. 1984. № 6. С. 18—40.
2. Гровс Д. И., Батт У. Д. Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западно-Австралийского щита//Докл. 27 МКГ. Геология докембрия. М., 1984. Т. 5. С. 133—143.
3. Молотков С. П., Касатов А. С., Богданов В. М. Геолого-структурные особенности, типы и минералогия руд Еланьского рудопоявления//Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. Воронеж, 1983. С. 119—133.
4. Некрасов И. Я., Горбачев Н. С. Физико-химические условия формирования сульфидных медно-никелевых месторождений//Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., 1981. С. 148—157.
5. О первично-коматитовом источнике сульфидных руд в норит-диоритовых интрузиях Воронежского кристаллического массива//В. Л. Бочаров, А. Н. Плаксенко, С. М. Фро-

- лов, А. С. Касатов//Геохимия. 1987. № 3. С. 430—437.
6. Плаксенко А. Н., Фролов С. М. Хромшпинелиды никеленосных норитов Еланьского дифференцированного плутона//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 28—38.
7. Чернышов Н. М. Новый тип сульфидного никелевого оруденения Воронежского кристаллического массива//Геология рудных месторождений. 1985. № 3. С. 34—45.
8. Чернышов Н. М. Типы никеленосных интрузий и медно-никелевого оруденения Воронежского массива//Сов. геология. 1986. № 12. С. 42—54.

УДК 546.77(571.54)

В. Г. ОРЛОВ (ВИМС)

К поискам молибдена в Бурятии

Разрушение коренных пород и заключенного в них оруденения приводит к формированию чехла рыхлых образований. Рудные элементы переходят в него и образуют вторичные ореолы рассеяния. Поиски месторождений по вторичным остаточным в элювии—делювии ореолам являются основным методом прямых поисков. Молибден относится к полезным ископаемым, наиболее легко обнаруживаемым этим методом при мощности рыхлого чехла до 2—3 м. Как показывают результаты литохимических съемок, большая часть промышленно значимого молибденового оруденения, подвергавшегося эрозии, выявляется при работах масштаба 1 : 50 000.

В более сложной природной обстановке (повышенная мощность образований, наличие дальнеприносных отложений) прибегают к методам усиления ореолов, т. е. используют для анализа часть пробы, обогащенную рудными элементами. Этим достигается косвенное повышение чувствительности аналитических методов и увеличение в ряде случаев глубинности поисков по сравнению с анализом всей пробы.

Одним из таких методов усиления служит метод поисков по фракциям почвенных проб, обогащенным гидроксидами железа. Он известен как термогеохимический метод поисков (ТГМП) и основан на магнетирующем обжиге почвенных проб при температуре 800—900 °С в восстановительных условиях, возникающих в результате сгорания органической части почв. В про-

9. Green A., Naldrett A. The Langmuir volcanic peridotite—associated nickel deposits: Canadian equivalents of the Western Australian occurrences//Econ. Geol. 1981. Vol. 76. P. 1503—1523.
10. Groves D., Barret S., Binns R., Mc Quenn K. Spinel associated with metamorphosed volcanic—type iron—nickel sulfide ores from Western Australia//Econ. Geol. 1977. Vol. 72. P. 1224—1244.

Принята редколлегией 25 апреля 1988 г.

цессе обжига гидроксиды железа восстанавливаются до магнитных фракций: магнетита, маггемита, вюсита, отбираются магнитом и подвергаются анализу. Метод использует известную связь широкого спектра рудных элементов с гидроксидами железа. Авторы [2, 3] применили метод на оловорудном и золоторудном оруденении Приморья и установили, что в гидроксидах железа сохраняется примерно такое же соотношение главных рудных элементов и их спутников, как и в коренном оруденении, а уровень содержания на порядок выше такового в валовых почвенных пробах и близок к содержанию в коренном оруденении.

Применительно к поискам молибденового оруденения метод использован в Бурятии на площадях развития дальнеприносных и местных рыхлых образований. Дальнеприносные эоловые образования широко распространены в ее лесостепных и степных районах. Они занимают площадь около 25 тыс. км², покрывают склоны хребтов, исключая крутые приводораздельные участки, и представлены песками и супесями различной мощности, в понижениях рельефа до 30—40 м. Эоловые пески отличаются пониженным содержанием всех рудных элементов, грубым механическим составом, затрудняющим образование в них наложенных солевых ореолов, экранируют оруденение, и поэтому на территории их развития преобладают закрытые ореолы.

Детальные исследования проведены на Жарчихинском месторождении,

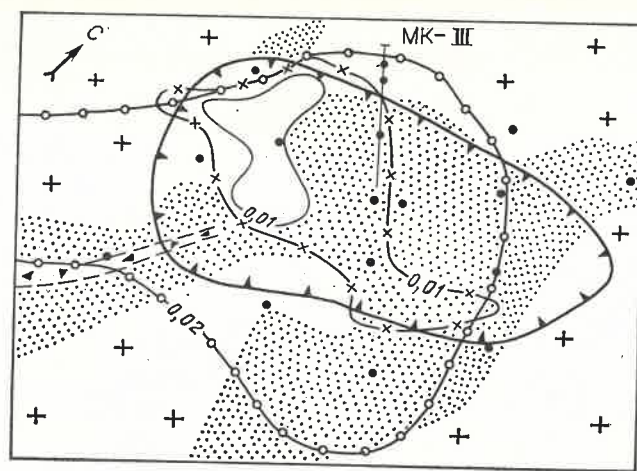


Рис. 1. Результаты поисков на площади Жарчихинского месторождения:
1 — субщелочные гранитоиды; 2 — трубка взрыва;

3 — эоловые пески; 4 — поток рассеяния; ореолы молибдена, %: 5 — вторичный литохимический, 6 — по ТГМП, 7 — по МПФ; 8 — разведочные выработки

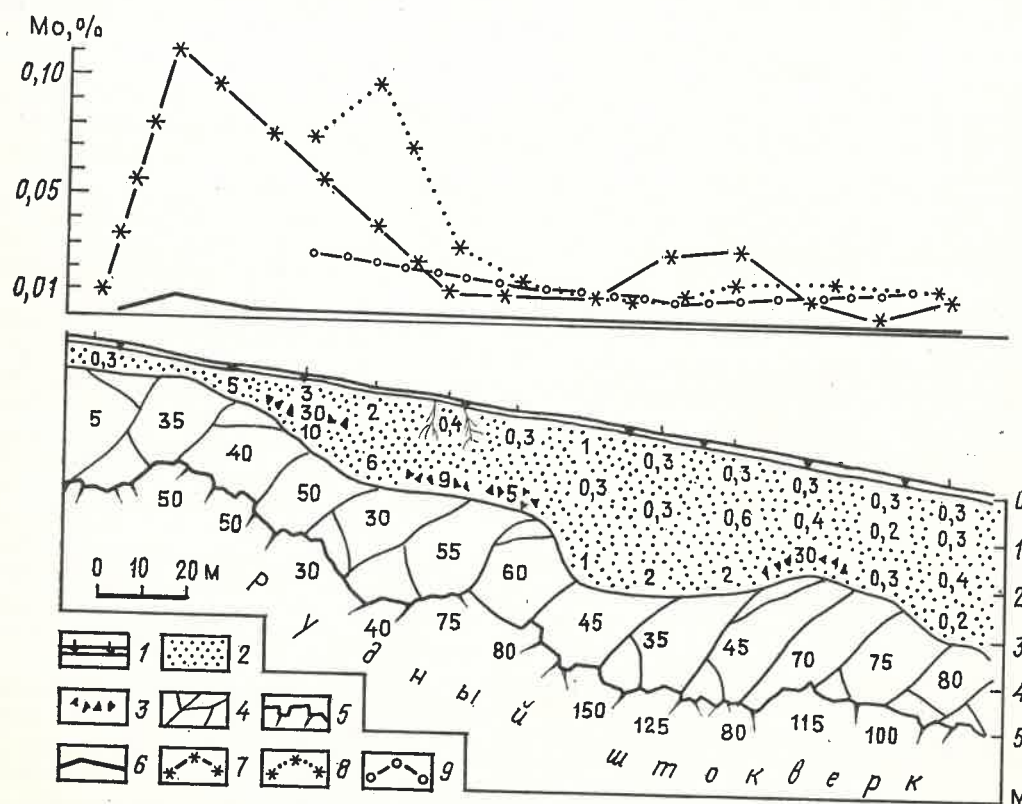


Рис. 2. Разрез по МК-III с результатами различных видов поискового опробования:
1 — почвенный горизонт, места отбора проб на фазовые анализы; 2 — эоловая супесь; 3 — отторженцы структурно-щербнистой коры выветривания; 4 —

структурно-щербнистая кора выветривания; 5 — коренные породы; ореолы молибдена: 6 — вторичный литохимический, 7 — по ТГМП, 8 — по вытяжке Тамма, 9 — по МПФ; цифры на разрезе — содержания молибдена, 10⁻³%

представленном штокверком, приуроченным к трубке взрыва в субщелочных гранитоидах. Месторождение расположено в районе с расчлененным среднегорным рельефом и засушливым резко континентальным климатом. В большей своей части оно скрыто под эоловыми песками, от них свободна только его западная часть. В этой открытой части оруденение отмечается изолинией 0,01 % Мо вторичного литохимического ореола (рис. 1).

Постановке ТГМП предшествовало изучение соотношений различных фаз молибдена во вторичных ореолах. Было исследовано восемь проб из гумусового почвенного горизонта, отобранных вдоль магистральной канавы МК-III. Пробы отделены от оруденения толщей песков слоем 1,5—3,5 м (рис. 2). Результаты химического анализа проб (таблица) показали, что с увеличением мощности песков уменьшаются содержания молибдена, гидроксидов железа и гумуса в целом по пробам и в вытяжках из них. Во вторичном рассеянии воднорастворимый молибден составляет всего 1 %. В минеральном скелете почвы находится две трети всего молибдена. С гидроксидами железа и гумусовым веществом связано в пробах равное количество молибдена (в сумме одна треть). В самих гидроксидах железа содержание молибдена в 40 раз выше валового содержания в почвенной пробе, в гумусе — в 20 раз.

Непосредственное использование заключенных в песках обломков магнетита с целью усиления ореолов показало, что содержание молибдена в них такое же, как и в песках. В пробах ТГМП месторождения происходит концентрирование гидроксидов железа, и их содержание в среднем в 25 раз выше, чем в исходных пробах.

Детальное изучение распределения молибдена в разрезе рыхлых образований свидетельствует об отсутствии высоких содержаний в лежащих на руде эоловых песках. Несколько повышенные содержания изредка отмечаются в линзовидных прослоях-отторженцах лежащей ниже структурно-щербнистой коры выветривания (см. рис. 2). Содержание молибдена в пробах, обогащенных гидроксидами железа (в термогеохимических и в вы-

Распределение молибдена по фазам во вторичных ореолах Жарчихинского месторождения

№ п/п	Мо валовый, 10 ⁻⁴ %	Мо скелета почвы, 10 ⁻⁴ %	Мо воднорастворимый, 10 ⁻⁵ %	Сорг валовый, %	Fe ₂ O ₃ валовое, %	Пирофосфатная вытяжка (Na ₂ P ₂ O ₇ +NaOH)				Вытяжка Тамма	
						Мо, 10 ⁻⁴ %	Мо гуминовых кислот, 10 ⁻⁴ %	Сорг гуминовых кислот, %	Сорг фульво-кислот, %	Fe ₂ O ₃ , %	Мо, 10 ⁻⁴ %
1	27,7	19,1	2,70	3,27	7,10	4,6	2,6	1,17	0,48	0,37	3,7
2	15,8	9,34	1,03	1,96	4,30	1,88	1,19	0,52	0,21	0,022	4,43
3	8,6	5,40	1,24	1,65	4,60	1,7	0,99	0,41	0,44	0,026	1,38
4	7,65	5,89	0,82	1,10	4,10	1,2	0,37	0,25	0,45	0,021	0,48
5	5,35	3,30	0,55	1,75	4,00	1,07	0,35	0,41	0,44	0,027	0,93
6	4,50	3,51	0,28	1,02	3,80	0,65	0,21	0,43	0,21	0,014	0,31
7	5,25	3,84	0,42	1,51	4,00	0,86	0,40	0,40	0,35	0,016	0,50
8	5,20	3,84	0,80	0,60	3,90	0,80	0,33	0,12	0,30	0,011	0,47
Среднее	10,0	6,8	1,0	1,61	4,48	1,60	0,81	0,46	0,36	0,06	1,6

Аналитик З. М. Горбунова.

тяжках Тамма), коррелируется с содержанием в литохимических пробах, но на порядок выше. Максимальные концентрации отмечаются при небольшой (от 0,5 до 2 м) мощности песков, с ее увеличением они быстро падают. Обращает на себя внимание увеличение содержаний ниже скв. 73, где мощность песков около 3 м, очевидно, за счет привноса молибдена с обнаженной части месторождения. На профилях через месторождение наблюдается подобное взаимоотношение: в открытой части метод фиксирует руду с высокими содержаниями, но как только мощность появляющихся эоловых песков начинает возрастать, концентрации в пробах ТГМП резко уменьшаются. Скрытая на глубине руда остается не обнаруженной. Характер ореола по пробам ТГМП (см. рис. 1) показывает, что он фиксирует как открытую часть оруденения, так и засыпанную эоловыми песками небольшой мощности, превосходит вторичный литохимический ореол по площади и лучше отражает распространение оруденения.

В рассматриваемом случае вторичный ореол в гумусовой шапке, покрывающей эоловые пески, образуется не только за счет вертикальной миграции молибдена от руды через толщу песков, но и в результате сноса рудных частиц и солей молибдена с возвышенной открытой части месторождения. Поэтому критическая глубина обнаружения оруденения, полностью закрытого эоловыми песками, будет меньше наблюдаемой в данном примере.

Вдали от эпицентра оруденения фоновое содержание молибдена в пробах, обогащенных гидроксидами железа, также на порядок выше фоновых содержаний в валовых почвенных пробах. В потоке рассеяния на юго-западном фланге месторождения, образованном от его разрушения и содержащем обломки оруденелых брекчий, повышенные содержания молибдена в пробах ТГМП отмечаются на расстоянии до 3 км.

Сходные результаты получены и по другим рудопроявлениям региона. Так, на Надеинском рудопроявлении, в большей части засыпанном эоловыми песками, в пробах резко возрастают содержания рудных элементов при

отсутствии эоловых образований или при их небольшой мощности.

На Леоновском рудопроявлении также в значительной мере перекрытом мощным, в несколько десятков метров, чехлом полигенетических рыхлых образований с эоловыми песками в верхней части разреза, бедное штокверковое оруденение не проявляется в термогеохимических пробах.

На площадях, где развиты рыхлые образования местного генезиса, метод дает хорошие результаты. На Малоойногорском молибденовом штокверке исследования проводились, когда по поверхности уже была вскрыта густо сетью выработок, что привело к изменению условий вторичного рассеяния элементов. Пересъемка вторичных ореолов молибдена показала их значительное усиление. В этих условиях ореолы ТГМП, как и обычно, на порядок выше переснятых вторичных ореолов (рис. 3). Коренное молибденовое оруденение по ним оконтуривается изоконцентратой 0,02 %, максимумы 0,05 % занимают большие площади. Изоконцентрат 0,02 % в целом накладывается на рудоносную область и выходит за ее пределы только в нижней части склона из-за сползания ореола.

Накопительная способность гидроксидов железа изучалась и для других широко распространенных элементов-спутников — W, Cu, Zn, Pb, образующих рудные ореолы молибденового оруденения и собственные месторождения. Гидроксиды железа обладают широким спектром накопления, их использование усиливает не только ореолы молибдена, но в той же мере ореолы W, Cu, Zn и в несколько меньшей степени ореолы Pb. Это существенно как для поисков месторождений молибдена по надрудным элементам, так и для поисков их собственных месторождений.

Значительное усиление ореолов отмечается также на целом ряде исследованных рудопроявлений: Азаргинском, Хамарском, Харасунском, Талахтинском, Студенческом, Усть-Урминском, закрытых автохтонными образованиями различной мощности.

Другим методом усиления ореолов, направленным на повышение глубины поисков, служит метод, основанный на выявлении подвижных форм

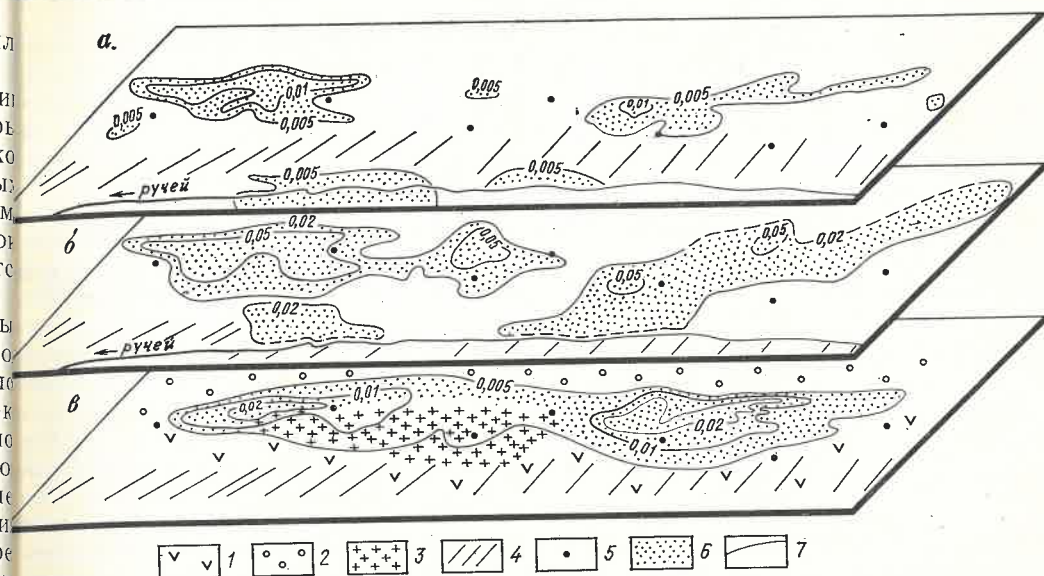


рис. 3. Ореолы молибдена Малоойногорского месторождения:

а — литохимические вторичные ореолы; б — ореолы ТГМП; в — ореолы на поверхности коренных пород; 1 — андезито-базальтовые порфиры; 2 — крем-

нистые породы, сланцы, известняки; 3 — гранит-порфиры; 4 — разведочные профили; 5 — скважины; 6 — площади развития ореолов; 7 — изоконцентраты молибдена, %

металлов в гуматно-фульватном комплексе почв (МПФ). Его рекомендуется применять при поисках перекрытого оруденения, когда обычная литохимическая съемка не эффективна [1].

В Бурятии метод опробовался А. С. Одеговым на Колобковском и Жарчихинском проявлениях молибдена. На Колобковском участке вопрос о глубинности метода остался не решенным из-за мешающего влияния боковой миграции рудных элементов с возвышенной, лишенной эоловых песков части рудопроявления. На Жарчихинском месторождении методом МПФ оруденелая трубка разрыва в целом оконтуривается изолинией, имеющей значение около 0,0002 % или в пересчете на органическое вещество вытяжки ($\text{Mo}/\text{C} \times 100\%$) изолинией 0,02 % Мо (см. рис. 1). Кроме того, изолиния 0,02 % МПФ, большая по площади, появляется и на значительном удалении от оруденения в конце каменистого потока, на юго-западном фланге месторождения, на участке массового отложения временными водотоками оруденелых обломков, сносимых с месторождения. Изолиния 0,01 % МПФ объемлет изолинию 0,02 %, переходит водо-

раздел, где обнажается руда в коренном залегании, и продолжается вниз по пади, поднимаясь высоко на ее безрудные борты. Она отмечается и на северо-восточном фланге в борту пади. В целом намечается общая связь ореолов МПФ, образованных при участии воды и ветра, с денудированным месторождением.

Использование МПФ на месторождении показало наличие больших по площади ореолов и потоков рассеяния, в общем виде совпадающих с вторичными ореолами интенсивностью 0,0002 % Мо. В зависимости от природной обстановки аномалии МПФ могут образоваться и над безрудными породами, что осложняет их интерпретацию. Месторождение оконтуривается изолинией 0,02 % Мо по МПФ, в поведении которой не просматривается связь с резким изменением мощности чехла рыхлых образований от 0 до 40 м. В то же время связь с рельефом более отчетлива, что свидетельствует в пользу образования ореола в большей мере за счет бокового разноса рудного вещества со вскрытой эрозией части месторождения при подчиненной роли вертикальной миграции молибдена через мощную толщу эоловых песков. Вопрос о глубине проникновения метода и

здесь остался не решенным. По поводу МПФ следует сказать, что его связь с оруденением менее определена, чем у ТГМП.

Несмотря на то, что частичная эродированность этих двух объектов не позволила точно установить глубинные возможности МПФ, все же представляется, что эоловые пески Центральной Бурятии являются неблагоприятной средой для его применения. Они обладают грубым механическим составом, мешающим образованию тонкокапиллярной структуры и высокому подтягиванию грунтовой влаги с растворенными в ней рудными элементами к поверхности, и вследствие этого служат экраном для оруденения, залегающего непосредственно под ними или через «прокладку» рыхлых образований иного генезиса.

На поиски перекрытого оруденения ориентирован также метод частичного извлечения металлов (ЧИМ), разработанный в ВИТРе [4]. Он основан на электрохимическом извлечении воднорастворимых форм металлов. Опытные производственные работы показали, что ввиду низких содержаний воднорастворимого молибдена методика исследований нуждается в существенной доработке, чтобы быть пригодной при поисках молибденового оруденения.

Надежность биогеохимического опосредования территории Бурятии проверена нами на целом ряде молибденовых проявлений [5]. Метод применим для рекогносцировки территории, выявления общих перспектив ее металлоносности. Поиски конкретных объектов с помощью этого метода малоэффективны ввиду целого ряда известных причин, основная из которых — недостаточная глубинность.

Рассмотрение поисковых возможностей различных методов усиления вторичных ореолов в условиях широкого развития чехла эоловых образований показало, что все они не обладают глубиной, достаточной для надежного опосредования этой территории. Назрела настоятельная необходимость развернуть ее широкое площадное опосредование с помощью мелкометраж-

ных скважин, разбуривающих чехол рыхлых образований. На первой стадии такие поиски предлагается провести в масштабе 1 : 100 000 с расстоянием между профилями 1 км, а между точками на профиле в 200 м с популярной детализацией выявляемых аномалий. Поиски необходимо сосредоточить в Уда-Тугнуйском междуречье, первую очередь на площади Цаган-Дасанского горста, насыщенного продуктами и других полезных ископаемых. Освоение этих природных богатств часто затрудняется из-за сложности сопоставления разрезов, особенно при существенной дислоцированности пород. Один из путей решения вопроса — использование приемов ритмостратиграфии, подкрепленных новейшими данными по геохимии галогенеза: распределению микроэлементов в соленосных породах (бром, рубидий и др.), определению химического состава жидких включений в минералах. Для эффективного применения ритмостратиграфии необходима информация о цикличности галогенных отложений — типичном признаке морских эвапоритов. Последняя заключается в повторении в разрезе элементов последовательного ряда минеральных парагенетических ассоциаций или минеральных зон, образовавшихся при солнечном испарении морской воды. Наборы таких литостратиграфических единиц, возникающих при галогенезе от начальных до конечных стадий сгущения морских вод в Северном Прикаспии носят название «ритмопачек».

При отсутствии аллохтонных образований, в условиях резко ослабленного у поверхности вторичных остаточных ореолов рассеяния, полезно применение термогеохимического метода поисков существенно повышающего интенсивность ореолов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антропова Л. В. Методы МПФ и ЧИМ для обнаружения рудных зон под рыхлыми отложениями // Методика и техника разведки. 1975. № 10. С. 21—24.
2. Боголюбов А. Н., Ворошилов И. А., Ворошилова Л. Н. Термоманитный геохимический метод поисков рудных месторождений // Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975. С. 237—238.
3. Боголюбов А. Н., Ворошилов И. А., Ворошилова Л. Н. Физико-химические основы термоманитного геохимического метода и первый опыт его применения // Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск, 1978. С. 163—170.
4. Рысс Ю. С., Гольберг И. С. Способ частичного извлечения металлов (ЧИМ) для поисков рудных месторождений // Методика и техника разведки. 1973. № 84. С. 5—18.
5. Орлов В. Г. Возможности биогеохимического метода при поисках месторождений молибдена в Сибири // Сов. геология. 1983. № 1. С. 88—92.

Принята редколлегией 25 мая 1987 г.

Г. А. МОСКОВСКИЙ (Саратовский гос. университет),
С. А. СВИДЗИНСКИЙ (ПГО «Нижевожскгеология»)

Соотношение ритмопачек и циклов седиментации в галогенных разрезах Северного Прикаспия

Галогенные образования соленосных бассейнов характеризуются значительными запасами калийных и магниевых солей, каменной соли, серы, газа, нефти и других полезных ископаемых. Освоение этих природных богатств часто затрудняется из-за сложности сопоставления разрезов, особенно при существенной дислоцированности пород. Один из путей решения вопроса — использование приемов ритмостратиграфии, подкрепленных новейшими данными по геохимии галогенеза: распределению микроэлементов в соленосных породах (бром, рубидий и др.), определению химического состава жидких включений в минералах. Для эффективного применения ритмостратиграфии необходима информация о цикличности галогенных отложений — типичном признаке морских эвапоритов. Последняя заключается в повторении в разрезе элементов последовательного ряда минеральных парагенетических ассоциаций или минеральных зон, образовавшихся при солнечном испарении морской воды. Наборы таких литостратиграфических единиц, возникающих при галогенезе от начальных до конечных стадий сгущения морских вод в Северном Прикаспии носят название «ритмопачек».

Ритмопачку можно определить как элемент галогенного разреза, сложенный сульфатно-карбонатными, сульфатными и хлоридными породами, с различающимися по литологии этапам развития галогенного процесса: подготовительным, сгущения, опреснения.

На первом формируются обычно карбонатно-сульфатные осадки; в этап осолонения (сгущения) образуется каменная соль, хлоридные и сульфатные калийные, калийно-магниевые и магниевые соли с прослоями галита высаливания. Отложения стадии опреснения представлены чередованием каменной соли, ангидрита, галита высаливания, калийных и калийно-магниевых солей. Последние залегают в разрезе в последовательности, обратной той, что отме-

чается для этапа сгущения и являются продуктами переотложения или разложения первичных калийных и калийно-магниевых солей. В большинстве ритмопачек разреза галогенных пород прибортовой зоны Прикаспийской впадины можно выделить все эти элементы внутреннего строения. Однако соотношение их мощностей в пространстве и во времени для различных участков солеродного бассейна часто оказывается различным.

В качестве определяющего принципа при выявлении ритмопачек в галогенном разрезе принимается обычно возвращение условий седиментации в солеродном бассейне к начальным (подготовительным) этапам сгущения растворов в связи с резким их рассолоением [2, 4 и др.]. В прибортовых участках Прикаспийской впадины это выражается в садке ангидрита и доломита; в центральных частях — каменной соли (в этих районах также не исключена возможность более глубокого опреснения рапы).

Как показано во многих работах, посвященных седиментационной цикличности [7, 12 и др.], основной элемент периодических геологических процессов — это циклы седиментации и их вещественное (породное) выражение — «циклиты», «циклотемы» и др. Естественно возникает вопрос, каково же взаимоотношение между циклитами и ритмопачками? Если рассматривать внутреннюю структуру циклита (рис. 1), то в нем можно выделить эвстатические и геохимические циклы [12]. Первым свойственны трансгрессивные и регрессивные ветви (части), характеризующиеся различной продолжительностью и этим определяющие асимметрию цикла. На рис. 1 представлена типичная ритмопачка галогенного разреза Прикаспия. Очевидно, что она вполне соответствует геохимическому циклу по [12] или циклиту по [7]. Причем трансгрессивной части цикла соответствует этап опреснения рапы, а регрессивной — сгущения. Однако, учитывая длительное и довольно

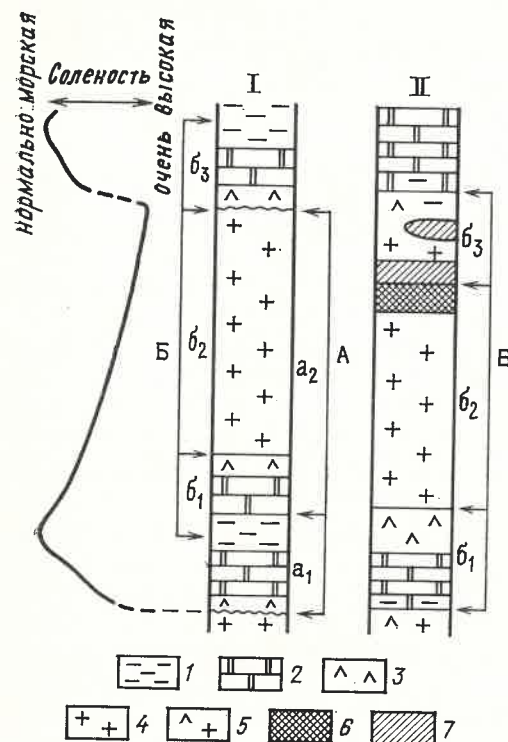


Рис. 1. Строение эвапоритовых циклов (циклитов): идеализированный эвапоритовый цикл: I — формации Парадокс, по [12] с сокращениями, II — западной части обрамления Прикаспийской впадины; А — эв-статический цикл (этапы: а₁ — трансгрессивный, а₂ — регрессивный); Б — геохимический цикл (этапы: б₁ — подготовительный, б₂ — сгущения рапы, б₃ — опреснения рапы); 1 — глины; 2 — доломиты; 3 — ангидриты; 4 — каменная соль; 5 — ангидрит-галит; 6 — калийные и магниевые этапы сгущения рапы; 7 — вторичные калийные соли этапа опреснения рапы

распространенное использование термина «ритмопачка» для обозначения основных элементов галогенного разреза в регионе, мы считаем возможным его дальнейшее использование как аналога термина «циклит».

Для установления циклов седиментации (циклитов или ритмопачек) при расчленении и сопоставлении разрезов, прежде всего необходима идентификация горизонтов сульфатно-карбонатно-го и терригенно-карбонатно-сульфатно-го состава (или базальных горизонтов ритмопачек), имеющих наиболее широкое площадное распространение в соленосном бассейне. Для прибортовых районов показано [11 и др.], что большинство базальных горизонтов хорошо коррелируется между собой, а соответствие многих из них начальным элементам циклов галогенной седиментации не подвергалось сомнению [6].

Обстоятельный анализ строения ритмопачек даже в наиболее полных разрезах галогенных образований прибортовой зоны показывает, что часто они содержат не все минеральные зоны, т. е. редуцированы в той или иной степени. Существенные трудности встречаются при выделении ритмопачек в разрезах солянокупольных структур, в частности Эльтонской, Баскунчакской, Индерской и других, а также краевых частей соленосного бассейна (например Сафроновский участок на южном окончании Приволжской моноклинали). Так, для удаленных от краевых частей бассейна солянокупольных объектов характерно выпадение из разрезов отложений подготовительного этапа. Краевым частям свойственно резкое возрастание роли глинисто-карбонатно-сульфатных отложений. Кроме того, запаздывающее погружение западных районов рассматриваемого соленосного бассейна (относительно центральных и восточных его частей) приводило к поступлению сюда особо концентрированных эвтонических рассолов, освободившихся на путях миграции от части калийной и калийно-магниевого составляющей и образовавшихся здесь в конечном итоге мощные залежи хлористого магния — бишофита [1, 6, 8].

При столь существенных различиях в строении циклов галогенеза, решение задач расчленения и корреляции разрезов требует использования данных геохимических исследований. Кроме того возникает необходимость в усовершенствовании классификации циклов. Полученный материал по составу жидких включений в галите и опыт расчленения разрезов с использованием этих данных [8, 10] позволили выделить следующие разновидности циклов галогенеза: 1) незавершенные; 2) завершенные; 3) завершенные редуцированные; 4) сложные.

В незавершенных циклах галогенеза [3] галогенный процесс не достигал садки сульфатов магния и калийно-магневых минералов, а состав осадков представлен триадой: доломит-ангидрит-каменная соль. Из экспериментальных данных по [6] следует, что максимальные значения бромхлорного отношения ($Bg \cdot 10^3/Cl$) могут достигать в каменной соли 0,4, а содержания

ионов калия и магния в рапе включений в галите не должно превышать их количеств, соответствующих эпсомитовой стадии сгущения ($K^+—15,3$; $Mg^{2+}—73,6$). К таким циклам с полной уверенностью можно отнести лишь так называемую приволжскую ритмопачку, повсеместно распространенную в западной части обрамления впадины (рис. 2). В ее разрезе не встречено первичных калийных солей, а содержание ионов калия, магния и сульфата в рапе включений в галите из разреза галогенных пород Краснокутского участка прибортового района впадины составляет (г/л): $K^+ 5—8$; $Mg^{2+} 20—30$; $SO_4^{2-} 10$. Бромхлорное отношение здесь по данным И. К. Жеребцовой [5] также не превышает 0,03—0,08, т. е. уровня начала садки галита. Здесь ни по литологии, ни по геохимии не удается установить этап опреснения рапы. Аналогом приволжской ритмопачки, по нашему мнению, служат так называемые галопелит-ангидритовый горизонт Эльтона и главный ангидритовый пласт Индерской солянокупольной структуры.

В завершенных циклах галогенеза [2] галогенная седиментация достигла садки калийных, калийно-магневых солей. Бромхлорное отношение в породах, относящихся к этому циклу могло достигать 20 и более (при содержании брома 0,4—0,7 %), а содержание ионов калия и магния составляло на начало стадии садки сальвина соответственно: 32—40; 60—90 г/л; карналлита — 25—30; 90—100 г/л, бишофита 1—3 и 100—110 г/л. Содержания рубидия в кунгурских солях, образующихся на высоких стадиях сгущения рапы изменяются также соответственно данным, полученным из опытов по испарению современной морской воды.

К таким циклам седиментации на западе и северо-западе прибортового района Прикаспийской впадины можно отнести погожский и антиповский. Этапы опреснения в таких циклах хорошо выражены даже в литологии. В их разрезах присутствует (кроме каменной соли и вторичных калийных солей) галит высаливания с редкой вкрапленностью карналлита. Для каменной соли и галита высаливания характерны высокие значения бромхлор-

Ярус	Толща	Ритмопачки	Лито-логия	Мощ-ность, м
Кунгурский	Соленосная	Покровный ангидрит	1	10—150
		Ерүсланская	+	50—150
		Долинная	+	20—215
		Пигаревская	+	20—180
		Антиповская	+	40—170
		Погожская	+	60—170
		Луговская	+	50—260
		Приволжская	+	20—55
		Карпенская	+	50—350
		Балыклейская	+	70—220
Сульфатно-карбонатная		Волгоградская	+	50—230
		6		До 230
		5		
		4		
		3		
		2		
		1		

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка галогенных отложений Приволжской моноклинали, по [8] с сокращениями: 1 — доломит; 2 — ангидрит; 3 — ангидрит с глиной; 4 — ангидрит с мергелем; 5 — магнезит; 6 — каменная соль; 7 — полигалит; 8 — каменная соль с полигалитом и карналлитом; 9 — сальвин-карналлит и карналлит-сальвинит; 10 — карналлит-бишофит и бишофит-карналлит

ного отношения, соответствующие началу сальвинитовой стадии (0,3—0,4). В то же время бромхлорное отношение в карналлите и сальвине здесь существенно ниже (обычно не менее чем в два раза) относительно экспериментальных данных по испарению морской воды и тех же значений, что характерны для сальвинита и карналлита этапа прогрессирующего сгущения. Все это указывает на существенную роль в их образовании десцендентных растворов. Последнее подтверждается и составом растворов включений в галите из этих интервалов разреза. Например для каменной соли из верхней части разреза антиповской ритмопачки Краснокутского участка северо-запада прибортовой зоны содержания ионов калия и магния в рапе включений в галите составляют соответственно 35—40 и 30—50 г/л, при почти полном отсутствии ионов сульфата.

Среди завершенных редуцированных циклов галогенеза выделяются следующие разновидности: а) мнимо незавершенные, б) неполные.

В ритмопачках, которые можно отнести к мнимо незавершенным циклам галогенеза, присутствуют только базальные пласты ангидрит-доломитового состава и каменная соль. Однако для каменной соли устанавливаются геохимические аномалии как в значении бромхлорного отношения, достигающего 0,3—0,4, так и по содержанию ионов в рапе включений в седиментационном и раннедиагенетическом галите (они достигают уровня стадии садки сильвинита: K^+ —30—35; Mg^{2+} —60—80; SO_4^{2-} —5—40 г/л). Иногда здесь встречаются линзы и прослои шпатового галита, аналогичного так называемым псевдосильвинитам Эльтона, с соотношением ионов в рапе включений, отвечающим растворам выщелачивания калийных солей (K^+ —20—30; Mg^{2+} —10—40; SO_4^{2-} —0—10; Ca^{2+} —0—15 г/л). В верхних частях таких ритмопачек залегает обычно каменная соль, отложившаяся из рапы, с содержанием ионов, отвечающим начальной — средней стадии садки галита. Она может рассматриваться как аналог отложений этапа опреснения рапы.

Указанные выше геохимические аномалии подтверждаются геофизическими методами крайне редко, лишь при наличии хотя бы незначительной вкрапленности калийных солей. По своему положению (верхняя треть разреза ритмопачек) они соответствуют калийно-магниевым пластам, которые могут быть или уже обнаружены в этом же интервале разреза в соседних участках соленосного бассейна. Подобные факты установлены нами на Краснокутском участке севера Приволжской моноклинали (скв. 1 К-К, карпенская ритмопачка).

Завершенные неполные циклы галогенеза характеризуются либо ранним прекращением процесса сгущения рапы и отсутствием отложений заключительных стадий сгущения (карналлит-бишофитовой или бишофитовой породы), либо сокращенной мощностью солей этапа опреснения. К неполным завершенным циклам следует, видимо, отнести и те, в которых резко сокращена мощность каменной соли этапа сгущения,

при относительно большем объеме калиеносных пород. Следует заметить, что часть ритмопачек галогенного разреза Прикаспийской впадины (по крайней мере западных и юго-западных ее районов) можно было бы считать завершенными неполными даже при наличии пород наивысшей стадии сгущения, так как в них отсутствуют отложения сульфатов магния, подстилающих зону сильвинита. Однако надо иметь в виду, что вследствие высокой степени метаморфизации рапы в Прикаспийском солеродном бассейне, зона сульфатов магния смещена здесь вверх по разрезу и накладывается на сильвинитовую (как в антиповской ритмопачке северо-западного обрамления впадины) или на карналлитовую зону (в погожской ритмопачке во всем западном ее обрамлении).

Причиной образования завершенных редуцированных циклов галогенеза являются, видимо, локальные особенности седиментогенеза, определяющиеся дифференцированностью тектонических движений на площади солеродного бассейна.

В реконструкции условий галогенеза и сопоставления разрезов с сокращенными объемами их отдельных составных частей, особенно возрастает роль геохимических данных. Примером может служить интерпретация строения разреза Сафроновского участка юга Приволжской моноклинали или Гремячинского месторождения калийных солей [14], сильвиниты которых определены на основании анализа состава растворов включений в седиментационном галите как преимущественно вторичные, образовавшиеся в западной периферической части бишофитового пласта [8, 9].

Сложные циклы галогенеза характеризуются неоднократным повторением процессов калиенакопления, прерываемым кратковременным опреснением рапы, а также садкой галита высаливания и каменной соли. Примером может служить часть разреза Эльтонского месторождения калийных солей, включающая пятый маркирующий пласт калиеносного горизонта. Здесь выделяется до десяти ритмов более мелкого порядка [15].

Приведенная выше классификация не в полной мере отражает всю сложность

процессов галогенеза. Это связано прежде всего с усложнением строения ритмопачек, обусловленным переотложением солей (в том числе калийных и калийно-магниевых) не только на этапе опреснения, но и на подготовительном и начальных стадиях сгущения рапы. Вследствие этого происходит либо возрастание мощности галитовой зоны (например, в луговской ритмопачке Приволжской моноклинали), либо отложение калийных солей (преимущественно полигалита) ближе к основанию галитовой зоны или непосредственно над ангидрит-доломитовым пластом. Последнее отмечается для Волгоградской и балыклейской ритмопачек западной и северо-западной частей обрамления впадины [11].

Накопленный в последние годы опыт изучения галогенных разрезов кунгура Прикаспийской впадины и ее обрамления показывает, что их ритмичность вполне поддается расшифровке. Однако корреляция выделяемых в разрезах литостратиграфических единиц (ритмопачек) наиболее достоверна для тех этапов развития солеродного бассейна, когда он представлял собой единое целое. Таким он был, вероятно, на начальных этапах образования ритмопачек, т. е. во время садки доломита, ангидрита и части каменной соли. Мы полагаем, что при садке калийных и магниевых солей площадь соленакопления в пределах бассейна не являлась единым целым, однако связь между отдельными его частями сохранялась. Это подтверждается для северо-западной и западной частей обрамления впадины и западной части самой впадины данными, приведенными в работах [1, 6, 8]. Отмеченная связь обуславливает сопряженность развития отдельных участков солеродного бассейна и, соответственно, строения ритмопачек в галогенных разрезах. Из этого следует, что отсутствие или «размазанность» калийных или магниевых зон в каких-либо участках впадины будет определять пониженную мощность галитовой зоны в прилегающих районах ее обрамления или даже появления полигалита в основании последней. Принцип сопряженности строения ритмопачек, видимо, позволит в дальнейшем сопоставить разрезы на всей территории развития галогенных отложений

Северного Прикаспия.

Используя комплекс литологических и геофизических данных, а также результаты геохимических исследований, в частности состава рапы включений в галите для выделения описанных выше разновидностей циклов (циклитов), мы провели расчленение и взаимную увязку разрезов галогенных образований Эльтонской и Баскунчакской солянокупольных структур и сопоставление их с разрезом северо-западной части прибортовой зоны. Обоснованием такого сопоставления послужило выделение в составе Эльтонского разреза аналога приволжской ритмопачки прибортовой зоны — галопелит-ангидритового горизонта; установление границы, отмечающей резкое повышение роли континентального стока в составе рапы бассейна (появление включений с раствором хлоркальциевого типа) и хорошо выраженной в разрезах прибортовой зоны, а также появление в верхней части Эльтонского разреза базальных горизонтов ангидрит-доломитового состава, типичных для прибортовых районов впадины [8, 14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали/М. А. Жарков, Т. М. Жаркова, Г. А. Мерзляков и др.//Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск, 1980. С. 4—32.
2. Валяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей.— М.: МГУ, 1962.
3. Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей.— М.: МГУ, 1966.
4. Горбов А. Ф., Банера Н. И. Особенности макропериодичности соленакопления в платформенных областях (на примере кунгура Приволжской моноклинали)//Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, 1971. С. 126—128.
5. Жеребцова И. К., Золотарева В. А., Пантелеева О. Д. Геохимические особенности формирования соленосных отложений в северной части Приволжской моноклинали//Физико-химические закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах. М., 1986. С. 13—21.
6. К генезису калийных солей и бишофита соляных отложений Приволжской моноклинали/М. Г. Валяшко, И. К. Жеребцова, Н. П. Гребенников, В. А. Ермаков//Бром в соляных отложениях и рассолах. М., 1976. С. 436—453.
7. Каргодин Ю. Н. Седиментационная цикличность.— М.: Недра, 1980.

8. Московский Г. А. Исследования физико-химических условий седиментации кунгурских галогенных отложений западной части Прикаспийской синеклизы по включениям в минералах: Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. М., 1983.
9. Московский Г. А., Румянцев О. П. Условия образования галогенных отложений Сафроновской площади Приволжской моноклинали (по включениям в минералах)// Геохимические закономерности формирования галогенных отложений. Новосибирск, 1983. С. 88—90.
10. Московский Г. А., Сиротин К. М., Ковальский Ф. И. Физико-химические условия галогенной седиментации в западной части Прикаспийской синеклизы по результатам изучения включений в минералах солей// Тез. 27 МКГ. М., 1984. Т. II. С. 141—142.
11. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия/В. С. Деревягин, С. А. Свидзинский, В. И. Седлецкий и др.— Ростов н/Д: РГУ, 1981.
12. Петерсон Дж. А., Хаит Р. Дж. Пенсиль-

- ванские эвапорито-карбонатные циклы и взаимосвязь с залежами (распространен) нефти в южной части Скалистых гор. Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., 1972. С. 127—154.
13. Результаты изучения калиеносности Приволжской моноклинали/С. А. Свидзинский, Ф. И. Ковальский, Л. В. Аношин, М. Музалевский//Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, 1983. С. 89—94.
14. Свидзинский С. А. Сводный разрез галогенных образований западной части Северного Прикаспия//Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, 1983. С. 87—88.
15. Сводный разрез галогенных образований Эльтонской структуры и принципы его корреляции/С. А. Свидзинский, Ф. И. Ковальский, Л. Н. Морозов и др./Проблемы соленакпления. Т. II. Новосибирск, 1977. С. 49—54.

Принята редколлегией 25 апреля 1988



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 56:551.734(234.853-11)

Г. А. СТЕПАНОВА (ПГО «Оренбурггеология»)

Биостратиграфия девона восточного склона Южного Урала

Девонские отложения на восточном склоне Южного Урала имеют широкое распространение и представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. К ним приурочены все известные здесь месторождения колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд.

Основы стратиграфии в регионе заложены Л. С. Либровичем (1936), который при проведении геологосъемочных работ в Кизило-Уртазымском районе расчленил девонские отложения на ряд местных свит: ирендыкскую — нижний девон, улутаускую — средний, колтубанскую — франский ярус верхнего девона, зилаирскую — фаменский ярус — низы турнейского (табл. 1). Позднее О. А. Нестоянова (1973), взяв за основу схему Л. С. Либровича, вслед за ним при картировании вулканических построек указала на генетическую связь рифогенных известняков с вул-

канитами и впервые приступила к зональному расчленению девонских отложений.

Для проведения в регионе крупномасштабного геологического картирования необходима детальная стратиграфическая схема девона. Существующая унифицированная стратиграфическая схема девонских образований Урала для восточного субрегиона [7] разработана по разрезам девона Северного и Среднего Урала и мало приемлема для Южного, отличающегося спецификой своего развития и характером отложений. Кроме того, в этой схеме отсутствуют горизонты и зональное расчленение верхнедевонских отложений. В последние годы выполнены работы по ревизии и монографическому изучению органических остатков, что позволило уточнить возраст свит, выделенных Л. С. Либровичем. Автор на основании монографического описания брахиопод, изучения

разрезов и анализа всего комплекса органических остатков разработала биостратиграфическую схему девонских отложений. Эта схема предлагается как субрегиональная для восточного склона Южного Урала (табл. 2). Основной таксономической единицей субрегионального подразделения, согласно Стратиграфическому кодексу СССР, является горизонт. Местная зона — лона — подчинена по рангу горизонту и устанавливается по фаунистическому комплексу.

Девонские отложения на восточном склоне Южного Урала представлены тремя отделами и имеют мощность 7—8 км. Граница между силурийской и девонской системами проводится по смене комплексов органических остатков в углито-кремнистых сланцах сакмарской свиты, в подошве слоев, содержащих *Monograptus uniformis* Prib. Граница девонской и каменноугольной систем устанавливается в кровле зоны *Wocklumeria*, или местной зоны (лоны) *Quasiendothyra kobetusana*. В. Л. Черкасов [4] в Восточном Оренбуржье выделил следующие структурно-формационные зоны (с запада на восток): Вознесенско-Присакмарскую, Тубинско-Гайскую, Орскую, Уральскую, Ащebutакскую, Ахуно-Кацбахскую, Джусинскую, Среднеорско-Домбаровскую и Айдырлинскую.

Нижний девон. Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего девона прослежены в Вознесенско-Присакмарской, Орской и Айдырлинской зонах. Они подразделены на три яруса — лоховский, пражский и эмский. Четких границ между ярусами не наблюдается, так как они проходят в монофациальных разрезах, не охарактеризованных фауной. А там, где нижнедевонские отложения фаунистически хорошо охарактеризованы, они залегают в разобщенных тектонических блоках и представлены каким-либо одним ярусом.

Лоховский ярус. Фаунистически охарактеризованные отложения прослежены на Центральноуральском поднятии, в Вознесенско-Присакмарской и Орской зонах, где они подразделены на два подъяруса. Отложения нижнего подъяруса с зональным видом *Monograptus uniformis* выделены

Б. М. Садрисламовым в орский горизонт. Отложения верхнего подъяруса выделяются нами в гайнулинский горизонт.

Нижнеохловский подъярус. Орский горизонт. Стратотип расположен на правобережье р. Урал, в Орской зоне, где вблизи разъезда Ущелье обнажены вулканиты мостостровского комплекса. Нижняя часть комплекса выделена в орскую толщу, сложенную лавотуфобрекчиями с прослоями конгломерато-брекчий, гравелитов, песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев с *Linograptus posthumus posthumus* (R. Richt.), *Monograptus ex gr. uncinatus* Tul., *M. uncinatus uniformis* Prib., *M. uniformis* Prib. Мощность толщи 250 м. Отложения сакмарской свиты, относимые к орскому горизонту, представлены кремнями, фтанитами, кремнистыми, углистыми, глинисто-кремнистыми сланцами с *Monograptus ex gr. uniformis* Prib. (мощность 50 м).

Верхнеохловский подъярус. Гайнулинский горизонт выделяется в объеме зоны *Monograptus hercynicus*. Стратотип находится в районе д. Гайнулино, где обнажена нижняя часть мазовской свиты, выделенная В. Т. Тищенко [6]. Она сложена кремнями, фтанитами, конглобрекчиями, кремнисто-углистыми сланцами с *Monograptus hercynicus* Prib. (мощность 50 м).

Пражский ярус. Фаунистически охарактеризованные отложения пражского яруса распространены на Центральноуральском поднятии и в Вознесенско-Присакмарской зоне Восточного Оренбуржья, а также севернее, в Ирендык-Крыктинской и Узункырской зонах, в районе оз. Ускуль, в Гумбейско-Субутакской зоне и в Восточно-Уральском погружении. Отложения яруса относятся к ишкининскому горизонту, выделяемому в объеме лоны *Iydelinia pseudoiydelensis* (см. табл. 2).

Ишкининский горизонт. Стратотип находится восточнее д. Ишкинино, где непосредственно на отложениях гайнулинского горизонта с граптолитами залегают кремнистые конглобрекции, кремнистые сланцы и рифогенные известняки, слагающие среднюю часть мазовской свиты (мощность 100 м). В ишкининской рифогенной постройке

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем разных авторов для расчленения девона

Л. С. Либрович, 1936				О. А. Нестоянова, 1959—1975			
Силурийская				Силурийская			
Сакмарская				Сакмарская			
Ирендыкская				Ирендыкская			
Улутауская				Улутауская			
Живетский				Живетский			
Эйфельский				Эйфельский			
Средний				Средний			
Нижний				Нижний			
Верхний				Верхний			
Фаменский				Фаменский			
Турне				Турне			
Нижний				Нижний			
Кarbon				Кarbon			
Система				Система			
Свита				Свита, толща			
Ярус				Ярус			
Отдел				Отдел			
Система				Система			

Предлагаемая схема					
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита	Горизонт, толща
Девонская	Верхний	Фаменский	Верхний	Зилаирская	Лытвинский
			Средний		Кушелгинский
			Нижний		Мурзакаевский
					Макаровский
	Средний	Франский	Верхний	Колтубанская	Устьколпакская
					Ириклинская
					Таштугайская
			Нижний		Кильтинская
	Средний	Живетский	Верхний	Мукасовская	Солончатская
			Нижний		
			Верхний		Улутауская
			Нижний		
	Нижний	Эмский	Верхний	Бугулыгирская	Бугулыгирская
			Нижний		Ирендыкская
					Анастасьевская
					Купинская
Девонская	Верхний	Фаменский	Верхний	Зилаирская	Ишкининская
			Средний		Гайнулинская
			Нижний		Орская

Таблица 2

Субрегиональная стратиграфическая схема девонских отложений

Общая стратиграфическая шкала			Субрегиональная стратиграфическая шкала		Корреляция местной стратиграфических разрезов							
Отдел	Ярус	Под-ярус	Горизонт	Лопа	Вознесенско-Присакмарская зона	Тубинско-Гайская зона	Орская зона	Уральская зона	Ащебутацкая зона	Ахуно-Кацбахская зона	Среднеорско-Домбаровская зона	Айдырлинская зона
Верхний	Фаменский	Верхний	Лытвинский	Quasiendothyra kobeitusana	Зилаирская свита (400—500 м)			Лытвинский горизонт (50 м)			Вулканогенно-осадочная толща (250—500 м)	
		Средний	Кушелгинский	Acanthatia uralica				Кушелгинский горизонт (100 м)				
			Мурзакаевский	Cyrtospirifer postarchiaci				Мурзакаевский горизонт (200 м)				
		Нижний	Макаровский	Cyrtospirifer asiaticus				Макаровский горизонт (270 м)	Караганская толща (400—800 м)			
	Франский	Верхний	Устьколпакский	„Pugnoides“ triaequalis	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (50 м)			Устьколпакская толща (200 м)			Вулканогенно-осадочная толща (100—300 м)	
			Ириклинский	Markovskiiella striata				Ириклинская толща (200 м)	?	?		
			Таштугайский	Calvinaria biplacata				Таштугайская толща (400 м)				
		Нижний	Кильтинский	Uchtella praesemilukiana				Колпакская толща (500 м)	Кильтинская толща (150 м)			
Средний	Живетский	Верхний	Улутауский	Stringocephalus burtini	Улутауская свита (1000—1500 м)			Юснинский вулканогенный комплекс (1000 м)	Шубартауская толща (1000 м)		Вулканогенная толща (500—1000 м)	Верхняя часть (1000—1500 м)
		Нижний		Bornhardtina					Суундукская толща (700 м)			
		Верхний	Бугулыгирский	Tortodus kockeliani — Tortodus australis					Ащебутацкая толща (более 400 м)	Сатубайбинская толща		
		Нижний	Ирендыкский	Zdimir pseudobaschkiricus					Ащебутацкая толща (более 400 м)	Соленодольская толща (2200 м)	Кутебайская толща (700—1300 м)	
	Эйфельский				Ирендыкская свита (1000 м)			?				Вулканогенный комплекс
	Эмский		Анастасьевский	Favosites regularrissimus	Анастасьевская толща (200 м)					Айджерганская толща (2500 м)	Киёмбаевская толща (200—700 м)	Красноярская толща (1000 м)
			Купинский	Karpinskia conjugula — Nymphorhynchia pseudolivonica								
			Ишкининский	Ivdelinia pseudoiidensis								
			Гайнулинский	Monograptus hercynicus								
Нижний	Пракский	Верхний	Орский	Monograptus uniformis	Сакмарская свита (50 м)							
	Лохковский	Нижний										

найжены брахиоподы *Schizophoria fragilis* Kozl., *Ivdelinia pseudoivdelensis* (Khod.), *Gypidula vulgaris* I. et M. Breiv., *G. cf. optata* (Barr.), *Glossinotoechia cf. princeps* (Barr.), *Sphaerirhynchia vijaica* (Khod.), *Carinata comata* (Barr.). Большинство видов описаны из пражского яруса Богемии, Урала и Салаира. *Sphaerirhynchia vijaica* является зональным видом вижайского горизонта пражского яруса восточного склона Северного и Среднего Урала.

Эмский ярус. Фаунистически охарактеризованные отложения яруса широко распространены на Центрально-уральском поднятии, в Вознесенско-Присакмарской и Айдырлинской зонах. Они подразделены на купинский и анастасьевский горизонты.

Купинский горизонт выделяется в объеме лоны *Karpinskia conjugula*. Стратотип расположен юго-западнее оз. Купа, где обнажена средняя часть мазовской свиты, сложенная конглобритками, кремнистыми сланцами и биогермными известняками (мощность 150 м). На Центральноуральском поднятии, в 7 км юго-западнее пос. Хмелевка, в рифогенных известняках найдены *Karpinskia cf. conjugula* Tschern., *Gypidula cf. osturalica* Khod. et M. Breiv., *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Fasciphyllum petshorense* Soshk. Эти виды широко распространены в нижнедевонских отложениях Западной Европы, Урала, Средней Азии и Сибири.

Анастасьевский горизонт выделяется в объеме лоны *Favosites regularissimus*. Стратотип находится в 3 км юго-западнее д. Анастасьевка, где в логу была вскрыта скважинами и обнажается верхняя часть мазовской свиты, сложенная гравелитами, алевролитами и биогермными известняками (мощность 200 м). В известняках встречены многочисленные колонии кораллов и строматопорат — *Stellopora barba* (Bog.), *S. spica* (Bog.), *Simplexodictyon praemordium grandis* (Bog.), *Favosites cf. regularissimus* Yanet, *Lyriellasma cf. petshorense* (Soshk.). В кремнистых сланцах восточнее д. Мазово, на левом берегу р. Дергаиш, В. А. Маслов обнаружил конодонты *Polygnathus cf. serotinus* Telf., *P. cf. inversus* Klapp. et

John, *P. cf. cracens* Klapp., *Ziegliscus*. Стратотип ирендыкской свиты описан Л. С. Либровичем (1936) в районе хр. Ирендык, где он сложен породами основных и кислых пород, их характеризующие эмский ярус. В Гайской структуре к эмскому ярусу относятся верхние слои подрудной толщи, в Ахуно-Кацбахской зоне — ахуно-Присакмарской зоне к ирендык-джерганскую толщу, в Джусинской — к ирендык-самую нижнюю вулканогенную толщу. В Среднеорско-Домбаровской — к ирендык-баевскую толщу. В Айдырлинской зоне к анастасьевскому горизонту относятся красная толща, сложенная лавами и туфами основного и кислого состава, образующие вулканическую толщу, рифогенными известняками (мощность 1000 м). В известняках встречаются *Amphipora ex gr. regularis* Less., *A. ex gr. spica* Bog., *Favosites regularissimus minor* Yanet, *F. gregalis* Porf., характерные для вкрапленных руд (мощность 1000—1500 м), надрудная — лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами основного, среднего и кислого состава (мощность 400—2000 м). С вулканическими ассоциируют рифогенные постройки, содержащие богатый комплекс строматопорат, кораллов, брахиопод и криноидей. В гадиловских рифогенных постройках [3] встречаются виды: *Parallelostrota divergens* Gall et St. Jean., *Favosites goldfusi* d'Orb., *Dendrostella trigemma* (Quenst.), *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.), *Calvia calvata* (Khod. et Breiv.), *Septalaria transuralica* (Tschern.), *Sibirirhynchia alata* (Khod.), *Carvinopugnax kakvensis* (Khod.), *Desquamatia totaensis* Khod., *Tuberculatrypa scaberba* (Khod.), *Delthyris orbitata* (Barr.), *Cyrtina heteroclitia intermedia* Rozn., характерные для эйфельского яруса Урала и других регионов СССР.

Средний девон. Вулканогенные вулканогенно-осадочные образования среднего девона принимают участие в строении почти всех структурно-формационных зон Восточного Оренбургского и Живетского ярусов. Эйфельский ярус выделяется в объеме зон *Zdimir pseudobaschkiricus* и *Tortodus*. К живетскому ярусу отнесены отложения зон *Bornhardtina*, ее аналоги и зона *Stringocephalus*.

Эйфельский ярус. Образования яруса имеют преимущественно вулканогенный состав и являются рудовмещающими. Они относятся к ирендыкской свите, возраст которой первоначально считался раннедевонским. Более полные сборы и монографическое описание фауны позволили уточнить возраст свиты и отнести ее к эйфельскому ярусу. В. А. Маслов [1] образования ирендыкской свиты и ее аналоги относит к конодонтовой зоне *Polygnathus costatus patulus*, *P. costatus partitus*, *P. costatus costatus*. На основе ирендыкской свиты следует выделить ирендыкский горизонт. Выше лежащие кремнистые сланцы бугулыгирской толщи, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования конодонтовыми зонами *Tortodus australis*, *T. kockelianus* отнесены к бугулыгирскому горизонту.

Ирендыкский горизонт выделяется в объеме зоны *Zdimir pseudobaschkiricus*.

Бугулыгирский горизонт. Стратотип описан Л. С. Либровичем на горе Бугулыгир, где он представлен красными яшмами, обломочными туфами и туфитами (мощность 200—250 м). Южнее горы Бугулыгир в красных яшмах В. Ю. Родионов [5] встретил конодонты *Polygnathus robusticostatus* Bisch. et Zieg., *P. trigonicus* Bisch. et Zieg., *P. eflus* Bisch. et Zieg., *Roundya triangularis* Bisch. et Zieg., характерные для верхней половины зоны *Tortodus kockelianus*. В районе пос. Новочеркасский О. В. Артюшкова [5] обнаружила конодонты *Tortodus kockelianus australis* (Jaks.), *Polygnathus pseudofolius* Witt., *P. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *P. eflus* Busch. et Zieg., *P. linguiformis linguiformis* Hinde, характерные для зоны *Tortodus australis*. В Вознесенско-Присакмарской зоне В. Т. Тищенко к бугулыгирскому горизонту относит кульбердинский (бугулыгирский) вулканогенный комплекс, в Тубинско-Гайской — яшмы и яшмовидные кремни, в Орской — вулканиды основного состава. В Ахуно-Кацбахской зоне к бугулыгирскому горизонту относится сатубалбинская толща, сложенная основными эффузивами с прослоями яшм, содержащих конодонты *Polygnathus cf. trigonicus* (Tschern.), *Calvia calvata* (Khod. et Breiv.), *Septalaria transuralica* (Tschern.), *Sibirirhynchia alata* (Khod.), *Carvinopugnax kakvensis* (Khod.), *Desquamatia totaensis* Khod., *Tuberculatrypa scaberba* (Khod.), *Delthyris orbitata* (Barr.), *Cyrtina heteroclitia intermedia* Rozn., характерные для эйфельского яруса Урала и других регионов СССР.

В Ашебутакской зоне к эйфельскому ярусу отнесены нижние части вулканогенного разреза, выделенные в ашебутакскую толщу. В Ахуно-Кацбахской зоне к ирендыкскому горизонту отнесена солондольская толща, сложенная вулканидами с прослоями яшм, углито-кремнистых сланцев, содержащих конодонты *Polygnathus ex gr. costatus* Klapp., в Среднеорско-Домбаровской — кутебайская. В Айдырлинской зоне к ирендыкскому горизонту следует отнести нижнюю часть среднедевонского вулканогенного комплекса.

Живетский ярус. Отложения яруса распространены во всех структурно-формационных зонах. На западном борту Магнитогорского прогиба к ним отнесены вулканогенно-осадочные образования улутауской свиты и юсинский вулканогенный комплекс. Живетский ярус включает отложения конодонтовых зон *ensensis* и *varcus*. Зоне *ensensis* на Урале соответствует зона *Bornhardtina*. Зоне *varcus* отвечает зона *Stringocephalus burtini*. Отдельные особи *Stringocephalus burtini* Defr. встречаются в зоне *Bornhardtina*. Поэтому все отложения яруса в регионе выделяются в улутауский горизонт в объеме зоны *Stringocephalus burtini* в широком понимании.

Улутауский горизонт. Стратотип улутауской свиты описан Л. С. Либровичем.

вичем на широте горы Улутау. В нижней части она сложена туфами, туффитами андезитовых и дацитовых порфиритов, выше отмечаются туфы пироксен-плагноклазовых и пироксеновых порфиритов. В верхах свиты залегают кремнистые сланцы и яшмы с подчиненными известняками и прослоями туфов. Мощность свиты 1000—1500 м. В Вознесенско-Присакмарской, Тубинско-Гайской, Орской зонах и на западном борту Уральской зоны свита сложена разнообломочными вулканомиктовыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями глинисто-кремнистых аргиллитов, а также кремнистыми и глинисто-кремнистыми туффитами, алевротуффитами и агломератовыми туфами с обломками и глыбами биогермных известняков (мощность 400—1500 м). В известняках встречены *Trupetostroma* Bog., *Hermatostroma laxiensis* Bog., *Caliaporra battersbyi* M. E. H., *Thamnophyllum monosonatum* Soshk., *Uncinulus subcordiformis* (Schnur), *U. implexus* (Sow.), *Cyrtina* cf. *heteroclyta givetica* Rzon. Перечисленные виды широко распространены в живецких отложениях Европы и Азии, характеризуют зону *Stringocephalus burtini*.

На восточном борту Уральской зоны с юсинской вулканической постройкой тесно ассоциируют уральские рифогенные постройки с богатым комплексом строматопорат, кораллов, брахиопод и криноидей. Такие виды как *Uncinulus subcordiformis* (Schnur), *U. implexus* (Sow.), *Glosshypothyridina procuboides* (Kays.), *Desquamatia zonata* (Schnur), *Spinatrypa givetica* Rzon., *Reticulariopsis aviceps* (Kays.), *Cyrtina heteroclyta givetica* Rzon., *Uncites gryphus* (Schloth.), *Stringocephalus burtini* Defr., *S. dorsalis* (Goldf.) широко распространены в живецких отложениях СССР и за рубежом.

В Ащебутацкой зоне к низам живецкого яруса отнесена суундукская толща, к верхам — шубартауская. В рифогенных известняках суундукской толщи встречены строматопоры, кораллы, брахиоподы, криноидеи, характерные для зоны Bornhardtina [2]. В шубартауской толще содержатся богатые комплексы строматопорат, ко-

раллов, брахиопод и криноидей зон 500—700 м. На восточном борту Магнитогорского прогиба к нижнефранбахской, Джусинской, Среднеорско-Домбаровской и Айдырлинской зонам к живецкому ярусу отнесены вулканические и кильтинская толщи, которые следует перевести в ранг горизонтов. Соломчатский горизонт устанавливается в объеме лоны Параругнах, содержащих органические остатки, характерные для зоны *Stringocephalus burtini*.

Верхний девон. Верхнедевонские отложения широко распространены в восточном склоне Южного Урала, где они выполняют внутренние части прогибов или новые прогибы. Гранитный разрез — толща переслаивания туфогенда среднего и верхнего девона обычных алевролитов, аргиллитов, глинистых туфов шубартауской толщи и линзами рифогенных известняков, ветского яруса залегают тонкопослойные содержащие богатые комплексы брахиопод, кораллов, строматопорат, криноидей, а также трилобиты, гониатиты и двустворки. Мощность 650 м. Девон подразделен на франский и фаменский ярусы.

Франский ярус. К ярусу отнесены кремнисто-глинистые сланцы мукасовской свиты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования колтубанской свиты, песчано-сланцевые отложения колпакской толщи, туфогенно-осадочные — солончатской и кильтинской толщ, грубообломочные устьколпакской. Отложения яруса подразделены на два подъяруса — пять горизонтов.

Нижнефранский подъярус. На западном борту Магнитогорского прогиба распространены отложения мукасовской свиты и колпакской толщи. Мукасовская свита сложена кремнями, радиоляритами, кремнистыми углито-кремнистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами (мощность 200—400 м). В районе д. Мукасево в черных кремнистых сланцах В. Н. Брышев определил конодонты *Palmatolepis provera* Zieg., *P. subrecta* Mil. et J. Young., *Polygnathus asymmetricus* Zieg. et Klapp., характеризующие зону *asymmetricus*. Колпакская толща представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами с *Klapparia* sp., *Hostimella* sp., *Psilophyton princeps* Daver., *Archaeopteria* sp., сводящимися к *Archaeopteria* по заключению М. А. Сенкевича, о раннефранском возрасте отложений. Мощность толщи

Ф., *Uchtella praesemilukiana* Ljasch., *Bergalaria bergica* Schmidt, *Desquamatia alticola* (Frech), *Cyrtospirifer stolbovi* Nal., *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll) распространены в нижнефранских отложениях Русской платформы, Южного Тимана, Урала и Сибири. По рекам Суундук, Солончатка и Кумак к горизонту отнесены полимиктовые конгломераты, туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты (мощность 100—150 м). В Ахуно-Кацбахской, Джусинской, Среднеорско-Домбаровской и Айдырлинской зонах к нижнефранскому подъярусу относятся вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и черные графитисто-кварцевые, углито-кремнистые сланцы, конгломераты, песчаники и алевролиты (мощность 100—300 м).

Верхнефранский подъярус. Отложения подъяруса широко распространены на западном борту Магнитогорского прогиба, где они представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями колтубанской свиты (мощность 600—1500 м). Верхнефранские образования подразделены на три горизонта — таштугайский, ириклинский и устьколпакский.

Таштугайский горизонт выделяется в объеме лоны *Calvinaria biplicata* и конодонтовой зоны *Palmatolepis gigas*. Стратотип расположен на широте пос. Таштугай, в левобережной части р. Таналык. Он сложен агломератовыми туфами с обломками биогермных известняков, туфогенными конгломератами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами и биогермными известняками (мощность 100—400 м). В известняках встречены многочисленные брахиоподы, кораллы, строматопораты, криноидеи. Виды *Gypidula askynica* Nal., *Hypothyridina cuboides cuboides* (Sow.), *H. cuboides crassicostata* Nal., *H. cuboides lata* Mark., *H. cuboides nana* Nal., *Bergalaria semilaevis* (Roem.), *Calvinaria biplicata* Nal., *Desquamatia alticola* (Frech), *D. magnifica* (Nal.), *Anatrypa timanica* Mark., *Cyrtospirifer tenticulum* (Vern.), *Reticulariopsis kolubanicus* Nal., *Theodossia katavensis* Nal., *Adolfia seorsa* Nal., *Anathyris helmerseni* (Buch.) широко распространены в верхнефранских отложениях Запад-

ной Европы, Русской платформы, Урала и Сибири.

В глинистых известняках в районе оз. Колтубан В. В. Черных обнаружил конодонты *Ancyrodella buckeyensis* Stauff., *Palmatolepis gigas* Miller et Joungquist, характерные для зоны *gigas*.

Ириклинский горизонт устанавливается в объеме лоны Markovskiiella striata. Стратотип расположен в западной части северного побережья Ириклинского водохранилища. Он сложен рифогенными известняками, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (мощность 200 м). В известняках найдены многочисленные брахиоподы, стромапораты, кораллы и криноидеи. Виды *Nervostrophia latissima* (Bouch.), *Stropheodonta fischeri* (Vern.), *Gypidula comis* (Owen), *Hypothyridina cuboides westsibirica* Rozn., *Markovskiiella striata* (Mark.), *Atrypa posturalica* Nal., *Adolfia zickzak* (Roem.), *A. deflexa* (Roem.), *A. aspera* (Scuprin), *Reticulariopsis koltubanicus* Nal. широко распространены в верхнефранских отложениях СССР и в Западной Европе. В. Г. Халымбаджа и Н. Г. Чернышева из известняков выделили конодонты *Palmatolepis triangularis* Sannem., *P. delicatula* Brans. et Mehl, *Icriodus alternatus* Brans. et Mehl, указывающие на позднефранский возраст отложений.

Устьколпакский горизонт выделяется в объеме лоны «Pugnoides» triaequalis. Стратотип находится в устье р. Колпачка. Он представлен переслаиванием конгломератов, гравелистов, песчаников, глинистых сланцев и органогенно-обломочных известняков (мощностью 200 м). В известняках найдены брахиоподы «Pugnoides» triaequalis Mark., *Theodossia* cf. *anosofi* Vern., *Cyrtospirifer* cf. *jeremejewi* Tschern., *C. markovski* Nal., *Adolfia* cf. *deflexa* (Roem.), *Reticulariopsis koltubanicus* Nal., встречающиеся в верхнефранских отложениях СССР, прежде всего в барминских слоях аскынского горизонта западного склона Урала. Н. С. Овнатанова из известняков определила конодонты *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. subperlobata* Brans. et Mehl, *P. minuta minuta* Brans. et Mehl, ха-

рактеризующие самые верхние отложения Европы и Азии.

Фаменский ярус. К ярусу относятся флишоподобные отложения ирской свиты и вулканогенные и каногенно-осадочные образования караганской толщи. Опорный разрез лаирской свиты изучен по берегам Ириклинского водохранилища, в 6 км к югу от пос. Энергетик. Он представлен переслаиванием глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. В. Г. Халымбаджа и Н. Г. Чернышева [8] из карбонатных прослоев выделили богатые комплексы конодонтов и произвели зонное расчленение отложений. Л. Г. Погова и М. В. Постоялко из разреза выявили значительные сообщества фораминифер и произвели его зонное расчленение [8]. Автором изучены брахиоподы и определены зонные виды и комплексы [4, 8]. Из вулканогенно-осадочной караганской толщи на р. Солончатка В. А. Бегучев (1972) собран и описан богатый комплекс раннефаменской флоры: *Archilepidodendron itchenkoi* Beg., *Fleutrophyllophyllum novicae* Beg., *Suvundulaciculata* Beg., *S. radiata* Beg., *Sphenophyllophyllum subtenerrimum* Beg., *Rhiphophyton incertum* Beg., *Victoria ritteri* Beg., *Uralopteris smirnovi* Rozn. Отложения фаменского яруса расчленены на три подъяруса — нижний, средний и верхний. По комплексу органических остатков установлен макаровский, мурзакаевский, кушелгинский и литвинский горизонты уфимской провинции по схеме девона западного склона Урала.

Макаровский горизонт выделяется в объеме лоны *Cyrtospirifer asiaticus*. Он сложен переслаиванием зеленовато-серых глинистых сланцев, алевролитов и известняков мощностью 270 м. В известняках присутствуют одиночные мерные фораминиферы, в верхних слоях появляются *Septaglomospirifer*. Конодонты включают богатый комплекс зон *Palmatolepis crepida*, *rhomboidea* и нижней — *R. marginifera*. Брахиоподы представлены сообществом циртоспириферид *Cyrtospirifer asiaticus* Brice, *C. tschernyshevii* Khalif., *C. verneuili* (Murch.), *quadratus* (Nal.), широко распространенных в нижнефаменских отложениях Европы и Азии.

Среднефаменский подъярус. Мурзакаевский горизонт устанавливается в объеме лоны *Cyrtospirifer postarchiaci*. Он сложен переслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками (мощность 200 м). В нижних слоях горизонта присутствуют многочисленные *Septaglomospirifer*, *Septabrunsiina*, *Septaglomospirifer*. В средней части появляются *Quasiendothyra communis* f. *simplex*, в верхней — *Quasiendothyra communis* f. *typica*. Конодонты представлены богатыми комплексами верхней зоны *Palmatolepis marginifera* и зоны *Scaphignathus velifer*. Из брахиопод встречены виды: *Yunnanellina* cf. *karatauensis* Rozn., *Y. cf. mugodjarica* Rozn., *Mucrospirifer posterus* (Hall), *Cyrtospirifer postarchiaci* Nal., характерные для мурзакаевского горизонта Урала и Мугоджар.

Кушелгинский горизонт выделяется в объеме лоны *Acanthatia uralica*. Горизонт сложен переслаиванием зеленовато-серых песчаников, глинистых сланцев, органогенно-обломочных и рифогенных известняков (мощность 100 м). В известняках присутствуют многочисленные *Quasiendothyra communis* f. *typica*, конодонты включают комплекс зоны *Polygnathus stygiacus*. Брахиоподы представлены банками *Acanthatia uralica* G. Steper (in litt.). Кроме того встречены *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Eobrachythyris* cf. *strunianus strunianus* (Goss.), *Adolfia munarensis* Mart., *Sphenospira* aff. *julii* (Deheer). Аналогичный комплекс распространен в кушелгинском горизонте Урала и курганджарских слоях Мугоджар.

Верхнефаменский подъярус. Литвинский горизонт выделяется в объеме лоны *Quasiendothyra kobeitusa* и представлен полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и рифогенными известняками (мощность 50—200 м). В Аккермановской синклинали из рифогенных известняков белоглинской постройки М. В. Постоялко определены фораминиферы *Quasiendothyra (Eoendothyra) communis* (Raus.),

Q. (E.) communis (Raus.), f. *simplex*, *Q. (E.) regularis* (Lip.), *Q. kobeitusa* Raus. f. *typica*, В. Н. Пазухиным — конодонты *Polygnathus communis communis* Brans. et Mehl, *P. communis lectus* Kon., *Bispathodus bispathodus* Ziegl., Sand. et Aust., *B. jugosus* (Brans. et Mehl), *B. stabilis* (Brans. et Mehl), *Spathognathodus inormalis* (Brans. et Mehl), *S. strigosus* (Brans. et Mehl). В целом комплекс фауны характерен для литвинского горизонта Урала.

Таким образом, на основании детального изучения опорных разрезов, монографического описания брахиопод и анализа всего комплекса органических остатков произведено зональное расчленение девонских отложений и разработана местная (субрегиональная) стратиграфическая схема девона для восточного склона Южного Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маслов В. А., Артюшкова О. В., Барышев В. Н. Стратиграфия девонских отложений Магнитогорского мегаинклинория// Сов. геология. 1987. № 9. С. 61—71.
2. Полярная Ж. А. О возможности выделения зоны Bornhardtina на восточном склоне Южного Урала// Ежегодник ВПО. Л., 1979. Т. XXII. С. 173—177.
3. Степанова Г. А. Зона Zdimir pseudobaschkiensis и рифогенные постройки среднего девона восточного склона Южного Урала// Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М., 1983. С. 170—177.
4. Степанова Г. А. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего девона Магнитогорского синклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М., 1983.
5. Стратиграфическое расчленение и палеонтологическое обоснование возраста рудоносных формаций Сибайского рудного района/ В. А. Маслов, В. Н. Барышев, В. Ю. Родионов, О. В. Артюшкова. Уфа, 1983. — (Препринт/Башкирский фил. АН СССР).
6. Тищенко В. Т., Черкасов В. Л. Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (Оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба// Биостратиграфия и литология Южного и Среднего Урала. Уфа, 1985. С. 3—8.
7. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980.
8. Boundaries of Stages of the Upper Devonian on the South Urals (The Eastern Slope)/ G. A. Stepanova, V. G. Khalymbadza, N. G. Chernysheva a. o.// Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 75. Frankfurt a. M., 1985. P. 123—134.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.

**Ордовикские и силурийские отложения
северо-восточной оконечности Новой Земли**

Стратиграфия нижнепалеозойских отложений севера Новой Земли разработана еще очень слабо. Проводившиеся здесь ранее средне- и мелкомасштабная геологические съемки (Б. В. Милорадович, 1933, А. Н. Наумов и В. И. Бондарев, 1954) мало что дали в этом отношении. Силурийский возраст отложений, обоснованный граптолитами, на северо-востоке Новой Земли (залив Ледяная Гавань) впервые был установлен М. Н. Кругловским в 1910 г., а на северо-западе (мыс Сахарова) — И. Ф. Пустоваловым в 30-х годах. Последним разработана и первая стратиграфическая схема отложений. Данные И. Ф. Пустовалова позднее использовались в публикациях В. И. Бондарева [1] и Б. С. Романовича [4].

В 1983 г. В. И. Бондарев, И. А. Андреева, Е. П. Карноушенко и др. (ВНИИОкеангеология) предложили схему стратиграфии ордовика и силура для района мыса Сахарова на основании хотя и разрозненных, но многочисленных находок граптолитов



Рис. 1. Схема расположения разрезов ордовикских и силурийских отложений:
точки наблюдения: I — 416—418, 435—439 (р. Неблужная); II — 12, 13, 45, 46, 46а-г, 440, 544 (в 8—10,5 км к юго-западу от мыса Константина); III — 28, 29 (в 10 км к западу от бухты Мурманца)

[3]. Однако местные подразделения (свиты, толщи), выделенные исследователями, нуждаются в дальнейшем уточнении и подтверждении. В 1984 г. на северо-восточной оконечности Новой Земли, на участке от залива Зосадки (на юге) до р. Ущелье (на севере) Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой были составлены разрезы верхнего кембрия ордовика и силура, однако при этом остались нерешенными ряд принципиально важных вопросов стратиграфии. Здесь же в 1986 г. авторами настоящей статьи проведены среднемасштабная геологическая съемка и специально разобраны стратиграфические исследования нижнепалеозойских отложений (рис. 1). При этом благодаря последним сборам граптолитов и детальной разрезам, составленным Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой, уточнен возраст установленных ими свит и толщ. Кроме того, в интервале верхней ордовика — нижний силур выделены фаунистически охарактеризованные новые свиты.

Нами приводится краткое описание местных стратиграфических подразделений (свит, толщ) с указанием стратотипов (рис. 2). При этом использованы новые материалы, полученные авторами, а также учтены данные Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой, отчеты В. И. Бондарева, И. А. Андреева и Е. П. Карноушенко по мысу Сахарова [3]. Определения фауны выполнены Р. Ф. Соболевской (граптолиты Н. П. Лазаренко (трилобиты верхнего кембрия), М. К. Аполлоновым (трилобиты верхнего кембрия и ордовика), И. Н. Сеницыной (пелециподы силура). Вещественный состав пород описан Г. Н. Ковалевой.

Рассматриваемая территория расположена в северо-восточной части северного острова Новой Земли между заливом Экс на юге и бухтой Мурманца на севере. Верхнекембрийские — ордовикские отложения детально изучены главным образом в разрезах р. Неблужная и ее левому притоку, силурийские — по небольшим водот

кам к северу от этой реки вблизи мысов Обрывистый, Климова и Константина.

Верхнекембрийские — силурийские отложения представлены в основном терригенными породами — алевролитами, алеврито-глинистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, кварцитопесчаниками, реже гравелитами. Подчиненную роль играют карбонатные породы — разнообразные известняки, реже доломиты с примесью терригенного материала. Со среднего ордовика в разрезе наблюдается грубая ритмичность — чередование толщ преимущественно песчаного и алевроито-глинистого состава.

К верхнему кембрию — нижнему ордовика отнесена оленинская толща. В ордовике снизу вверх выделены климовская, мурманцевская, сахаровская и поярковская свиты, в силуре — глубокинская, ущельнинская, снежинская свиты, константиновская и реликтовская толщ.

Оленинская толща выделена Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой; название дано по мысу Олений. Стратотип ее находится на левом притоке р. Неблужная, а также на самой реке вблизи устья притока. Нижняя граница толщ не обнажена. Сложена темно-серыми и черными алевроито-глинистыми и глинистыми, часто горизонтально-слоистыми сланцами, как правило, ожелезненными с поверхности выветривания. В нижней половине толщ прослеживаются линзовидные прослои дымчато-серых известняков и черных глинистых доломитов, а по всему разрезу — караваяобразные и эллипсоидальные глинисто-карбонатные стяжения диаметром 0,4—0,6 м, редко 1 м. Вблизи видимой подошвы и выше (в интервале 10—70 м) собраны многочисленные трилобиты — *Bondarevites venustus* L. a. z. (in col.), *Lo-tagnostus punctatus* L. u., *Agnostus* cf.

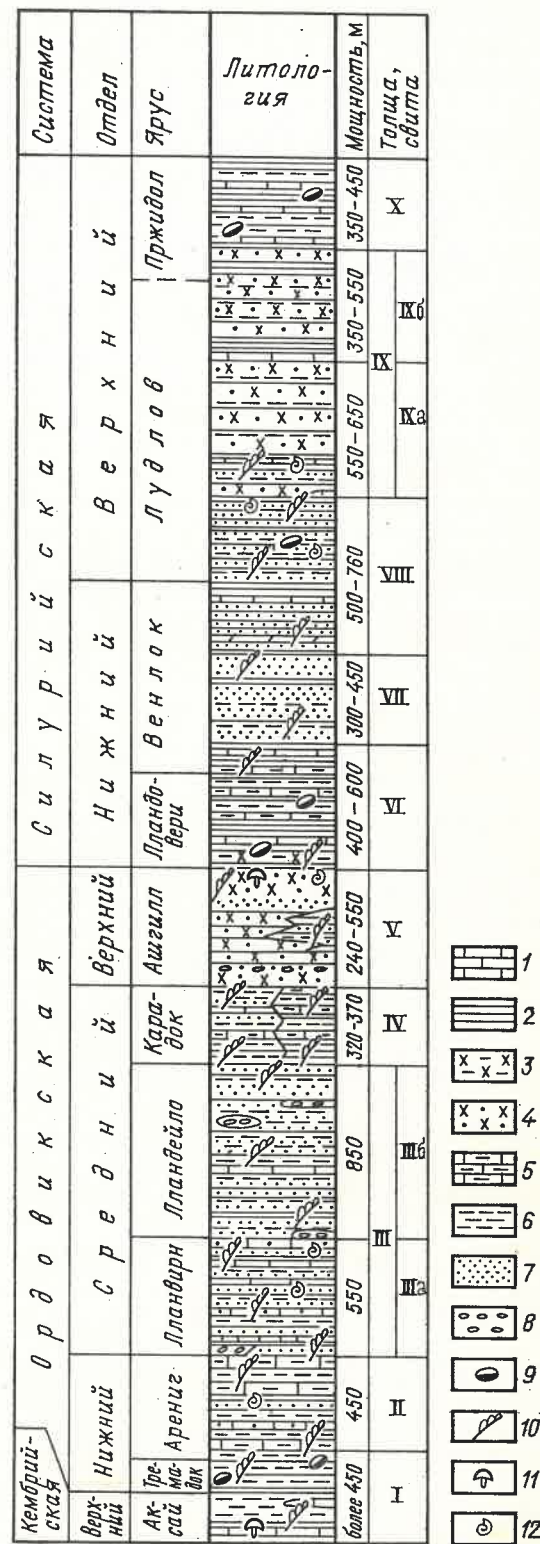


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез ордовикских и силурийских отложений:

1 — известняки; 2 — аргиллиты; 3 — окремненные алевролиты; 4 — кварцитопесчаники; 5 — глинистые и алевроитовые известняки; 6 — алевролиты; 7 — песчаники; 8 — гравелиты; 9 — глинисто-карбонатные отложения; 10 — граптолиты; 11 — трилобиты; 12 — брахиоподы, пелециподы, остракоды; I — оленинская толща; II — климовская свита; III — мурманцевская свита (IIIa — нижнемурманцевская, IIIb — верхнемурманцевская подсвиты); IV — сахаровская свита; V — поярковская свита; VI — глубокинская свита; VII — ущельнинская свита; VIII — снежинская свита; IX — константиновская толща (IXa — нижнеконстантиновская, IXb — верхнеконстантиновская подтолща); X — реликтовская толща

scrobicularis E r g., *Cyclopagnostus* cf. *levis* E r g. (обр. 435-1/1, 1/7, 222а, 6/2 и др.), характерные, по мнению М. К. Аполлонова, для аксайского яруса верхнего кембрия (зона *Lotagnostus hedini*). В 190 и 217 м от подошвы обнаружены граптолиты середины раннего тремадока — *Dictyonema anglicum* Bulm., *D. aff. bryograptoides* Bulm., *D. aff. graptolithinum* Kjer., *Clonograptus tenellus* Linnrs., *Anisograptus* sp. (обр. 435-3/3, 3/10, 1/4, 8606-1/1). В обр. 435-3/3 вместе с граптолитами присутствуют трилобиты семейства Olennidae. В 50 м от кровли встречены раннеаренигские граптолиты (зона *approximatus*) — *Tetragraptus* (*Paratetragraptus*) *approximatus* (Nich.), *T. (P.) acclinans* Keble, *T. (Eotetragraptus)* sp. и др. (обр. 417-2а, 435-5/10). Возраст толщи на основании перечисленных органических остатков определяется как поздний кембрий (аксайский ярус) — ранний ордовик (ранний арениг). Мощность более 450 м.

Климовская свита установлена Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой; названа по одноименному мысу. Стратотип ее расположен на р. Неблужная, непосредственно выше по реке от выходов пород оленинской толщи (на отрезке 6,2—7 км от устья), а также по левому притоку р. Неблужная, где в коренных выходах вскрыт ее нормальный стратиграфический контакт с оленинской толщей. Нижняя граница свиты отчетливая и проводится по смене темно-серых ожелезненных с поверхности алевроито-глинистых сланцев оленинской толщи темно-серыми песчанистыми и глинистыми известняками, переслаивающимися с глинистыми сланцами. Свита имеет флишеидный облик и сложена серыми, темно-серыми глинистыми, песчанистыми, иногда доломитистыми известняками, чередующимися с темно-серыми, часто ожелезненными с поверхности глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами. В средней части встречаются редкие прослои кварцевых песчаников. В породах отмечаются косая и волнистая слоистость, следы подводного оползания и перемешивания осадка, рябь течений. В отличие от оленинской толщи здесь широко развиты известняки.

Свита охарактеризована граптолитами, а на отдельных уровнях — остроконечной слоистостью, следы перемешивания кодами, брахиоподами, трилобитами, осадка и другие признаки, свидетельствующие об относительно подвижном гидродинамическом режиме бассейна. Подсвита охарактеризована граптолитами лланвирнского яруса среднего ордовика, вместе с которыми на трех кроме того присутствуют *Tetragraptus* ex gr. *bigsby* (J. Hall) (обр. 436-3/5), остракоды, брахиоподы, а в одном случае — и трилобиты. Среди граптолитов на четырех стратиграфических уровнях (вблизи основания, в 150 м от подошвы, 130 и 30 м от кровли) определены *Didymograptus* (*Expansograptus*) *aff. gibberulus* (Nich.), *Oncograptus* *aff. zlobini* Obut, *Tetragraptus* *aff. graptus* (*Paratetragraptus*) *approximatus* (Nich.), *T. (P.) acclinans* Keble, *T. (Eotetragraptus)* sp. и др. (обр. 417-2а, 435-5/10). Возраст толщи на основании перечисленных органических остатков определяется как поздний кембрий (аксайский ярус) — ранний ордовик (ранний арениг). Мощность более 450 м.

Мурманцевская свита впервые была выделена Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой. Она согласно залегает на климовской свите. За ее нижнюю границу принимается подошва пачки кварцевых песчаников (мощностью 3 м), залегающей в основании разреза. Стратотип ее находится в среднем течении р. Неблужная, на участке 7—9 км от устья. В строении свиты участвуют разнообразные песчаники (до гравелитов), алевролиты, аргиллиты, редко конгломераты и известняки. Характерно резкое возрастание роли грубообломочных пород вверх по разрезу. По литологическому составу пород свита разделена на две подсвиты: нижнемурманцевскую — известняково-песчаниково-алевролитовую и верхнемурманцевскую — существенно песчаниковую.

Нижнемурманцевская подсвита (мощность 550 м) представлена чередованием пачек (40—70 м) ритмично переслаивающихся песчаников, черных алевролитов (реже аргиллитов), глинистых известняков и пачек (25—50 м) тонкого чередования серых песчанистых, алевролитистых (или глинистых) известняков, черных алевролитов, аргиллитов с редкими прослоями песчаников. В песчаниках и песчанистых

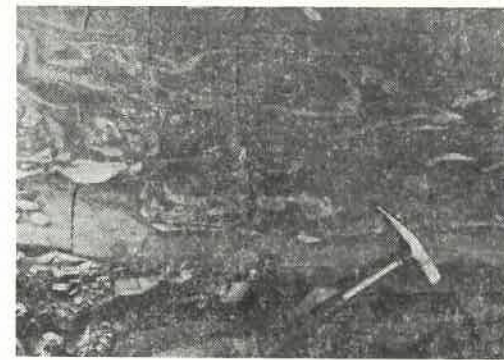


Рис. 3. Завертыши и оползневые текстуры в песчаниках верхнемурманцевской подсвиты (р. Неблужная)

песчаников и гравелитов в переслаивании с резко подчиненными прослоями (0,2—0,5 м) алевролитов и аргиллитов, и пачками (5—7 м) песчано-алевритового состава, а также редкими прослоями конгломератов. Песчаники часто с градиационной, косой и перекрестной слоистостью, следами перемешивания и подводного оползания осадка (рис. 3). Для песчаников типично наличие многочисленных стяжений известковистых песчаников, окрашенных с поверхности в буроватый цвет, благодаря чему они хорошо видны в обнажениях. Большая часть подсвиты охарактеризована граптолитами зоны *teretiusculus* лландейло — *Didymograptus* (*Expansograptus*) sp., *Climacograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Glyptograptus* *teretiusculus* (His.) и др. (обр. 416-16/3а, 20/3, 21/2, 27/29). Верхние 100 м разреза включают граптолиты зоны *gracilis*, в том числе *Nemagraptus gracilis* J. Hall, *Leptograptus* sp., *Dicellograptus* *aff. sextans* (J. Hall), *D. mofantensis* Carr., *Dicranograptus nicholsoni* Hopk., *D. ex gr. nicholsoni* Hopk., *Climacograptus bicornis bicornis* (J. Hall), *C. bicornis tridentatus* Lapw., *Diplograptus* ex gr. *multidens* Lapw., *Reteograptus geinitzianus*

Сахаровская свита установлена В. И. Бондаревым, И. А. Андреевой и Е. П. Карноушенко; название дано по одноименному мысу [3]. Нами принято это название ввиду близкого вещественного состава отложений в стратотипическом и изученном нами районах. Свита обнажена по р. Неблужная, в 9,3—9,7 км от устья, а также на безымянном ручье в 4—5 км западнее бухты Мурманца. Контакт с подстилающей ее мурманцевской свитой, вероятно, согласный, хотя обнажен плохо. Нижняя граница проводится по кровле мощной пачки песчаников, венчающей мурманцевскую свиту. Свита обнажена плохо (преимущественно в элювиально-делювиальных развалах), но благодаря монотонному составу пород и их черной окраске она хорошо картируется на местности. Сложена темно-серыми до черных алевролитами, часто ожелезненными с поверхности, переслаивающимися с темно-серыми, в разной степени известковистыми алевролитами. В средней части наблюдается переслаивание глинистых известняков с белой поверхностью выветривания и черных рассланцованных аргиллитов. Спорадически встречаются прослои серых и темно-серых кварцевых песчаников. Свита охарактеризована граптолитами *Dicellograptus* sp., *Dicranograptus* sp., *Climacograptus* ex gr. *bicornis* (J. Hall), *Glyptograptus* sp., *Diplo-*

graptus sp., *Orthograptus acutus* (Larw.), *Orthograptus* sp. (обр. 13-10/4, 438-7/1), свидетельствующими о карадокском возрасте вмещающих пород. Мощность 320—370 м.

Поярковская свита выделена впервые; названа по бухте Пояркова, вблизи которой наблюдаются ее выходы. Стратотип находится в верхнем течении р. Неблужная, в 9,7 км от устья. Парастратотипические разрезы расположены на двух безымянных ручьях, впадающих в море в 10—12 км юго-западнее мыса Константина. Свита согласно залегает на сахаровской; ее нижняя граница проводится на подошве пачки (20 м) светло-серых толстоплитчатых кварцито-песчаников. Сложена переслаивающимися пачками серых, розовато- и зеленовато-серых кварцевых песчаников и кварцито-песчаников, иногда с градиационной слоистостью, содержащих линзы грубозернистых (до гравелитов) кварцевых песчаников с известковым цементом и прослойками темно-серых алевролитов и аргиллитов, и пачками, состоящими из серых, темно- и зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов с резко подчиненными прослоями серых и зеленовато-серых кварцевых песчаников.

Нижняя часть свиты охарактеризована раннеашгилскими граптолитами зоны *linearis* ашгилла — *Dicellograptus* sp., *Leptograptus* sp., *Climacograptus* aff. *angustus* (Pern.), *C. ex gr. normalis* Larw., *Orthograptus ex gr. amplexicaulis* (J. Hall) (обр. 13-15/1). В 45 м выше по разрезу породы включают граптолиты зоны *supernus*, в том числе *Dicellograptus* aff. *complanatus* Larw., *Chimacograptus longispinus supernus* E. et W., *Diplograptus* sp., *Orthograptus ex gr. amplexicaulis* (J. Hall). Вблизи кровли обнаружены граптолиты зоны *persculptus* — *Climacograptus angustus* (Pern.), *C. aff. normalis* Larw., *Glyptograptus persculptus* (Salt.) и др. (обр. 45-5/6). Вблизи мыса Обрывистый вместе с граптолитами этой зоны встречаются трилобиты *Dalmanitina* sp. (обр. 544-8/1a, 8/16). Возраст свиты на основании собранных граптолитов датируется поздним ордовиком. Мощность колеблется от 240 м на р. Неблужная до 550 м в северных частях

района. Увеличение мощности к северо-западу происходит за счет появления в средней части свиты крупные пачки темноокрашенных алевролитов и аргиллитов, содержащих редкие остатки ашгилльских трилобитов *Dalmanitina* sp., характерные, по мнению М. К. Аполлонова, для далманитиновых слоев Казахстана и аналогов толщи на Северо-Востоке СССР [2].

Глубокинская свита выделена впервые; названа по р. Глубокая. Раннее Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалева эти отложения включали в ушельнинскую свиту. Стратотип свиты находится на безымянном ручье, впадающем в Карское море в 8 км к юго-западу от мыса Константина. Свита согласно залегает на поярковской. Границы ее очень резкие: нижняя проводится по смене массивных кварцевых песчаников темноцветными алевролитами и аргиллитами. По вещественному составу пород свита довольно отчетливо делится на три части.

В нижней части (150 м) главную роль играют рассланцованные алевролиты, аргиллиты и серые песчаниты известняки с желтоватой коркой выветривания. В последних отмечаются косая и перекрестная слоистость, завертыши, следы оползания осадка. Подчиненное значение имеют пелитоморфные известняки, тонкие (1—3 см) прослои черных кремней и пиритизированные караваеобразные и эллипсоидальные стяжения глинисто-карбонатного состава. Здесь встречаются граптолиты нижнего — среднего лландовери; установлено присутствие всех зон этого интервала, в том числе самой нижней зоны силура — *acuminatus*. В ней определены *Parakidograptus acuminatus* (Nich.), *Climacograptus angustus* (Pern.), *C. ex gr. normalis* Larw., *Glyptograptus ex gr. tamariscus* (Nich.) и др. Зона *vesiculosus*, наряду с зональным видом, содержит *Climacograptus ex gr. rectangularis* (McCoy), *Glyptograptus ex gr. tamariscus* (Nich.), *Rhaphidograptus* sp. (обр. 415-7/4, 439-6/2). Зона *cyphus* включает *Climacograptus ex gr. rectangularis* (McCoy), *Diplograptus* sp., *Coronograptus gregarius* (Larw.), *C. aff. cyphus* (Larw.) и др. (обр. 13-19/2, 45-8/1). Среднелландоверийская часть разреза содержит грапто-

литы зон *triangulatus*, *convolutus* — *sedgwickii*, в том числе *Glyptograptus* sp., *Cephalograptus* sp., *Petalograptus* sp., *Pernerograptus ex gr. revolutus* (Kurck), *Demirastrites ex gr. triangulatus* (McCoy), *Monograptus aff. sedgwickii* (Portl.), *Rastrites* sp. и др. (обр. 45-8/2).

Средняя часть свиты, относящаяся по возрасту к позднему лландовери, отличается от нижележащей ритмичным переслаиванием темноцветных алевролитов и аргиллитов, ожелезненных с поверхности, и алевролитистых известняков с желтоватой коркой выветривания. Характерно наличие многочисленных эллипсоидальных и караваеобразных стяжений глинисто-карбонатного состава, часто пиритизированных. В базальных слоях этой части разреза встречаются граптолиты зоны *turriculatus/crispus* — *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn), *M. aff. marri* (Portl.), *Streptograptus exiguus exiguus* (Nich.) и др. (обр. 440-3/2, 13-22/1, 45-10/2). В более высоких частях присутствуют граптолиты зоны *spiralis/grandis*, в том числе оба зональных вида, а также *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn), *Monoclimacis asiatica* (Obut), *Pristiograptus* sp., *Retiolites angustidens* E. et W. и др. (обр. 440-3/12, 4/6, 5/1, 6/1, 13-24/1, 45-14/1, 15/3, 17/1).

Верхняя часть свиты (около 100 м) характеризуется ритмичным переслаиванием темно-серых известняков и глинистых известняков, часто пиритизированных, с серыми известковистыми тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами. Здесь собраны ранневенлокские граптолиты — *Monograptus priodon* (Bronn), *Retiolites* sp., *Cyrtograptus aff. centrifugus* E. et W., *Cyrtograptus* sp. и др. (обр. 440-10/1, 13-28/1, 32/1, 45-19/1, 21/3, 23/3), а также многочисленные, плохой сохранности наутилоидеи, которые появляются именно в венлокской части свиты. Таким образом, на основании граптолитов возраст глубокинской свиты может быть ограничен ранним лландоверием (зона *acuminatus*) — ранним венлоком (приблизительно уровень зоны *centrifugus*). Мощность 400—600 м.

Ушельнинская свита выделена Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой;



Рис. 4. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов в ушельнинской свите (в 8 км к юго-западу от мыса Константина)

названа по р. Ущелье. Возрастной и литологический объем свиты был иным. Как показали исследования, проведенные в 1986 г., эти авторы включали в свиту и вновь выделяемые нами глубокинскую и снежинскую свиты. За собственно ушельнинской свитой мы сохраняем только среднюю часть свиты, в понимании Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой. Стратотипический разрез свиты составлен из разрезов по двум ручьям, расположенным друг от друга на расстоянии 2,5 км и впадающих в море в 8 и 10,5 км к югу от мыса Константина. Она согласно залегает на глубокинской свите. Нижняя граница проводится по подошве пачки зеленовато-серых с оранжевой коркой выветривания песчаников с прослоями оливковых алевролитов. Свита характеризуется ритмичным строением. В состав ритмов, наряду с упомянутыми песчаниками и алевролитами, входят темноцветные алевролиты и аргиллиты, имеющие подчиненное значение (рис. 4). Спорадически по разрезу встречаются пачки (до 7 м), сложенные преимущественно темноокрашенными алевролитами и аргиллитами.

По всему разрезу свиты распространены ранневенлокские граптолиты. Характерно присутствие зональных цитограпид на разных стратиграфических уровнях, а также *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn), *M. aff. flexilis* (Salt.), *Monoclimacis flumendosae* (Gort.), *M. ex gr. vomerina* (Nich.), *Pristiograptus ex gr. dubius* (Suess) (обр. 440-14/1, 14/4, 14/5, 12-1/4, 2/1, 9/3, 12/1). Спорадически вместе с грап-

толитами обнаружены наутилоидеи плохой сохранности. Возраст свиты по граптолитам однозначно ограничивается ранним венлоком. Мощность 300—450 м.

Снежинская свита выделена впервые; названа по мысу Снежный. Стратотипический разрез находится на безымянном ручье в 7 км к западу от бухты Мурманца. Парастратотип размещается на ручье, впадающем в Карское море в 8 км к юго-западу от мыса Константина. Здесь хорошо обнажена нижняя часть свиты и ее контакт с ушельнинской свитой, который наблюдается в кровле пачки песчаников с желтой коркой выветривания. Свита имеет ритмичное строение. По характеру переслаивания и соотношению пород ее можно разделить на три части. Нижняя часть (200—270 м) — равномерное переслаивание (через 5—15, реже через 30—40 см) серых с оранжевой коркой выветривания песчаников, доломитистых песчаников, темно-серых до черных алевролитов и аргиллитов. Спорадически встречаются линзовидные прослои и эллипсоидальные стяжения (0,2×0,5 м) черных окремненных известняков с желтоватой коркой выветривания, а также прослои черных песчаных известняков. В песчаниках наблюдаются прекрасно выраженная косая, волнистая и перекрестная слоистость, текстуры подводного оползания осадка и другие признаки подвижной среды осадконакопления. Эта часть разреза охарактеризована граптолитами позднего венлока (зоны *testis/lundgreni* и *ludensis/nassa*). В зоне *testis/lundgreni*, наряду с обоими зональными видами, присутствуют *Monograptus priodon* (Bronn), *Monoclimacis flumendosae* (Gort.), *Cyrtograptus* aff. *hamatus* Bailey, *Pristiograptus dubius* (Suess) (обр. 46а-2/1, 3/1, 3/5, 4/1). В зоне *ludensis/nassa* вместе с *Monograptus ludensis* Воиц. встречаются также многочисленные *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess) (обр. 46а-8/1, 10/1, 12/1).

В средней части свиты (100—220 м) в переслаивании участвуют темноокрашенные алевролиты, аргиллиты и известняки, значительно реже (не более 15 % от общего объема пород) — песчаники с желтоватой и оранжеватой

коркой выветривания. Верхняя часть свиты (200—270 м) сложена серыми и светло-серыми слюдистыми и известковистыми песчаниками с градиционной слоистостью и линзами грубозернистых песчаников, переслаивающихся с пачками черных ожелезненных и зеленоватых алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу количество песчаников заметно возрастает. Эта часть разреза включает нижнелудловские граптолиты — *Neodiversograptus* sp., *Bohemograptus* ex gr. *bohemicus* (Baigr.), *Pristiograptus* ex gr. *ludlovensis* Воиц. (обр. 46а-14/4, 14/5). Вместе с граптолитами встречаются наутилоидеи и пелециподы *Cardiola* cf. *signata* Baigr., *Cardiola* sp., (обр. 28-6а, 46б-1/2а), а также *Cardiola* cf. *tix* Křiz. (обр. 28-5а). На основании граптолитов возраст снежинской свиты определяется как поздний венлок — ранний лудлов. Мощность 500—760 м.

Константиновская толща выделена Е. А. Кораго и Г. Н. Ковалевой. Стратотипический район ее распространения находится к западу от мыса Константина, по которому она названа. Толща согласно залегает на снежинской свите. Ее нижняя граница совпадает с подошвой мощной пачки (около 70 м) песчаников и кварцито-песчаников. Сложена светлоокрашенными песчаниками, кварцито-песчаниками с подчиненными пачками алевролитов и аргиллитов. Обнажается преимущественно в элювиально-делювиальных развалах. По составу пород она отчетливо делится на две подтолщи.

Нижнеконстантиновская подтолща (мощность 550—650 м) в нижней части (200 м) представлена темно-серыми песчаниками и пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов серого и темно-серого цвета. Выше залегают серые, темно- и коричневатые кварцито-песчаники, переслаивающиеся с пачками темно-серых алевролитов и аргиллитов. В основании подтолщи встречаются каравоеобразные стяжения серых пелитоморфных известняков с наутилоидеями и пелециподами *Cardiola* sp. (обр. 46в-1/36). Вместе с ними найдены граптолиты *Colonograptus* sp., *Pristiograptus* aff. *ludlovensis* Воиц., *Pristiograptus* sp. (обр. 46в-1/3а), а также *Saetograptus* sp. (обр. 590-1/10).

Верхнеконстантиновская подтолща (мощность 350—550 м) сложена светло-серыми, розоватыми, бежевыми, зелеными кварцито-песчаниками с прослоями и пачками пестроцветных алевролитов, аргиллитов и глинистых известняков. Органические остатки здесь не найдены. Возраст толщи условно датируется поздним силуром (лудлов — пржидол), при этом следует отметить, что раннелудловские граптолиты встречены только в ее нижней части. Общая мощность 900—1200 м.

Реликтовская толща выделяется впервые; названа по оз. Реликтовое, которое находится на восточном побережье острова, к северу от мыса Константина. Она согласно залегает на константиновской толще. Ее нижняя граница проводится по подошве пачки темноокрашенных доломитов и известняков мощностью 30 м. Обнажается преимущественно в элювиально-делювиальных развалах, поэтому составить ее послышное описание не представляется возможным. Сложена темно-серыми до черных аргиллитами и алевролитами с прослоями желтовато-бурых доломитизированных известняков. Спорадически встречаются каравоеобразные глинисто-известковистые стяжения. Толща фауной не охарактеризована и ее позднесилурийский возраст определен на том основании, что в подстилающей ее константиновской толще встречаются позднесилурийские граптолиты, а в перекрывающей (быстринской) свите — кораллы нижнего девона. Мощность 350—450 м.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Ордовикские и силурийские отложения северо-восточной оконечности Новой Земли относятся к терригенным формациям, характеризуются ритмичным строением, плохой сортированностью материала, наличием текстур взмучивания и оползания осадка, градиционной слоистостью. Образование подобных осадков происходило, скорее всего, в относительно глубоководных условиях на склоне сравнительно узкого трога при резких дифференцированных движениях его бортов.

2. Осадконакопление носит четко выраженный циклический характер и соответствует крупным циклам седиментации (макроциклам). В ордовике и силуре можно выделить по два макроцикла, каждый из которых связан с трансгрессивной и регрессивной стадиями осадконакопления. Трансгрессивной стадии первого макроцикла в ордовике соответствует оленийская и нижняя часть климовской свиты, регрессивной — мурманцевская. Трансгрессивной стадии второго макроцикла — отвечает сахаровская свита, регрессивной — поярковская, которой и завершается ордовикский цикл осадконакопления.

К трансгрессивной стадии первого макроцикла в силуре относится глубокинская свита, к регрессивной — ушельнинская. Во втором силурийском макроцикле трансгрессивной стадии соответствует снежинская свита, регрессивной — константиновская толща. Обмеление бассейна достигло максимума в лудловско-пржидольское время, что выразилось в накоплении песчаников и пестроцветных алевроитовых осадков в верхней половине константиновской толщи. Девонский цикл осадконакопления связан с началом новой морской трансгрессии.

3. Граптолиты, собранные в разрезах, позволили надежно обосновать возраст выделенных стратиграфических подразделений и доказать согласное налегание силура на ордовик.

4. Находки бентосной фауны (брахиопод, остракод, трилобитов, пелеципод) совместно с граптолитами на отдельных стратиграфических уровнях повышают возможности корреляции разнофациальных толщ не только соседних, но удаленных районов, и в этом отношении новоземельские разрезы ордовика и силура представляют значительный интерес для широких межрегиональных построений.

5. Особенности седиментологии и динамики развития фауны пограничных отложений ордовика и силура на севере Новой Земли подтверждают установленные в этом возрастном интервале глобальные палеогеографические и биотические перестройки и заслуживают дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарев В. И. Ордовикская система Новой Земли и Вайгача//Геология СССР. Т. XXVI. М., 1970. С. 119—126.
2. Граница ордовика и силура на Северо-Востоке СССР/Отв. ред. Б. С. Соколов.—Л.: Наука, 1983.
3. Ордовикские и силурийские отложения севера Новой Земли (район мыса Сахарова)/В. И. Бондарев, И. А. Андреева, Е. П. Карноушенко, Р. Ф. Соболевская//Стратиграфия и фауна Новой Земли. Л., 1985. С. 5—16.
4. Романович Б. С. Нижнепалеозойские образования//Геология СССР. Т. XXVI. М., 1970. С. 112—116.

Принята редколлегией 29 июня 1987 г.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.24:553.98.04

Г. Ж. ЖОЛТАЕВ (Казахский политехнический институт)

Строение докунгурских отложений Прикаспийской синеклизы

Прикаспийская синеклиза представляет собой уникальный структурный элемент в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы. В разрезе выделяются подсолевой и надсолевой структурные комплексы, разделенные соленосной толщей кунгурского возраста, присутствие которой послужило причиной повсеместного развития солянокупольных структур. Область распространения соленосной толщи и надсолевого комплекса ограничивается на севере, северо-западе и западе бортовыми уступами, четко фиксируемыми крутыми погружениями поверхности подсолевых отложений и фундамента, а также большими градиентами мощностей верхнепермских, мезозойских и кайнозойских отложений. На востоке и на юге за границу Прикаспийской синеклизы приняты разломы, контролирующие распространение соленосной толщи кунгура и отражающиеся на изменении мощности и литологического состава мезозойских отложений. В надсолевом комплексе синеклизы открыто около 70 месторождений нефти и газа, относящихся по запасам в основном к мелким и средним [2].

Большие перспективы поисков скоплений нефти и газа в Прикаспийской синеклизе связаны с подсолевыми палеозойскими отложениями, что подтверждается открытием крупнейших и

уникальных месторождений нефти, конденсата и газа в палеозойских отложениях — Тенгизского, Карачаганакского, Астраханского и Жанажольского.

Современная изученность осадочного чехла Прикаспийской синеклизы позволяет выделить несколько структурных мегакомплексов, отражающих наиболее значительные этапы развития. Нижний, отвечающий рифтовому этапу, включает рифейско-вендский и нижнепалеозойский комплексы, образовавшиеся в осадочных бассейнах надрифтового типа; отложения мегакомплекса омолаживаются с запада на восток. Наиболее древний — Пачелмско-Саратовский рифейский бассейн. К рифту раннепалеозойского возраста мы относим Урал. Средний мегакомплекс, отвечающий плитному этапу развития синеклизы, подразделяется на эйфельско-турнейский и визейско-артинский комплексы. Верхний мегакомплекс, часто называемый надсолевым, отвечает этапу обособления и развития Прикаспийской синеклизы в современных общепринятых границах и включает два комплекса — кунгурско-триасовый и юрско-неогеновый.

Наибольший интерес для поисков скоплений нефти и газа в настоящее время представляет средний мегакомплекс. В настоящей работе рассматри-

вается геодинамика осадочных бассейнов, заполненных двумя комплексами: эйфельско-турнейским и визейско-артинским.

Несомненно, что на историю развития Прикаспийской синеклизы в девоне, карбоне и в ранней перми огромное влияние оказывали Уральский палеоокеан, Южно-Эмбинский поперечный и Донбасско-Бузачинский континентальные авлакогены, Воронежская и Волго-Уральская антеклизы. Литофациальный состав, строение и мощности девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений в их пределах различны. Процессы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в них также протекали по-разному, поэтому оценка перспектив нефтегазоносности указанных отложений в границах Прикаспийской синеклизы по верхнему надсолевому мегакомплексу без учета влияния окружающих структур, как это делается в настоящее время многими исследователями, не может быть полной и приводит в недоучету потенциальных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

Наиболее распространены две точки зрения на природу синеклизы. Одни считают, что, начиная со среднего девона, как и на востоке Восточно-Европейской платформы, здесь существовал платформенный режим (А. А. Бакиров, В. С. Журавлев). Значит, в центральной части синеклизы можно ожидать распространения девонских и каменноугольных отложений значительной мощности, аналогичных по литофациальному составу разновозрастным образованиям в Волго-Уральской провинции [2, 6]. Сторонники этой гипотезы единодушны в том, что Прикаспийская синеклиза с севера и запада отделена от крупных геоструктурных элементов Волго-Уральской и Воронежской антеклиз серией ступенчатых сбросов, образующих бортовые зоны. Что же касается восточной и южной границы, то мнения исследователей разделились. А. Д. Архангельский, Ю. М. Васильев, М. М. Чарыгин предполагают присутствие Предуральских и Преддонбасских краевых прогибов, А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян, З. Е. Булекбаев допускают развитие шовных разломов, отделяющих Прикас-

пийскую синеклизу от обрамляющих ее с востока и юга складчатых сооружений.

Согласно второй концепции, Прикаспийская синеклиза, начиная с раннего палеозоя, представляла собой океан, в бортовых зонах которого образовались карбонатные, в основном рифовые, массивы девонского, каменноугольного и раннепермского (докунгурского) возраста, замещенные во внутренней части синеклизы некомпенсированными глубоководными осадками небольшой мощности (Л. Г. Кирюхин, И. Н. Капустин, О. С. Обрядчиков) [7].

В монографии [13] высказывается мнение о том, что Прикаспийская синеклиза сформировалась в зоне сочленения трех рифтов — Пачелмско-Саратовского, Александровского и Сарпинского, которые в свою очередь являются результатом деструкции земной коры, вызванной подъемом разогретого мантийного диапира. В палеозое вся территория синеклизы развивалась по режиму «недоразвитой пассивной окраины» [13, с. 127].

Авторы работы [11] полагают, что на территории Прикаспийской синеклизы в палеозое существовали два бассейна, разделенные между собой Актюбинско-Астраханской системой выступов фундамента. В бассейне, охватывающем площади региональных гравитационных максимумов (Арал-сорский и Хобдинский), в девоне — карбоне откладывались глубоководные осадки в наиболее опущенных частях. Второй бассейн развивался по режиму зоны перикратонного опускания, образованной в геосинклинальный (доорогенный) этап развития герцинид. В упомянутых выше концепциях при рассмотрении тектонического строения и оценки перспектив нефтегазоносности за основу берется статическая модель Прикаспийской синеклизы в современных ее границах. Уральская складчатая система и другие окружающие структурные элементы при палеогеографических построениях учитываются лишь как области сноса. Нам представляется, что в нынешних границах Прикаспийской синеклизы в докунгурское время существовало несколько самостоятельных осадочных бассейнов, различавшихся по динамике погруже-

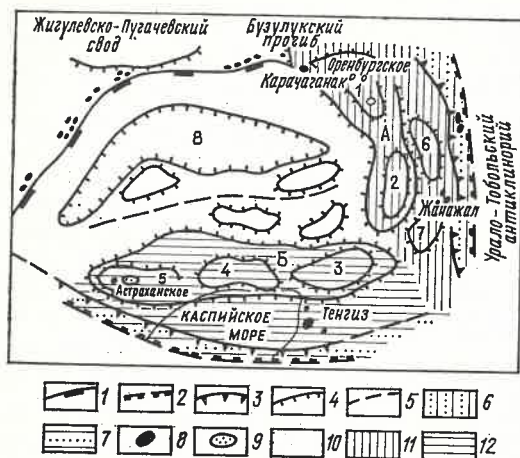


Рис. 1. Модель строения Прикаспийской синеклизы в девоне и карбоне:

1 — бортовые уступы синеклизы; 2 — восточная и южная границы синеклизы; 3 — границы складчато-надвиговых зон; 4 — контуры крупных поднятий; 5 — разрывные нарушения; складчато-надвиговые зоны; 6 — на восточном краю Восточно-Прикаспийского бассейна; 7 — на южном краю Южно-Прикаспийского бассейна; 8 — нефти; 9 — газа; осадочные бассейны; 10 — Центрально-Прикаспийский внутриконтинентальный; 11 — Восточно-Прикаспийский на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы; 12 — Южно-Прикаспийский надрифтовый; поднятия: А — Кенжалинское краевое, Б — Гурьевское; своды: 1 — Соль-Илецкий, 2 — Кзылжарский, 3 — Биикжольский, 4 — Северо-Каспийский, 5 — Астраханский, 6 — Енбекский, 7 — Жаркамысский; 8 — Центральная депрессия

ния и интенсивности прогрева пород в девоне, карбоне и ранней перми. В зависимости от геодинамических условий каждый прошел характерный для него эволюционный путь развития.

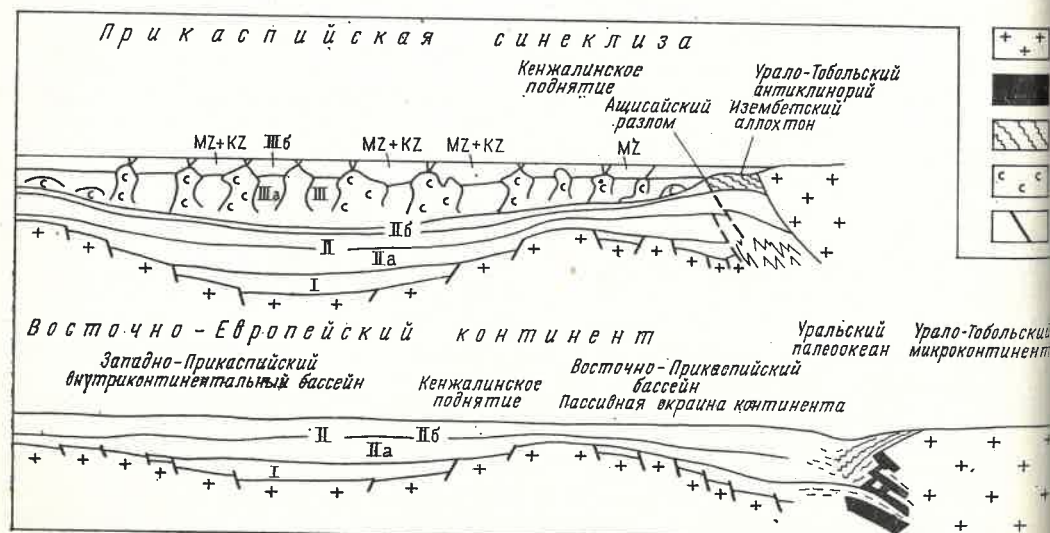


Рис. 2. Геодинамическая модель эволюции Прикаспийской синеклизы:

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — изембетская серия; 4 — ядра соляных куполов; 5 — тектонические нарушения; структурные мегаком-

Так, на востоке синеклизы в раннепалеозое существовал осадочный бассейн рифтового типа, отвечающий началу образования Уральского палеоокеана. В девоне и карбоне он сменился осадочным бассейном иного геодинамического режима на континентальной пассивной окраине. С закрытием Уральского палеоокеана и надвиганием Урало-Тобольского микроконтинента на восточный край Восточно-Европейской платформы в ранней перми резко изменились не только условия осадконакопления, но и тектонический режим. Возник узкий передово-прогиб и ограничивавшие его со стороны континента поднятия, происходила активизация ступенчатых сбросов фундамента, часть которых на востоке была трансформирована во взбросы надвиги. Смена во времени геодинамической обстановки, несомненно, отразилась на характере и интенсивности преобразования органического вещества [10], на формировании зон нефтегазоаккумуляции (рис. 1).

На большей западной части синеклизы в девоне и карбоне существовал внутриконтинентальный платформенный осадочный бассейн, ограниченный на западе Воронежской, на севере Волго-Уральской антеклизмами, на востоке Кенжалинским краевым [5], и на ю-

Гурьевским поднятиями. От Кенжалинского краевого поднятия до Урало-Тобольского антиклинория протягивается осадочный бассейн, относящийся к пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы, обращенной к Уральскому палеоокеану (рис. 2). Восточная часть его в настоящее время находится под аллохтонами, а восточная граница, совпадающая с восточной границей Прикаспийской синеклизы, проходит под Урало-Тобольским антиклинорием, и на поверхности за нее условно может быть принят Главный Уральский разлом. Представляется правильным выделить на юге самостоятельный надрифтовый Южно-Прикаспийский осадочный бассейн, приуроченный к поперечному-континентальному Южно-Эмбинскому рифту девонского возраста. Разделяющие эти три бассейна Гурьевское и Кенжалинское поднятия занимали относительно приподнятое положение, а возможно, временами служили областями сноса осадков. Несмотря на их существование, эти три бассейна сообщались между собой почти непрерывно.

Для Западного Центрально-Прикаспийского внутриконтинентального осадочного бассейна, по аналогии с пограничными районами Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и с учетом данных сейсморазведки, можно предположить накопление в среднем и верхнем девоне терригенных, терригенно-карбонатных, а в отдельные периоды морских карбонатных и мелководнокарбонатных осадков. В каменноугольный период в этом бассейне накапливались терригенные и морские терригенно-карбонатные образования. Возможно, в пределах крупного осадочного бассейна были аналоги значительно меньших по размерам прогибов типа Бузулукского и Марковского и разделявших их поднятий (Задонское, Палласовское и др.). Глубина залегания отражающих горизонтов Π_1 и Π_2 изменяется соответственно от 7—8 км на западном борту до 10—13 км в центральной части; к востоку в сторону Кенжалинского поднятия глубина их залегания уменьшается. В низах разреза бассейна предполагается широкое развитие рифейских отложений в палеорифтах на юго-восточном про-

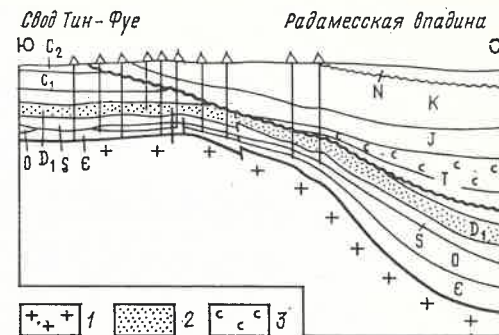


Рис. 3. Геологический профиль южной бортовой зоны Радамесской впадины:

1 — рифейский кристаллический фундамент; 2 — песчаники резервуара раннедевонского возраста, основной газоносный горизонт на месторождении Тин-Фуге; 3 — соленосная толща триаса

должении Пачелмско-Саратовского рифта и, возможно, вдоль западного и северного бортов. Мощность этих отложений, по сейсмическим материалам, превышает 6—8 км при общей мощности осадочного разреза около 20 км.

Наиболее прогнутая часть осадочного бассейна, выделенная под названием Центральной депрессии, характеризуется субширотным простиранием и глубинами залегания поверхности кристаллического фундамента около 20 км. На север она воздымается ступенчато до глубины 5 км на южном склоне Волго-Уральской антеклизмы. На юг подъем поверхности фундамента происходит постепенно с образованием отдельных поднятий и Иnderской тектонической ступени перед Гурьевским поднятием. Глубина залегания фундамента на Гурьевском и Кенжалинском поднятиях 8—10 км.

В настоящее время более или менее изучено строение северной бортовой зоны Центрально-Прикаспийского бассейна, где бурением установлено резкое несогласие на уровне каменноугольных и девонских отложений. Отмечается выпадение из разреза каменноугольных отложений и непосредственное залегание нижнепермских на девонских, а по мнению некоторых исследователей, и на рифейских. Сторонники палеоокеанической модели Прикаспия объясняют этот факт резким переходом в область некомпенсированного прогибания. Нам думается, что процесс некомпенсированного прогибания не может полностью объяснить исчезновение столь мощных толщ (2—

4 км) на коротком расстоянии (5—10 км). Одной из основных причин такого соотношения пород является разрыв вершин отдельных приподнятых блоков в бортовой зоне синеклизы в периоды активизации тектонических движений — в среднем девоне, во время формирования Центрально-Прикаспийского осадочного бассейна, и в ранней перми, когда образовалась Прикаспийская синеклиза как участок сильного и быстрого обрушения на юго-востоке Восточно-Европейской платформы.

Аналогичное строение имеет детально изученная бурением южная бортовая зона Радамесской впадины на Северо-Африканской платформе (рис. 3), где под мезозойскими породами (соленосной толщей триаса) вскрыт нижний девон, тогда как на своде Тин-Фуе и в более погруженной части впадины Радамес под мезозоем залегают породы среднего и нижнего карбона, верхнего и среднего девона. Подобное соотношение могло иметь место и на северном борту Центрально-Прикаспийского бассейна в период формирования Прикаспийской синеклизы как единого крупного структурного элемента.

В региональном плане следует предположить общее уменьшение мощности и изменение литофациального состава девонских отложений к поднятиям Кенжалы и Гурьевское, что подтверждается материалами региональных сейсмических профилей.

Для Восточно-Прикаспийского бассейна, представляющего собой пассивную континентальную окраину, характерно увеличение мощности осадочного чехла в восточном направлении за счет увеличения мощности девонских и каменноугольных отложений и появление в низах разреза толщ нижнего палеозоя, которые, вероятно, отвечают начальному рифтовому этапу возникновения Уральского палеоокеана. Эти образования представлены терригенными, терригенно-вулканогенными и терригенно-карбонатными осадками, замещающимися на востоке мелководными морскими. Они детально изучены по выходам в Западном Мугоджарье [1]. Подушечные лавы девона на Берчогурской синклинали, остатки океанической коры (офиолиты Кемпирская и Кокпектовы) явно свидетель-

ствуют о спрединге [12]. На широте Прикаспия Уральский палеоокеан имел, вероятно, две ветви, разделенные Урало-Тобольским микроконтинентом. Влияние западной Мугоджарской ветви палеоокеана в период спрединга, а затем субдукции, несомненно, отразилось на специфике строения и на процессах нефтегазогенерации и нефтегазоаккумуляции (см. рис. 2).

С развитием Уральского палеоокеана, начиная со среднего девона, Восточно-Прикаспийский бассейн представлял собой пассивную окраину атлантического типа, где накапливались терригенные и терригенно-карбонатные осадки большой мощности. Интенсивность тектонических движений была неравномерной во времени и по площади. Периоды слабой тектонической активности способствовали формированию мелководно-карбонатных осадков.

От краевого Кенжалинского поднятия до континентального подножья развивались крупные поднятия (Енбекское, Кзылжарское, Жаркамысское, Башенское и др.). Каждое из них по-разному реагировало на те или иные изменения в характере тектонических усилий, в основном направленных на запад, особенно на этапе погружения Восточно-Европейской платформы под надвигавшийся Урало-Тобольский микроконтинент.

Периодом значительной тектонической активизации всей восточной части Прикаспийской синеклизы было фаменско-турнейское время, когда вдоль западного побережья Уральского палеоокеана образовалась терригенная толща зилаирской и изембатской серии большой мощности. В это же время сформировался Южно-Эмбинский поперечный континентальный рифт, заполненный граувакковой формацией. Он ознаменовал начало Южно-Прикаспийского надрифтового осадочного бассейна нового типа.

Начиная с позднего визе, скорость погружения Восточно-Прикаспийского бассейна уменьшалась, и в условиях морского мелководного шельфа сформировались мощные карбонатные толщи КТ-I и КТ-II, разделенные терригенными образованиями подольского возраста. Таким образом, в рассматриваемом бассейне присутствуют три ос-

новные группы нефтегазоносных формаций, характерные для пассивных окраин: полифациальные породы, переходящие вверх по разрезу в терригенные прибрежно-морские, а затем в карбонатные.

Строение подсолевого палеозойского комплекса Восточно-Прикаспийского бассейна хорошо изучено. Составлены карты по группам отражающих и преломляющих горизонтов Ф, П₃, П₂ (П₃², Т₂², П₁², П₂, П_Т², П_С²) и П₁. Несмотря на различную степень прослеживаемости и достоверности их опознавания, эти данные в сочетании с материалами глубокого бурения дают достаточную информацию об условиях залегания подсолевых отложений.

К моменту образования Прикаспийского солеродного бассейна в кунгуре поверхность фундамента была наклонена на восток и, по всей вероятности, раздроблена ступенчатыми сбросами, а вблизи зоны столкновения Прикаспийской плиты с Урало-Тобольским микроконтинентом — взбросами и надвигами. Мощность подсолевых палеозойских отложений постепенно уменьшается от 1,5 км в своде предполагаемого палеоподнятия Кенжалы до 5—6 км в районе месторождения Жанажол, что в целом соответствует условиям осадконакопления на континентальном шельфе пассивной окраины. На фоне регионального наклона на восток в девоне, карбоне и начале ранней перми отдельные поднятия занимали различное гипсометрическое положение относительно дна бассейна, а временами, может быть, и выступали над уровнем моря, представляя собой область сноса местного значения.

По глубине залегания поверхности фундамента и изменению мощности и литологии в подсолевых палеозойских породах выделяются следующие относительно крупные поднятия: Соль-Илецкое, Каратугайское, Енбекское, Караулькелдинское, Коскульское в пределах Кенжалинского краевого поднятия и Темирское, Башенское (Жанажольское) и Жаркамысское на континентальном склоне бассейна. Под складчато-надвиговой зоной на востоке поверхность фундамента, вероятно, погружена на 9—10 км и имеет чешуйчато-надвиговой характер вблизи Главного Уральского разло-

ма — восточной границы Восточно-Прикаспийского бассейна.

По В. П. Кану (1986) в современном структурном плане по горизонтам П₂ и П₁ вся территория бассейна представляет собой моноклинали, наклоненную на запад, на фоне которой просматриваются три широких ступени, осложненные в свою очередь поднятиями второго и третьего порядка и образующие, возможно, зоны нефтегазоаккумуляции.

В восточной части Восточно-Прикаспийского палеобассейна находится складчато-надвиговая зона. На широте Жанажол-Кокпекты Г. Ж. Жолтаевым, З. Е. Булекбаевым (1987) предполагается присутствие аллохтона, представленного изембетской серией и офиолитами Кокпектинского массива, и надвинутого на запад на 30—40 км. Под ним возможно распространение продуктивных карбонатных толщ, хорошо изученных в районе Жанажола. Аналоги терригенно-карбонатных отложений карбона и нижней перми были в свое время встречены глубокими скважинами в тыловой восточной части аллохтона (Р. Г. Гарецкий, 1962). В Актюбинском Приуралье, составляющем северную часть складчато-надвиговой зоны, вероятно, широко развиты надвиги на западных линиях складок, а на востоке возможно распространение аналогов Акбердинской и Сюренской пластин, установленных бурением в Призилайской полосе Южного Урала [15]. В связи с закрытием Уральского палеоокеана и формированием складчатой зоны вследствие надвигания Урало-Тобольского микроконтинента на край Восточно-Европейской платформы, начиная с ранней перми, резко изменились характер осадков и структурный план синеклизы. Началось опускание всех трех осадочных бассейнов и разделяющих их поднятий.

Скорости прогибания были разными на общем фоне опускания территории, что привело к денудации каменноугольных отложений со сводов погребенных ныне палеоподнятий. Об этом свидетельствует разрыв КТ-I на Урихтау, отсутствие ее на сводах Кенкияка, Арансая, Бозоба и других структур. Доказательством денудации являются также многочисленные гальки из-

вестняков, карбона в ассельском и сакмарском слоях. В зависимости от относительного гипсометрического уровня структур глубина размыва была разной. Относительно приподнятое положение к началу перми занимал район Восточного Торткуля, где под нижней пермью встречены визейские отложения.

Южно-Прикаспийский надрифтовый осадочный бассейн начал обособляться с фамена, со времени формирования Южно-Эмбинского рифта. Особенности его развития в фамен-турнейское время можно представить по аналогии с историей развития Нигерского бассейна, образовавшегося в мелу над поперечным континентальным рифтом. В дорифтовый период, так же как и по всему восточному побережью Атлантического океана, накапливались меловые терригенные и карбонатные осадки в более или менее спокойных условиях пассивной континентальной окраины. Начиная с палеогена, вследствие оживления тектонических движений по Камерунскому региональному разлому формируется Нигерский поперечный континентальный рифт и дельтовые образования огромной мощности, которые содержат запасы нефти и газа. Как отмечают многие исследователи, именно смещение пресных речных и соленых морских вод создало благоприятную среду с повышенной биопродуктивностью, а специфика фациального состава, частая перемежаемость песчаных и глинистых пород, обогащенных органическим материалом, способствовали образованию и сохранению скоплений нефти и газа. Немаловажное значение как для преобразования органического вещества, так и для формирования известных крупных месторождений свинца и цинка [8] имеют интрузивные тела габбро и долеритов, приуроченных к складкам северо-восточного простираения, нарушенных сбросами.

Нам представляется, что подобно Нигерскому авлакогену в фамене в теле Восточно-Европейской платформы образуется рифт, пересекающий не только ее пассивную восточную окраину, но и краевое поднятие, которое к тому времени существовало между окраиной океана и внутриконтинентальным осадочным бассейном. Можно

предположить, что рифт стал заполняться не только продуктами разрушения отдельных островов в океане, но и терригенным материалом, снесенным реками в морской бассейн с сопредельной суши (Карабогазское, Гурьевское, Северо-Устьюртское и Гурьевское поднятия). Скорость осадконакопления, вероятно, была очень большой, так как за 20—30 млн лет образовалась 2—2,5-километровая толща, которая заполнила рифт.

К концу турне произошла инверсия движения, что связано со сжатием вследствие движения Карабогазского микроплиты на север. В этот короткий период от фамена до конца турне формировался крупный структурный элемент — Южно-Эмбинский палеоавлакоген, северо-восточная часть которого постоянно занимала приподнятое положение в течение карбона, перми и мезозоя.

Многие исследователи подчеркивают резкое несоответствие структурных планов в Южно-Эмбинской зоне [9] нижнепалеозойские и девон-каменноугольные отложения погружаются регионально с севера на юг, а карбон-нижнепермские, наоборот, с юга на север. Угловое несогласие между девонско-среднекаменноугольными и верхнекаменноугольными отложениями может быть объяснено геодинамикой рассматриваемой территории ранним палеозое, девоне, карбоне и перми [14]. В девоне с образованием рифта нижнепалеозойские и девонские отложения были вовлечены в погружение в южном направлении, а формировавшиеся после инверсии средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские образования приобрели наклон на север.

В период инверсии и в более поздние этапы активизации тектонических движений возникали линейные, согласные простираению авлакогена, складки, возможно, местами надвинутые на север. В периоды установленных перерывов осадконакопления на границах среднего и верхнего карбона и перми сакмарское время своды складок подвергались денудации, что и могло привести к залеганию сакмарских отложений местами на средне- и верхнекаменноугольных. На западе в Калмыцкой АССР это привело к залеганию кунгу-

рской соли на известняках московского яруса (Грязновская, Северо-Аршань-Зельменская площади) и башкирского (Южно-Аршань-Зельменская площадь) ярусов среднего карбона [14]. Поверхность фундамента, прослеживаемая на Гурьевском поднятии на отрезке — 7,5 км, постепенно погружается на юг до 10—12 км; наклон пополюсному. По горизонту P_1 в современном плане на юге вырисовывается моноклинал, наклоненная на север, глубины залегания горизонта от 3,4—4,0 до 6—7 км. Мощность пород осадочного палеозоя изменяется от 1,8 км на своде Гурьевского поднятия до 6,0—7,5 км южнее Тенгизского месторождения.

По морфологии поверхностей по горизонтам F , P_2 и P_1 и по изменению мощности палеозоя выделяются Астраханский, Северо-Каспийский и Биикжальский своды. Подобные приподнятые участки в виде валов и поднятий, несомненно, будут картированы и на остальной части Южно-Прикаспийского бассейна по мере улучшения изученности сейсморазведкой и параметрическим бурением. На северном борту Южно-Прикаспийского бассейна на своде крупного Гурьевского поднятия установлены глубокие размывы в разрезе палеозоя, чем обусловлено непосредственное залегание нижнепермских конгломератов на породах среднего карбона.

На южном борту этого бассейна вследствие инверсии более молодого внутриконтинентального Донбасско-Промыслово-Бузачинского рифта образуется относительно узкая складчатонадвиговая зона, доказанная бурением на участке Промысловой группы месторождений и намечаемая на отдельных сейсмических профилях в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы с Северо-Бузачинским поднятием. Донбасско-Промыслово-Бузачинский рифт формировался в среднем карбоне, он был заполнен не только терригенными осадками большой мощности, но и эффузивами вдоль ступенчатых сбросов. С возникновением этого рифта в среднем и верхнем карбоне центр погружения переместился на юг. Материал, заполнивший рифт, мог быть снесенным с юга, в основном с вершин

Карабогазского и Гурьевского поднятий, в то время имевших сгнелированный рельеф, что и отразилось на характере осадков. Частично материал сносился и со сводов претерпевшего инверсию в конце турне Южно-Эмбинского поднятия, занимавшего приподнятое положение относительно дна морского бассейна. Эффузивы, излившиеся по разломам, ограничивающим рифт, имели локальное и линейное распространение. Повышенное тепловое поле на юге Южно-Прикаспийского бассейна, несомненно, сопутствовавшее эффузивам, способствовало созреванию и преобразованию органического вещества в углеводороды в девонских и каменноугольных отложениях. В конце карбона и в начале перми Донбасско-Промыслово-Бузачинский рифт претерпевает инверсию и связанную с ней дислокацию, более интенсивную в зонах крупных ограничивающих его с севера и юга разломов. В зоне сочленения Северо-Бузачинского поднятия с Южно-Эмбинской зоной возможно развитие надвигов, по которым с юга средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские образования надвинуты на относительно спокойно залегающие разновозрастные и более молодые отложения.

С начала перми происходит погружение огромной территории, охватившей всю Прикаспийскую синеклизу. Донбасско-Промыслово-Бузачинское инверсионное поднятие и горное сооружение Южного Урала и Мугоджар служили поставщиками терригенного материала. Изменились геодинамические условия осадконакопления. В узких прогибах вдоль восточного, юго-восточного и южного бортов синеклизы накапливались терригенные отложения нижней перми большой мощности. Естественно предположить, что вначале, в ассельское время, более интенсивное погружение испытали примыкающие к Бузачинскому поднятию и Уралу участки дна моря, заполнявшиеся тут же сносимыми с суши терригенными осадками, и этот фронт интенсивного накопления отложений постепенно перемещался на север и запад во внутреннюю часть сакмарского и артинского морского бассейна. Во внутренней части синеклизы краевые поднятия отставали в интенсивности

погружения и временами были не только участками, где происходило осадконакопление, но и местными кратковременными областями сноса.

К кунгурскому веку, ознаменовавшемуся мощным соленакоплением, Прикаспийская синеклиза представляла собой слабо всхолмленную равнину с унаследованным рельефом. Холмы соответствовали палеоподнятиям, на вершинах которых обнажались ассельские или нижнесакмарские отложения, сменяющиеся по склону более молодыми породами. На эту поверхность несогласно накладывались терригенные артинские и гидрохимические образования кунгура. Воды кунгурского солеродного бассейна на бортах разбавлялись пресными водами, что отразилось в циклическом переслаивании соли и ангидрита с терригенными осадками.

Предложенная модель Прикаспийской синеклизы, учитывающая геодинамические условия осадконакопления в древних палеобассейнах, дает более полное представление о ее строении и возможностях процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в наиболее перспективных эйфельско-турнейском и визейско-артинском структурных комплексах.

Различия геодинамической обстановки на каждой стадии развития Восточно-Прикаспийского и Южно-Прикаспийского осадочных палеобассейнов и их соотношение во времени и в пространстве в конечном итоге определили возможности формирования, переформирования и сохранности зон нефтегазонакопления. Поэтому поисковые работы на нефть и газ по мере увеличения разрешающей способности сейсморазведки и глубины скважин должны быть направлены не только на выявление отдельных локальных поднятий в современном структурном плане, но и на изучение сводов и склонов Кенжалинского и Гурьевского палеоподнятий, служивших своего рода шарнирами при изменении характера и направления тектонических движений, начиная с девона по настоящее время. При этом поисковые работы должны быть нацелены на картирование структурных ловушек и на изучение и выявление ловушек и возможных зон нефтегазонакопления, связанных с региональными зонами выклинивания от-

дельных толщ, зонами стратиграфического несогласия и развития рифтовых тел на сводах и склонах палеоподнятий.

Следует также обратить внимание на необходимость изучения области счленения Прикаспийской синеклизы обрамляющими ее с востока и юга складчатыми системами. В предполагаемых складчато-надвиговых зонах необходимо исследовать условия залегания автохтонных карбонатных комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А. Геология Мугоджар. — Алма-Ата: Наука, 1973.
2. Айзенштадт Г. Е.-А. Прикаспийская нефтегазоносная провинция — достижения и перспективы // Геология нефти и газа. 1987. № 11. С. 1—6.
3. Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Мстиславская Л. П. Прикаспийская нефтегазоносная провинция — новый высокоперспективный регион // Прогнозирование нефтегазоносности недр и совершенствование методики поиска и разведки нефти и газа: Тезисы докл. Всесоюзной конференции. М., 1983. С. 12—14.
4. Дальян И. Б. Формирование и размещение залежей нефти и газа в подсолевых отложениях восточной окраины Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1987. № 3. С. 31—35.
5. Жолтаев Г. Ж., Булекбаев Э. Е. Тектоника и нефтегазоносность бортовых зон Прикаспийской синеклизы. — Алма-Ата: Изд-во Казахстана, 1975.
6. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. — М.: Наука, 1972.
7. Кириухин Л. Г., Размышляев А. А. Древняя структура Прикаспийской впадины и перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений // Геология нефти и газа. 1987. № 8. С. 24—28.
8. Красный Л. И. О клиновидных структурах и граничных углах // Геотектоника. 1987. № 4. С. 3—18.
9. Куандыков Б. М. Структурно-формационные комплексы и перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений южных районов Прикаспийской впадины: Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1986.
10. Кучерук Е. В., Алиева Е. Р. Эволюция осадочных бассейнов и условия их нефтегазоносности на стадии перехода от пассивной окраины к передовому прогибу // Геология нефти и газа. 1986. № 12. С. 4—11.
11. Прикаспийская впадина — важнейший регион наращивания нефтедобычи в СССР. Н. Н. Лисовский, А. А. Новиков, Н. А. Крылов, В. П. Авров // Геология нефти и газа. 1987. № 10. С. 7—12.
12. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа // Л. П. Зоненшайн, В. Г. Кориневский, В. В. Матвеев, В. Е. Хаин // Геотектоника. 1985. № 3. С. 5—20.

Седиментационные модели подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины / А. К. Замаренов, М. Г. Шебалдина, Д. Л. Федоров и др. — М.: Недра, 1986.

Филин С. И. Результаты и дальнейшее направление нефтегазопроисловых работ на

юго-западе Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 38—40.

15. Шекотова И. А. Особенности строения Приизлаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 1987. № 12. С. 40—46.

Принята редколлегией 27 апреля 1988 г.

ДК 551.248.2:551.4(-02)(476-13)

Н. А. КАПЕЛЬЩИКОВ (Минский отдел ВНИИКАМ)

Зональность юга Припятского прогиба по структурно-геоморфологическим данным

Комплексное изучение сложно построенных регионов с использованием новых материалов и методов исследования приобретает все большую актуальность. Сочетание геолого-геофизических и дистанционных методов широко применяется при изучении территории Припятского прогиба.

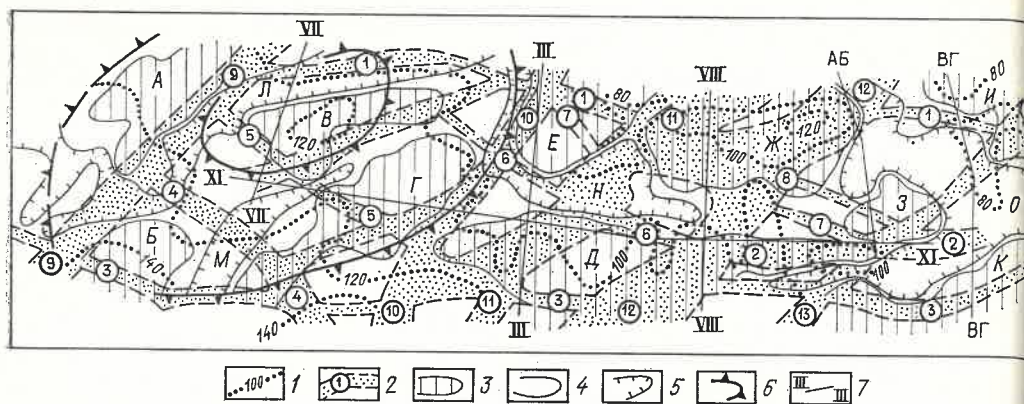
Регион представляет собой сложно построенную структуру, тектонический облик которой определяется системой разнонаправленных, различных по генезису и амплитудам разрывных нарушений, контролирующих пространственно-временное развитие литофаций, формирование локальных структур и месторождений полезных ископаемых. Здесь интенсивно проявились соляные тектогенез и связанное с ним несоответствие структурных планов, значительна эрозионная нарушенность мезозойско-кайнозойского комплекса. В пределах Припятского прогиба широко развиты ледниковые антропогенные отложения, многообразны ландшафтные компоненты, значительны антропогенные преобразования. Все это затрудняет применение дистанционных методов. В то же время древнее заложение большинства разломов, а также унаследованность развития блоков различных рангов, закономерная связь геодинамических процессов, напряжений и деформаций осадочной толщи с глубинными источниками способствуют применению аэрокосмических материалов.

Южная зона Припятского прогиба, недостаточно изученная геофизическими и буровыми работами, отличается весьма сложными сей-

смогеологическими и ландшафтными условиями, наименее трансформирована под антропогенным воздействием. Именно здесь с высокой эффективностью могли быть применены материалы дистанционных съемок (МДС), что позволило выявить неотектонический режим территории, его влияние на формирование современного рельефа, погребенной структуры платформенного чехла и поверхности фундамента.

При изучении неотектонических особенностей геологически закрытых регионов применяются разнообразные методы, классификация которых предложена Б. Н. Можаяевым и Н. И. Николаевым. Методика таких работ на территории Припятского прогиба освещалась В. И. Гридиным, Э. А. Левковым, А. В. Матвеевым и др. Настоящие исследования южной части Припятского прогиба предусматривали комплексное применение детального анализа рельефа по топографическим картам, обработку МДС, анализ геолого-геофизического материала.

При детальном анализе рельефа изучалась орография региона, устанавливались ее взаимосвязи со строением глубоко залегающих маркирующих поверхностей. Исследован плановый рисунок гидросети, построены продольные профили рек и графики уклонов русел, подсчитаны коэффициенты меандрирования, выполнены в крупном масштабе морфо- и картометрические построения и др. В результате составлены предварительные схемы геоморфологического и неотектонического районирования, региональных и ло-



Неотектоническая карта Южной зоны Припятского прогиба:

1 — изобазы суммарных амплитуд неотектонических движений, км [4]; 2 — зоны линеаментов (субширотные): 1 — Наровлянская, 2 — Выступовичская, 3 — Южно-Припятская; северо-западного простирания: 4 — Северо-Дзержинская, 5 — Тонежская, 6 — Батывленская, 7 — Южно-Ельская, 8 — Ельская; северо-восточного простирания: 9 — Туровская, 10 — Убортская, 11 — Валавско-Заозерная, 12 — Выступовичско-Ель-

ская, 13 — Вербовичская); 3 — зоны интенсивных ременных поднятий (А — Белкинская, Б — Дзержинская, В — Симоновичская, Г — Боровская, Д — Валавская, Е — Буйновичская, Ж — Ельская, З — Бовичская, И — Тульговичская, К — Дерновичская, Л — Олевская, М — Восточно-Дзержинская, Н — Батывленская, О — Желонско-Припятская); 6 — Туровская структура; 7 — региональные сейсмопрофили

кальных аномалий, неотектонических движений.

Обработка МДС включала геоморфологическое и структурное дешифрирование разномасштабных аэрофото- и радиолокационных снимков и фото-схем, космических снимков. Материалы обрабатывались на многокамерном синтезирующем проекторе МСП-4 и установке анализа рентгенограмм УАР-1. Результаты дешифрирования аэрокосмических положены в основу составления геоморфологической карты, схем структурного дешифрирования и геоморфологического районирования. Выделены деформации генетически однородных уровней рельефа, установлены характер и знак неотектонических движений.

Анализ и сопоставление структурно-геоморфологического и геолого-геофизического материала позволили установить амплитуды новейших движений, закономерности проявления локальных движений на различных рубежах кайнозоя и унаследованность геологической структуры. Строились и изучались карты (схемы) ложа и мощностей неогеновых и антропогеновых отложений. Сопоставлены и сведены на единую схему все линейные и кольцевые аномалии, полученные по результатам интерпретации геологических и структурно-геоморфологических построений, подсчитаны плотность и ориентировка

линеаментов, составлены схемы диаграмм и выраженности неотектонических поднятий. Комплексная интерпретация материалов позволила выделить по всему разрезу структуры усложненного развития, частично смещенные или выраженные только по отдельным горизонтам, проследить влияние погребенных структур на характер современного рельефа, наметить участки, перспективные для поиска полезных ископаемых (рисунок).

Линеаментные зоны представлены тремя преобладающими системами: субширотной, северо-западного и северо-восточного простираний. Субширотная система (СЗ 270—285° и СВ 75—90°) соответствует высокоамплитудной Южно-Припятскому, Наровлянскому, Выступовичскому разломам и составляет 18,1 % всех выявленных линеаментов. Наибольшая их плотность приходится на Южно-Припятской зоне, особенно на отрезку восточнее сейсмопрофиля III—III. Здесь же предполагается максимальная активность разлома в новейшем этапе. Такой же плотности характеризуется Выступовичская зона линеаментов.

Наровлянская тектонически активная зона по плотности линеаментов крайне неравномерна. Максимальные значения установлены на отрезке между сейсмопрофилями VIII—VIII и АБ, а также в западной части. На крайнем

востоке проследить ее удалось лишь в строении ложа палеогеновых отложений.

Результаты дешифрирования аэрокосмических снимков и интерпретации первичных геофизических материалов показали их хорошее соответствие. В частности, при сопоставлении приведенных к одному масштабу временного разреза ОГТ—ГСЗ по профилю VIII—VIII и результатов структурного дешифрирования космических снимков (КС) полностью совпали краевой Южно-Припятский, Выступовичский и Ельский разломы. Наровлянская зона разрывных нарушений маркируется на снимке системой линеаментов в полосе шириной 9—10 км, что также согласуется с серией разломов, интерпретированных на временном разрезе. Кроме того, на КС выделено еще несколько линеаментов, проекция которых на профиль показала, что плановое их положение не противоречит наблюдаемому осложнению волновой картины на временном разрезе. В пределах Выступовичской ступени на участке предполагаемой одноименной зоны дробления возможна интерпретация по меньшей мере еще двух разломов, один из которых проникает в межселевую толщу и характеризуется северным наклоном плоскости сбрасывателя.

В ландшафте упомянутые нарушения выражены спрямленными отрезками речной сети, ложбинами временных водотоков, линейно вытянутыми эоловыми формами, что на КС отразилось полосовыми тональными изменениями фотоизображения рельефа и почвенно-растительных сообществ.

Свыше трети (34,9 %) линеаментов группируются в северо-западную систему, развитую в довольно широком градусном диапазоне (СЗ 285—345°). Однако существенным повышением плотности линеаментов отмечается интервал 285—315° (22,6 % всех линеаментов). В пределах исследованной территории в этой системе установлены пять тектонически активных зон.

По сравнению с субширотной системой, линейные аномалии северо-западной ориентировки отличаются более уверенным отображением не только по материалам аэрокосмических съемок и морфометрическим построениям, но и в структуре кайнозойских отложений.

Сопоставление планового их положения со структурой подсолевых девонских образований и поверхностью фундамента показало хорошую плановую сходимость, в особенности в западной половине территории. Здесь интерпретированы Северо-Дзержинская и Тонежская тектонически активные зоны. Первая шириной около 5 км, отражает разлом, разделяющий Дзержинский горст и Тонежско-Боровское поднятие. Ширина Тонежской зоны 2—3 км. На всем протяжении она уверенно маркирует систему разломов с амплитудой 200—400 м, контролирующей Боровские структуры по подсолевым и межселевым девонским отложениям.

Батывленская зона линеаментов соответствует Кузьмичевско-Новорудненской, установленной по данным гравиразведочных работ [5]. Ширина ее от 8—10 км на востоке до 1—2 км на северо-западе. По подсолевым девонским образованиям в контуре зоны уверенно трассируются два протяженных разлома амплитудой 200—500 м и ряд малоамплитудных нарушений локального характера, оперяющих основные. К востоку от Валавской структуры, на глубоко погруженной (до 5500 м) моноклинали Ельского грабена данными сейсмических работ эти разломы не трассируются. В то же время по материалам структурно-геоморфологических исследований и по МДС зона линеаментов прослежена уверенно вплоть до слияния ее с Выступовичской. Связь с погребенными разломами отмечена для Южно-Ельской и Ельской зон линеаментов, хотя восточные их окончания над погруженной моноклиной Ельского грабена сейсмическими методами пока не установлены.

Особый интерес представляют тектонически активные зоны северо-восточного простирания, охватившие 45,5 % всех линеаментов. При этом только в одном 15-градусном интервале (45—60°) сосредоточено 22 % линеаментов, что явилось максимальным для изученной территории. Это противоречит мнению о существенном преобладании в Припятском прогибе сбросов субширотной ориентировки.

Северо-восточная ориентировка части разломов Припятского прогиба показана многочисленными работами по

дешифрированию аэрофотоснимков, выполненными коллективом сотрудников БелНИГРИ под руководством В. И. Гридина. К настоящему времени такая ориентировка многих разломов доказана не только материалами дешифрирования аэрокосмоснимков, но и геолого-геофизическими методами.

З. А. Гореликом, Р. А. Айзбергом, А. М. Синичкой, П. В. Анцуповым и В. Н. Макаревичем в результате анализа геологических материалов обнаружены, З. А. Гореликом [1] детально описаны Малыньско-Симоновичская, Первомайско-Заозерная и Лоевская региональные зоны разрывных нарушений, пересекающие Припятский прогиб. Время заложения двух первых зон допалеозойское, а Лоевской — архейское. В дальнейшем тектонические подвижки в указанных зонах проявлялись с перерывами до антропогена включительно и сыграли существенную роль в распределении фаций фанерозойских пород и ряда полезных ископаемых.

Наличие региональных разломных зон северо-восточного и северо-западного простираний подтверждено М. С. Орешко и др. [5] по материалам гравиразведки. Субмеридиональная зональность и связанная с ней нефтеносность Припятского прогиба проанализированы Г. И. Морозовым и др. [2], М. А. Рынским и др. [6]. При этом продолжение установленных в северной части прогиба восьми сбросов северо-восточного простирания, обусловивших субмеридиональную зональность, предполагается и на остальной части прогиба.

Нашими исследованиями выделены пять тектонически активных зон северо-восточного простирания. При этом две из них (Туровская и Балавско-Заозерная) приурочены к южным частям протяженных разрывных нарушений, достоверно установленных геологическими исследованиями [1, 2, 6].

Туровская зона имеет достаточно выдержанную ширину в 6,5—7 км и отличается прямолинейностью. На юге она пересекает Южно-Припятский разлом и продолжается в пределы Украинского щита, на севере срезает Наровлянский сброс, а также Северо-Дзержинскую и Тонезскую линейные аномалии северо-западной ориентировки. По

фундаменту и подсолевым отложениям она соответствует одноименному разлому, установленному В. Х. Булыгиным и В. А. Ксенофоновым по материалам гравиразведки. Вертикальные амплитуды отложений. К западу от туды разлома около 200 м, однако се по кровле верхней солевой ременной активность его весьма высока, что выражается линейной аномалией в строении кайнозойских отложений, современной и базисной поверхностей по МДС.

Балавско-Заозерная и выделенная 25 км восточнее Выступовичско-Ельска тектонически активные зоны в разрывных нарушениях ни в фундаменте плане несколько схожи. Они образуются линейными, ориентированными в широком градусном диапазоне (СВ 30—75°), в большинстве неотяженными. По своему простиранию они имеют разную ширину, обычно увеличенную в местах пересечения линейными северо-западной и северо-восточной ориентировки. По данным сейсморазведочных и буровых работ в пределах Балавско-Заозерной зоны установлен ряд разрывных нарушений поверхности фундамента и низов платформенного чехла, ориентированных в том же направлении, а Выступовичско-Ельска линейная аномалия выражается разломами лишь по западному контуру. По восточному контуру на небольшом отрезке установлено нарушение в пределах Выступовичской ступени. Обе зоны пересекают Южно-Припятский краевой разлом с отдельными его горизонтальными смещениями и внедряются в пределы Украинского щита. На участке пересечения с Батывленским линейным они несколько изогнуты и выпуклой стороной обращены на восток.

В том же направлении отмечен изгиб Убортской тектонически активной зоны, установленной к западу от сейсмопрофиля III—III. Она проявилась очень убедительно на МДС, в морфометрических построениях, в структуре допалеогеновой поверхности, а в современном рельефе маркируется долиной Уборти. Не менее уверенно этот линейный элемент выражен в кровле верхней соленосной толщи.

К востоку от Убортской зоны по поверхности фанерозойских отложений выделены хорошо выраженные валы, крупноамплитудные брахиантеклинальные поднятия, купола, анти-

клинальные поднятия и сопряженные с ними межсвоновые погружения; четко проявлена тектоника; распространена толща франских соленосных отложений. К западу от туды разлома около 200 м, однако се по кровле верхней солевой ременной активность его весьма высока, что выражается линейной аномалией в строении кайнозойских отложений, современной и базисной поверхностей по МДС.

Однако по данным предшествующих геолого-геофизических работ разрывные нарушения ни в фундаменте ни в подсолевых и межсолевых отложениях пока не установлены. Вероятно, основная причина этого заключается в сложных сейсмогеологических условиях участка, возможно относительно небольших амплитудах разлома. В восточной части исследованной территории с некоторой долей условно намечена Вербовичская тектонически активная зона, которая пересекается с Южно-Припятским разломом, а также с Выступовичским линейным, вызывая заметные горизонтальные смещения. На этом отрезке зона отражена в рельефе ложа антропогена, в базисной и современной поверхностях, хорошо дешифрируется на снимках. Аналогично она выражается в северной части при пересечении с Наровлянским разломом. На отрезке же между сейсмопрофилями АБ и ВГ описываемая линейная аномалия предполагает лишь по данным дешифрирования аэрофотоснимков.

Кроме перечисленных тектонически активных зон преобладающих трех направлений, установлены и отдельные линейные элементы тех же ориентировок, положение которых соответствует известному разлому. Однако нередко случаи лишь фрагментарного планового соответствия тех и других данных, ряд линейных элементов пока не находят своего подтверждения геофизическими методами, а некоторые установленные разломы не выражены на структурно-геоморфологических построениях. Скорее всего это можно объяснить активностью той или иной структуры в новейший этап и амплитудой перемещения. Следовательно, комплексные структурно-геоморфологические методы не выявляют даже высокоамплитудные тектонические нарушения, пассивные в неотектонический этап, и, наоборот, современные сейсмические методы пока еще недостаточно информативны для обнаружения активных, но низкоамплитудных разрывов.

Тектонически активные зоны контролируют неотектонические поднятия и относительные опускания, которые вырастают в виде валов или группируются отдельными узлами. В первую очередь следует отметить крупную Туровскую аномалию, расположенную западнее сейсмопрофиля III—III между Микашевичско-Житковичским выступом на севере и Украинским щитом на юге и ограниченную Шестовичским, Убортским и Южно-Припятским разломами. Эта территория слабо изучена геофизическими и буровыми работами. В то же время исследованиями В. И. Гридина и Л. С. Гирилович, а также автора здесь установлены зоны неотектонических поднятий разной интенсивности и преобладающих относительных опусканий. Однако зональность Туровской структуры отличается специфическими чертами, в первую очередь восток-северо-восточной ориентировкой, совпадающей с направлением осевой линии самой структуры. Эта ориентировка обусловлена активностью в новейший этап Туровского и Убортского линейных элементов и предполагаемой по космическим снимкам Симоновичской зоной дробления, которые и контролируют зональность этой части Припятского прогиба.

Неотектоническая зональность, установленная к востоку от регионального профиля III—III вдоль Южно-Припятского разлома, подвержена преобладающему влиянию разрывов субширотного и северо-западного простираний (Балавская и Дерновичская зоны поднятий). На формирование Буйновичского, Ельского, Вербовичского и Тульговичского участков интенсивных современных поднятий разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений оказали одинаковое влияние, на что указывают изменения ширины зон в узлах пересечения линейных элементов, а также положение и ориентировка локальных поднятий.

Сопоставление неотектонической карты со структурой погребенных горизонтов позволило проследить актив-

ность поднятий в новейший этап тектонического развития, установить выраженность их в современном ландшафте. В частности, из 85 локальных неотектонических структур 50 образуют зоны интенсивных современных поднятий, 9 расположены в зонах относительных опусканий и 26 занимают промежуточную по активности территорию. В целом же суммарные амплитуды движений уменьшаются с юга на север и с запада на восток. Западнее сейсмопрофиля III—III вдоль Южно-Припятского разлома они максимальны и составляют 130—140 м. В то же время именно данный отрезок краевого разлома в современном ландшафте и по аэрокосмическим снимкам проявляется хуже, чем восточный. Это связано, вероятно, с высокой активностью и значительными (около 120 м) неотектоническими деформациями (Свидовецкое, Копищенское, Западно-Глушковицкое, Дзержинское поднятия), как бы компенсирующими воздымание блоков Украинского щита. Восточнее Свидовецкой структуры, несмотря на меньшие суммарные амплитуды поднятий, краевой разлом четко выражен благодаря высокой современной активности разлома и дифференцированным движениям вдоль него отдельных блоков. Оптимально выраженный по МДС отрезок Южно-Припятского разлома к востоку от Борутицкого поднятия примерно соответствует границе между Дерновичской зоной интенсивных поднятий и Желонско-Припятской зоной относительных опусканий.

Заметным увеличением суммарных амплитуд неотектонических поднятий выделяются Ельская зона и Туровская структура. Амплитуды Буйновичской и Вербовичской зон составляют 80—90 м, однако эти площади отличаются весьма заметной активизацией на антропогенном подэтапе, что доказано нашими исследованиями, а также подтверждено работами В. А. Сидорова и А. Т. Донабедова, выполнявшими профильное повторное высокоточное нивелирование.

Рассматривая плановую сходимость неотектонических поднятий и локальных структур по основным маркирующим горизонтам низов осадочного чехла и поверхности фундамента, от-

метим, что почти половина из (45,9 %) отражает структуры рельефа фундамента и подсолевых девонских отложений (в том числе и вышележащих унаследованных); около трети (34,1 %) соответствуют структурным поднятиям в виде примазок и выпотов по межсолевым образованиям и выходящим унаследованным. 40 % поднятий развито над сводами толстых соляных антиклиналей. Многие из них характеризуются унаследованным разрывным притоком пластовой воды с витием, и поэтому только 15,3 % тектонических аномалий приходится на долю структур непосредственно межсолевым и подсолевым отложениям.

Из приведенных данных видно, большинство (62 из 85) локальных поднятий отражают погребенные структуры осадочного чехла. Из остальных 23 поднятий 15 расположены в западной части Туровской центриклины слабо изученной как буровыми, так геофизическими работами. Наиболее полное отражение в неотектонических поднятиях соляных структур убеждает в том, что на развитие верхней части осадочного чехла и современного ландшафта, наряду с тектоническими движениями жесткого основания, существенное влияние оказал галокинез активно проявившийся и на неотектоническом этапе.

Не возникает сомнений в том, что формирование, размещение и строение месторождений многих полезных ископаемых в той или иной мере связано с характером неотектонических процессов [3, 4]. Почти все нефтяные месторождения, известные в Припятском прогибе, расположены в Северной тектонической зоне. В пределах исследованной территории установлены лишь незначительные нефтяные притоки единичных скважинах отдельных площадей. Близость района к Украинскому щиту, служившему источником сырья песчаного материала, предопределила широкое развитие в разрезах межсолевых отложений и несолевых пластов галитовой подтолщи пород-коллекторов терригенной формации, с которыми связывается определенный нефтепоисковый интерес. Об этом свидетельствуют буровые материалы полученных притоки пластовых вод верхнесоленосных и межсолевых отложений на Южно-Балавской, Ново-

Рудненской, Выступовичской и Восточно-Выступовичской площадях. Нефтепродуктивность межсолевых отложений подтверждается наличием притоков нефти в скважинах Восточно-Выступовичской и Ново-Рудненской площадей. На перспективность верхнесоленосных отложений указывает наличие высокопробитного притока пластовой воды с выносом в Южно-Балавской скв. 1. Признаки нефтегазоносности во внутрисолевых отложениях отмечались на Николаевской, Ново-Рудненской, Западно-Балавской и других площадях. Из Ельской скв. 2 получен фонтанный приток нефти, дебит которого составил 15,5 т/сут.

Главствующая роль в формировании ловушек углеводородов отводится разрывным нарушениям. Сопоставление неотектонических построений с положением нефтяных месторождений в северной части прогиба, а также исследования, выполненные по другим нефтегазоносным регионам, показывают, что во многих случаях плановое соответствие залежей углеводородов и поднятий. Поэтому выделенные нами тектонически активные зоны должны учитываться при планировании, ведении и интерпретации первичных материалов геофизических, геохимических и буровых работ. При этом в качестве первоочередных объектов рекомендуются зоны интенсивных современных поднятий вдоль Южно-Припятского разлома, контролируемые Выступовичской зоной дробления. Заслуживают внимания неотектонические поднятия в активных зонах в контуре Туровской кольцевой структуры.

Преобладающая часть углепроявлений, пласты сланценосных горизонтов приурочены к западной части территории. Тонежское бурогольное месторождение и углепроявления расположены в контуре Туровской кольцевой структуры. При этом все залежи сформированы в тектонически активных зонах или контролируются последними. Геоморфологические, геоструктурные, климатические и гидрогеологические особенности территории обусловили на ряде площадей накопление и сохранение избыточного количества влаги, создали благоприятные условия

для заболачивания. Значительные пространства здесь заняты заторфованными низинами. При картировании болот особенно эффективно использование МДС, позволяющее выявить не только контуры, но с достаточной степенью достоверности определить типы торфяников и их мощность.

С поднятиями отдельных площадей связаны концентрации строительных песков зандового, аллювиального и эолового типов; к погруженным участкам приурочены огнеупорные и тугоплавкие глины. По данным Н. И. Николаева, перспективы обнаружения не выраженных в современном рельефе участков возможной локализации россыпей минералов редких элементов наиболее благоприятны в районах между расчлененным приподнятым и равнинным рельефом, между областями денудации и аккумуляции. Подобные условия существовали в зоне сочленения Припятского прогиба и Украинского щита, причем особенно благоприятными они могли быть в восточной части зоны. Здесь по водотокам, унаследовавшим серию нарушений северо-восточной ориентировки, скорее всего и происходил вынос со щита минералов редких элементов. Основными путями сноса служили зоны разломов, протассированные по аэрокосмическим снимкам по линиям деревьев. Словечно — Выступовичи, Ковали — Кузьмичи, Слобода — Скородное.

Кроме того, новейшие тектонические движения необходимо принимать во внимание при оценке процессов денудации и аккумуляции, проектировании мелиоративных сооружений, анализе явлений, имеющих сельскохозяйственное и инженерно-геологическое значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелик З. А. Региональные северо-восточные зоны разрывных дислокаций Припятского грабена и их роль в распространении полезных ископаемых // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск, 1984. С. 108—114.
2. Морозов Г. И., Рынский М. А., Старчик Т. А. Роль поперечных глубинных разломов в связи с нефтегазоносностью Припятского прогиба // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Минск, 1976. С. 73—80.
3. Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья / А. В. Матвеев, Э. А. Лев-

- ков, Л. Ф. Аджигиревич и др.— Минск: Наука и техника, 1984.
4. *Неотектоника территории Припятского прогиба*/А. В. Матвеев, Н. Н. Абраменко, Э. А. Левков и др.— Минск: Наука и техника, 1980.
5. *Особенности тектоники Припятского прогиба по данным гравиразведки*/М. С. Орешко, Р. И. Криводубский, В. Х. Булыга и др.// Тектонические исследования запада Вос-

точно-Европейской платформы. М.: Геолгиз, 1984. С. 118—121.

Тектонические закономерности размещения нефтяных залежей Припятского прогиба. М. А. Рынский, В. А. Тюрев, П. М. Золотухин и др.//Тектонические исследования в Припятском прогибе. Восточно-Европейской платформы. М.: Геолгиз, 1984. С. 101—107.

Принята редколлегией 30 мая 198



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 551.732.4:551.21(571.63)

Л. А. ИЗОСОВ, А. М. ПЕТРИЩЕВСКИЙ,
В. А. БАЖАНОВ (ПГО «Приморреология»)

Позднекембрийский вулcano-плутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья

Применение на геологосъемочных работах прогрессивных методов исследования, таких как формационный анализ в сочетании с объемным моделированием по данным высокоточной гра-

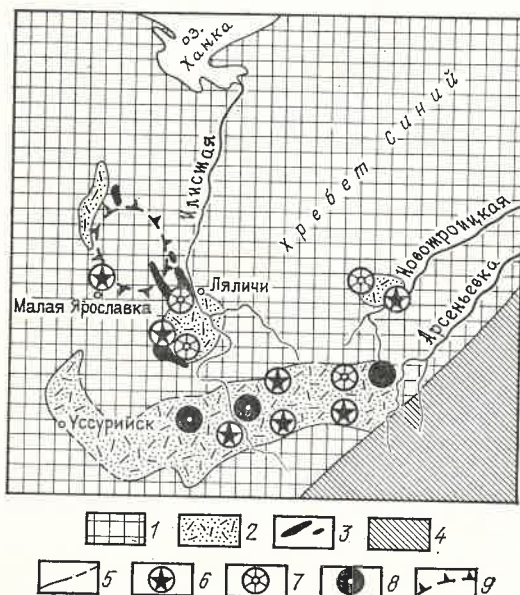


Рис. 1. Схема размещения позднекембрийского вулканоплутонического комплекса:
1 — Ханкайский срединный массив; 2 — покровы кислых вулканитов; 3 — интрузии вознесенских гранитов; 4 — мезозойды Сихотэ-Алинской складчатой области; 5 — геологические границы, установленные и предполагаемые; 6 — стратовулканы; 7 — экзструзии; 8 — вулканические центры, отделившиеся от вулканогенных снимках; 9 — граница Вознесенского вулканогенно-интрузивного купола

6. *Тектонические закономерности размещения нефтяных залежей Припятского прогиба*. М. А. Рынский, В. А. Тюрев, П. М. Зорин и др.//Тектонические исследования в Припятском прогибе. Восточно-Европейской платформы. Минск, 1984. С. 101—107.

Принята редколлегией 30 мая 198

ОГРАФИЯ,

онический комплекс
иморя

виразведки и результатами геологического структурного дешифрирования космических снимков позволило выявить пространственные и генетические связи между вулканитами и глубинными породами и отнести их к единой вулканоплутонической ассоциации.

Рассматриваемый магматический комплекс развит в юго-восточной части Ханкайского срединного массива южнее оз. Ханка (Вознесенский рудный район) и междуречье Илия — Арсеньев (рис. 1). В его строении участвуют интрузии гранитоидов вознесенского типа, толща кислых вулканитов и размещенные в ней экстрוזии риолитов. Вознесенские гранитоиды считались ранее допозднепалеозойскими, среднепалеозойскими и позднепалеозойскими [1], а вулканиты, нередко образующие разобщенные ареалы, относились к разным стратонам допозднепалеозойского, среднепалеозойского, среднедевонского, позднепермского, позднемелового возраста [1, 3]. По мнению Ю. Г. Иванова, А. М. Смирнова, Е. П. Леликова и др., внедрение вознесенских гранитов произошло в интервале поздний протерозой — кемрий, т. е. в байкальское время [1]. Последние годы распространили представления о раннепалеозойском возрасте этих интрузий [3]. Они основываются на следующем: 1) К-Аг во

раст гранитоидов, по данным многих исследователей, колеблется в пределах 420—480 млн лет, а В. И. Малышевым [2] получены и более «древние» цифры — 455—500 млн лет, что соответствует ордовика и границе ордовика—кембрия; 2) массивы гранитоидов вознесенского типа встречаются только в полях развития нижнекембрийских толщ и залегают конкордантно с байкальскими структурами; 3) вознесенские граниты прорывают нижний кембрий, а сопоставляемые с ними образования перекрываются ордовикской или силурийской даубихезкой свитой [1, 3]; 4) в западном обрамлении Ханкайского массива в нижнесилурийской кордонкинской свите, по материалам Л. А. Изосова и М. А. Евлановой (1982), в изобилии присутствует риолитовая и аркозовая кластита, наиболее реальным источником которой является рассматриваемый вулканоплутонический комплекс.

Вопрос с наличием в Приморье кембрийских вулканитов впервые поставлен Л. А. Изосовым, который в 1975 г. в бассейне р. Новотроицкая выделил средне-верхнекембрийскую толщу риолитов, игнимбритов, туфов и туфолов кислого состава, ортофиоров и песчаников, базируясь в основном на палеомагнитных данных [3]. В дальнейшем возраст толщи риолитов в верховьях р. Илияста был определен рубидий-стронциевым методом [4] — $512 \pm \pm 47$ млн лет (поздний кембрий).

Граниты вознесенского типа распространены в бассейне р. Абрамовка, где ими сложены небольшие трещинные массивы, вытянутые в северо-западном направлении и приуроченные к ядрам антиклиналей. Контакты интрузий обычно круто (под углом $50-70^\circ$) наклонены на юго-запад. Площадь массивов на современном уровне среза незначительна — от 0,5 до 15 км². По данным гравиразведки [4], они сопровождаются небольшими куполами, штоками и дайками, которые в ряде случаев подтверждены бурением (М. Д. Рязанцева, 1973). В общем пространственное положение гранитных массивов подчиняется двум разноглубинным структурным планам — северо-западному верхнему и кольцевому (концентрическому) нижнему (рис. 2). Выступающие на поверхности трещинные ин-

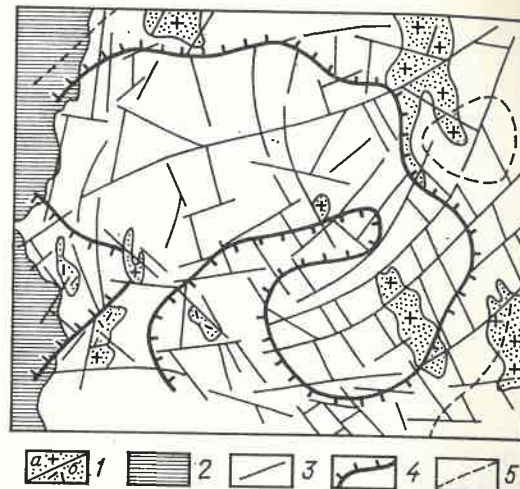


Рис. 2. Схема пространственного распределения гравитирующих масс Восточной вулканогенно-интрузивно-купольной структуры:

1 — граниты вознесенского типа (а) и их экструзивные комагматы (б); 2 — средние и позднелазеозские граниты; 3 — разломы по гравиметрическим данным; 4 — граница области распространения «плоских» гравитирующих масс на глубине 1,25 км; 5 — изолиния 1,5 км глубины залегания центров локальных гравитирующих масс

трузии, покровы и экструзии вулканитов приурочены к периферическим наиболее проницаемым частям Вознесенского купола [5], представляющего собой элементарную очаговую структуру [3]. Она-то и фиксируется на глубине в виде области распространения «плоских» гравитирующих масс [5, 6]. Небольшая вертикальная мощность тел вознесенских гранитов (0,8—1,6 км) типична для субвулканических массивов.

Согласно М. Г. Руб (1960) и М. Д. Рязанцевой (1969), среди вознесенских гранитов преобладают субщелочные турмалинсодержащие среднезернистые биотитовые разности, которые связаны постепенными переходами с аляскитами, слагающими сравнительно небольшие участки, и гранит-порфирами, наблюдающимися по периферии массивов. Биотитовые граниты образованы (%) калиевым полевым шпатом (46—50), кварцем (32—35), кислым плагиоглазом (11—18), роговой обманкой (0,5), биотитом (1—20), мусковитом (0,8), рудными минералами (0,2—0,7), цирконом (0,3—0,4) и турмалином (до 4—7). Аляскиты отличаются от них присутствием незначительного количества биотита, более кислого плагиоклаза и большим содержанием

калиевых полевых шпатов. В порфировидных гранитах и гранит-порфирах фенокристаллы принадлежат микроклину (до 7%) и плагиоклазу (1—5%). Все разновидности гранитов относятся к пересыщенным щелочами и по усредненному химическому составу приближаются к аляскитам (по Р. Дэли), отклоняясь в сторону щелочных гранитов. Для них характерны резкая перенасыщенность глиноземом, дефицит извести и магнезии, преобладание калия над натрием, устойчивый высокий уровень концентрации олова, свинца, бора, фтора и др. Эти признаки позволяют отнести их к редкометалльно-фтористой разновидности субщелочных гранитов и лейкогранитов.

В гранитоидах и вмещающих породах широко проявлены грейзенизация и турмалинизация, которые особенно ярко выражены в апикальных частях малых интрузий. Грейзены — кварцевые, топазовые, турмалиновые и флюоритовые — иногда представляют собой рудные тела, так как насыщены касситеритом. Массивы вознесенских гранитов окружены резко выраженными ореолами мраморизации, скарнирования и флюоритизации шириной до 0,5 км. К контактам известняков и сланцев нижнего кембрия приурочены мощные пластовые залежи (до 100 м) пироксеновых, гранатовых, скаполитовых, хондритовых и пироксен-везувиановых скарнов.

Вулканогенные комагматы вознесенских гранитоидов — толща риолитов и экструзии кислого состава — с резким угловым несогласием залегают на нижнем кембрии, с разрывом перекрываются средне-верхнедевонскими слоями и без видимого несогласия — нижним девоном (О. Г. Старов, 1981), а также прорваны ордовикскими (?) гранитами [3].

В Вознесенском рудном районе верхнекембрийские вулканические покровы (мощность 600 м) сложены чередующимися пестроцветными риолитами, трахириодацитами, их туфолавами и туфами. В окрестностях с. Малая Ярославка они образуют Дальзаводской полигенный стратовулкан (4×4 км), жерловина которого выполнена экструзивными риолитами с круто поставленной флюиальностью (диаметр 1,6 км) и окружена ареалом агломе-

ратовых туфов и ксенотуфов (Ю. С. Липкин, 1966).

Представительные разрезы толщ риолитов вскрыты В. А. Бажановым (1966), а затем Л. А. Изосовым (1975) в бассейне р. Новотроицкая, где установлены два типа ассоциаций — риолитовая и ортофировая. Для риолитовой типа разреза (600—500 м) характерно чередование пластов пестроокрашенных псаммитовых туфов кислого состава (200—110 м) и красноцветных риолитов, трахириолитов и туфолавириолитов, часто сферолитовых (10—40 м). Иногда в разрезах (до 900 м) преобладают зеленые риолиты и трахириолиты с единичными прослоями и линзами кварцевых и граувакковых песчаников. В районе горы Маяк толща (500 м) нацело сложена фиолетовыми ортофирами.

В верховьях р. Илия рассматриваемая толща (900—1100 м), по данным О. Г. Старова (1981), образована (%): туфами риолитов (64,1), игнимбриитами и туфолавами риолитов (20,7), риолитами (14,5), риодацитами (0,3) и туффитами (0,4). Она расчленяется на две пачки: нижнюю (500 м) — зеленую, существенно эксплозивную (туфы риолитов — 97,8, игнимбрииты и туфолавы риолитов — 1,3, риолиты — 0,3, риодациты — 0,6) и верхнюю (400—600 м) — преимущественно красноцветную лавово-эксплозивную (игнимбрииты и туфолавы риолитов — 40,2, туфы риолитов — 30,4, риолиты — 28,8 и туффиты — 0,6).

В риолитах вкрапленники представлены олигоклазом (5%), пертитизированным калиевым полевым шпатом (40%) и кварцем (10%). Туфолавы риолитов, трахириолитов имеют флюиальную текстуру, которая обусловлена чередованием полос с различной структурой — микрофельзитовой и сферолитовой. Ортофиры содержат до 10% вкрапленников калиевого полевого шпата. Туфы — псаммитовые, псаммопсаммитовые, иногда агломератовые, состоят из обломков (35—70%) стекла (0—80%), фельзита (5—40%) и кислого плагиоклаза (5—20%). Покровные вулканы сильно перенасыщены кремнеземом, богаты и умеренно богаты щелочами при преобладании калия над натрием и ближе всего относятся к кварцевым порфирам (по Р. Дэ-

ли), отличаясь от них повышенными содержаниями глинозема и резко заниженными концентрациями извести, магнезии и двуокиси титана. Среди них выделяются трахириолиты калиевые, весьма высокоглиноземистые, риолиты, трахириодациты калиево-натриевые, весьма высокоглиноземистые. Ортофиры относятся к семейству трахидацитов, представляя собой калиево-натриевые, весьма высокоглиноземистые разности, а также близки к щелочноземельному трахиту (по Р. Дэли), отличаясь от него повышенными содержаниями железа (особенно окисного) и магнезии. Кислые вулканы обладают устойчивой высокой концентрацией олова, свинца и др.

Позднекембрийские экструзии сложены риолитами и ортофирами, часто интенсивно флюиальными, и обычно наблюдаются среди покровных образований. Крупный (3×5 км) экструзив расположен в окрестностях с. Ляличи. Он эллипсоидальной формы, ограничен разломами и фиксируется по полю вторичных кварцитов с интенсивно проявленными процессами серицитизации, пиррофиллитизации, диккитизации и алунизации (В. А. Кретов, 1967). Наиболее измененные породы наблюдаются в центре экструзии, краевые ее части сложены риолитами, в которых фенокристаллы (30—40%) представлены кварцем, ортоклазом, плагиоклазом и биотитом, а основная масса имеет сферолитовую структуру. Необходимо отметить, что Ляличинская экструзия расположена на юго-восточном продолжении Чапаевской трещинной интрузии вознесенских гранитов, которая, вероятно, является ее корневой зоной. Другой крупный (3×11 км) массив флюиальных серицитизированных и окварцованных риолитов выступает в окрестностях горы Рыжая. Его корневая часть представляет собой трубообразное тело, выраженное в магнитном поле в виде кольцевой знакопеременной аномалии (В. А. Бажанов, 1966; Л. А. Изосов, 1975).

Ортофиры также образуют экструзивные тела, одно из которых наблюдается в районе горы Маяк* (бассейн р. Новотроицкая). Это однокорневой

грибообразный массив (размером 3×4 км), сложенный породами с повышенной магнитной восприимчивостью. Он отмечается в магнитном поле в виде положительной аномалии на фоне слабомагнитных кислых вулканических верхнего кембрия. Экструзивные вулканы характеризуются очень высокими содержаниями кремнезема (до 78,04%) и окиси калия (до 5,49%), дефицитом магнезии и извести (соответственно 0,09% и 0,6—0,07%) и относятся к семейству калиевых весьма высокоглиноземистых риолитов.

Пространственная связь интрузивных, покровных и экструзивных фаций позднекембрийского магматического комплекса особенно четко выявляется в Дальзаводской вулканической постройке (рис. 3). Она, как уже отмечалось, сложена толщей кислых вулканических мощностью 600 м. Глубинное строение палеовулкана определяется по гравиметрическим данным, которые интерпретированы с применением номограмм Я. Сванкары [7], а затем проверены путем решения прямой трехмерной задачи на ЕС-1033. Выходящая на поверхность в западной части вулканического покрова жерловина, заполненная экструзивными риолитами и гранитами, прослеживается на глубину и имеет воронкообразную форму. С помощью геофизических данных подобный вулканический центр можно наметить к востоку от палеовулкана. Он в значительной мере эродирован и фиксируется лишь по разрозненным выходам риолитов, слагающим корни экструзий. Его глубинная морфология показана на рис. 3. По периферии Дальзаводской вулканической постройки обнажаются и гранитоиды вознесенского типа, которые слагают небольшие штоки.

Взаимное расположение вулканических покровов, экструзий и субвулканических массивов гранитов типично для вулкано-тектонических депрессий, при формировании которых происходит обрушение кровли магматического очага с дальнейшим выжиманием остаточных расплавов вдоль кальдерных разломов. При этом магма наряду с вертикальными испытывает и субгоризонтальные перемещения, образуя пластовые тела, благоприятные для локализации подэкраных руд.

* Риолиты горы Рыжая и ортофиры горы Маяк В. А. Бажанов считает раннедевонскими.

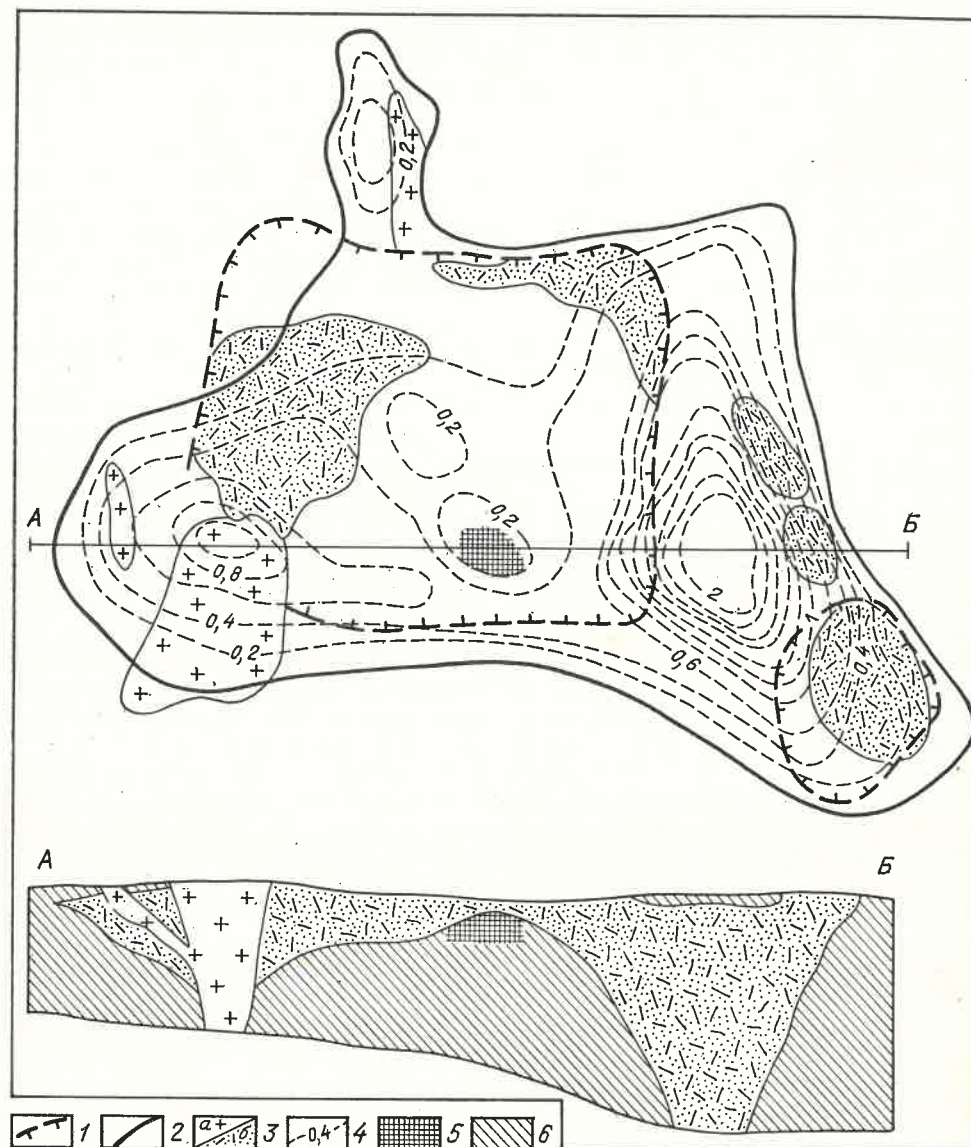


Рис. 3. Схема глубинного строения Дальзаводского палеовулкана:

1 — контуры вулканических покровов; 2 — контур распространения субвулканических пород на глубине 0,1 км; 3 — выходы субвулканических гранитоидов

Главная металлогеническая особенность юго-восточной части Ханкайского массива — развитие на сравнительно небольшой площади многочисленных проявлений различной минерализации, образующей единый рудный комплекс (Вознесенский рудный район). С вознесенскими гранитами пространственно и генетически связаны мощные залежи флюорита, оловорудные тела и непромышленные вольфраморудные жилы и грейзены. Граниты

(а) и риолитов (б); 4 — изоглубины подошвы вулкано-плутонического комплекса, км; 5 — предполагаемые подэкранные рудные залежи или интенсивно метаморфизованные породы; 6 — нижнекембрийские терригенно-карбонатные толщи

обогащены летучими (фтор и бор) элементами, оловом, вольфрамом и свинцом, а также другими компонентами рудных тел. Что касается вулканических эквивалентов вознесенских гранитов, то они специализированы на редкометалльное оруденение [3].

Выявленные связи гранитоидов вознесенского типа и толщи кислых вулканитов позволяют с новых позиций оценить перспективы Вознесенского рудного района. Так, в пределы пло-

щадей, рекомендуемых для постановки поисковых работ, необходимо включить ареалы развития верхнекембрийских вулканических покровов и особенно участки развития жерловых фаций, где можно ожидать обнаружения всего комплекса полезных компонентов, связанных как с вознесенскими гранитами, так и с кислыми вулканитами. При этом весьма вероятно вскрытие подэкранных залежей. Наиболее перспективными в этом отношении представляются поля развития экструзивных образований в окрестностях сел Малая Ярославка, Ляличи, в верховьях р. Новотроицкая, а также вулканические центры, выделенные на космоснимках. В качестве первоочередного объекта для проведения поисковых работ намечается Дальзаводской палеовулкан. Здесь на глубине 300—400 м или менее, по гравиметрическим данным, предполагается наличие блока высокоплотных пород (избыточная плотность $+0,3 \text{ г/см}^3$) с горизонтальными размерами $150 \times 300 \text{ м}$, которые, вероятно, представляют собой рудные либо интенсивно метаморфизованные образования (см. рис. 3). Сходное строение имеет Ляличинский палеовулкан, расположенный на продолжении рудоносных структур Вознесенского рудного района.

Итак, можно полагать, что рассматриваемый магматический комплекс является вулкано-плутонической серией, в которой интрузивные и излившиеся породы тесно взаимосвязаны и образуют региональные и локальные очаго-

вые зоны. Они представляют риолитовую формацию, накопившуюся в наземных условиях в результате деятельности вулканов центрального типа в орогенную стадию развития позднебайкальского фундамента Ханкайского массива*, в котором она формирует верхний структурный ярус [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР. Т. XXXII. Ч. 1. — М.: Недра, 1969.
2. Евстахин В. А. Эпохи образования месторождений полезных ископаемых на Дальнем Востоке и в Забайкалье // Сов. геология. 1971. № 11. С. 53—56.
3. Изосов Л. А. Палеозойские формации и геологическое развитие Юго-Западного Сихотья (Приморье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Владивосток, 1981.
4. Кембрийская липаритовая формация Приморья / А. М. Смирнов, А. И. Давыдов, Л. А. Изосов и др. // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 417—420.
5. Петрищевский А. М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек (Вознесенский рудный район Приморья) // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 105—115.
6. Петрищевский А. М. Методика исследования глубинных структур по распределению центров масс // Прикладная геофизика. 1982. Вып. 104. С. 132—135.
7. Svancara Y. Approximate method for direct interpretation of gravity anomalies caused by surface three-dimensional geological structures // Geophysics. 1983. Vol. 48. N 43. P. 361—366.

Принята редколлегией 28 сентября 1987 г.

* По мнению В. А. Бажанова, фундамент Ханкайского массива гетерогенен и различные его блоки (зоны) имеют возраст от раннего протерозоя до среднего палеозоя.

УДК 552.11(571.62)

А. Е. СОБОЛЕВ (ВСЕГЕИ)

Докембрийские мафиты Южного Верхоянья

В Майско-Кыллахской тектонической зоне Южного Верхоянья, примыкающей с востока к Сибирской платформе, распространены диабазовые силлы и дайки, относившиеся ранее к позднему рифею. Исследования последних лет [10] позволили разделить их на три группы: среднерифейскую, поздне-рифейскую и позднерифейско-вендскую. Благодаря этому раскрываются особенности эволюции основного магма-

тизма территории и геологического развития зоны. Выводы основываются преимущественно на материалах по южной части (к югу от р. Юдома) Майско-Кыллахской зоны (рис. 1), где наиболее отчетливо выражен полихронный характер интрузивной деятельности в докембрии.

Современная блоково-складчатая тектоническая структура района сформировалась в мезозое. Ведущими ее

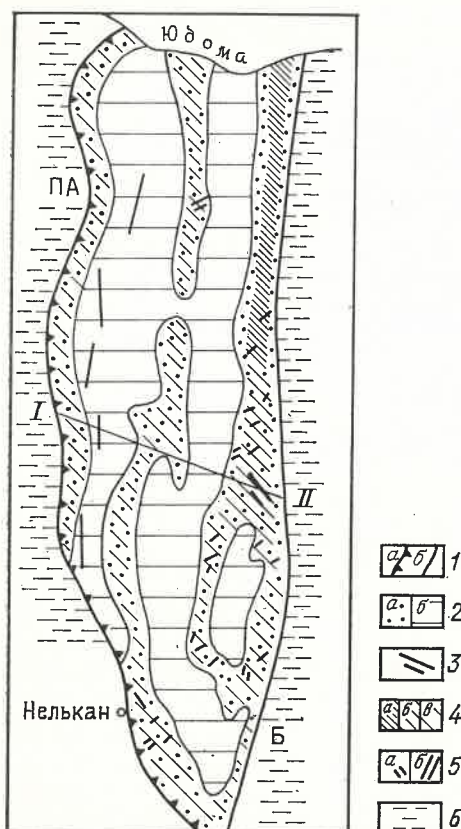


Рис. 1. Схема размещения основных интрузивов в южной части Майско-Кыллахской зоны:

1 — границы Майско-Кыллахской зоны с Сибирской платформой (а) и сопредельными зонами Верхоянской складчатой системы (б); 2 — отложения рифея (а), венда и фанерозоя (б); 3 — участки выходов на земную поверхность среднеерифейских силлов; 4 — площади распространения позднеерифейских силлов, суммарная мощность которых составляет 15–25 % (а), 5–15 % (б) и 1–5 % (в) от мощности вмещающих пачек осадочных пород; 5 — дайки позднеерифейско-вендского (а) и раннепалеозойского (б) возраста; 6 — зоны Бурхалинского (Б) и Право-Алданского (ПА) глубинных разломов; I–II — профиль, см. рис. 2

элементами являются гребневидные складки и продольные взбросы. В антиклиналях обнажаются, как правило, докембрийские, а в пределах синклиналей фанерозойские образования. Средне- и позднеерифейские силлы дислоцированы совместно с осадочными породами рифея. Прорывающие их позднеерифейско-вендские дайки также локализованы в рифейской толще; некоторые из них с размывом перекрыты поздневендскими отложениями*. Изредка

* Наблюдающиеся в западной части района редкие раннепалеозойские диабазовые дайки прорывают отложения кембрия. Они имеют близмеридиональную ориентировку, круто (65–80°) погружаются на восток, их протяженность достигает 25 км, мощность 15 м.

отмечаются средне- и позднеерифейские дайки, переходящие по восстанию в силлы.

Майско-Кыллахская зона соответствует западной части Юдомо-Майского перикратонного прогиба; ее восточная граница приходится на осевую зону данной депрессионной структуры рифейского заложения. Выполняющие прогиб среднеерифейские (талынская, светлинская, тоттинская, малгинская и ципандинская свиты), верхнерифейские (лахандинская серия, кандыкская и устькирбинская свиты) и вендские (устьюдомская свита) карбонатно-терригенные образования в совокупности достигают по мощности 5–6 км, которая увеличивается с запада на восток в 1,5–2 раза (рис. 2). В соответствии с этим естественный уклон межпластовых интрузивов в доскладчатый период составлял 2–3°.

Среднеерифейские силлы обнажаются на двух участках: восточном фланге Майско-Кыллахской зоны по правобережью р. Мая и на ее южном замыкании в бассейне р. Ингили. В первом случае они образуют пакет из 3–4 тел, локализованных в глинистых известняках (общей мощностью около 50 м) нижней части малгинской свиты. Во втором — в виде единичных интрузивов заключены среди пород тоттинской и светлинской свит соответственно на 600 и 1100 м ниже по разрезу. Мощности их 4–12 м. Верхние силлы сформировались в «предципандинское» время [10], нижний, вероятнее всего, — «тоттинское», если принять во внимание значительный разрыв по вертикали между данным одиночным интрузивом и основной группой силлов при условии близповерхностного становления этой категории магматических образований.

Позднеерифейские («доустькирбинские») силлы занимают интервал осадочного разреза мощностью 800–1400 м от верхней части лахандинской серии до нижнекандыкской подсвиты включительно, образуя пакеты, насчитывающий до 12 интрузивных тел мощностью от 1,5 до 200 м. Они располагаются выше пакета среднеерифейских силлов почти на 1 км по вертикали. Судя по тому, что позднеерифейские силлы рассредоточены в блоке осадочных пород значительной мощности

обычно группируются в серии из 2–3 тел, внедрение магм было многократным, пульсационным. В наиболее полном объеме данный пакет интрузивов представлен в северо-восточной части площади, где амплитуда прогибания земной коры в позднем докембрии достигала максимума. Суммарная мощность силлов здесь превышает 300 м, что составляет около 25 % мощности блока вмещающих осадочных пород. Зафиксированная протяженность их в меридиональном направлении достигает 100 км. Тела, располагающиеся на границах маркирующих пачек осадочных пород, к западу прослежены по выходам в антиклиналях на 70–80 км. По направлению к Сибирской платформе количество силлов сокращается, они постепенно утоняются и в большинстве выклиниваются.

Позднеерифейско-вендские («предустьюдомские») дайки образуют, как правило, пучки из 2–5 интрузивных тел также преимущественно вдоль восточной границы района. Их количество, мощность (1–10 м) и протяженность (0,5–7 км) возрастают к югу. Простирание даек север-северо-восточное — близширотное, погружение юго-восточное под углом 50–70°. По сравнению с силлами они более разрушены, трещиноваты, что обусловлено, вероятно, поперечной или диагональной их ориентировкой по отношению к складкам и соответственно к фронту мезозойских тектонических напряжений, т. е. при складкообразовании дайки выступали в роли жестких упоров — «волнорезов». Секущее положение их к пикативным структурам здесь не является признаком послескладчатого внедрения магм, а индифферентное отношение к мезозойским дислокациям по аналогии с палеозойскими дайками Южного Верхоянья [9] расширяет возможности в реконструировании связей приповерхностных доскладчатых структур земной коры с глубинными.

Докембрийские интрузии сложены главным образом диабазом и диабазовыми порфиридами, реже габброидиабазом, кварцевыми и оливинсодержащими диабазом с обычными для данных разновидностей пород веществами и структурно-текстурными характеристиками [1, 7, 10, 12]. По хими-

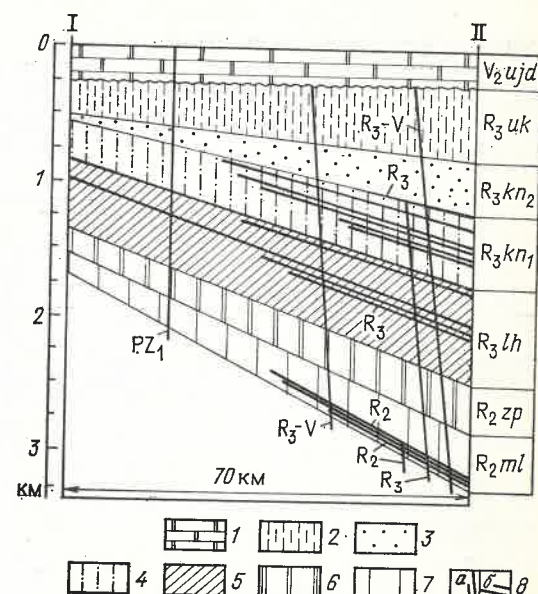


Рис. 2. Условия локализации интрузивных тел в Юдомо-Майском перикратонном прогибе (палеореоконструкция):

опорные разрезы докембрийских образований: I — р. Ингили, II — р. Мондоны; осадочные образования: доломиты, известняки, песчаники устьюдомской (1), аргиллиты, алевролиты, песчаники устькирбинской (2), свит, песчаники верхнекандыкской (3), песчаники, алевролиты, аргиллиты нижнекандыкской (4) подсвит, известняки, аргиллиты, алевролиты лахандинской (5) серии, доломиты ципандинской (6), известняки малгинской (7) свит; 8 — интрузивные тела: дайки (а) и силлы (б) среднеерифейского (R2), позднеерифейского (R3), позднеерифейско-вендского (R3-V) и раннепалеозойского (PZ1) возраста

ческому составу породы близки диабазам интрузивных тел раннего и среднего палеозоя Южного Верхоянья (таблица). Согласно современной классификации [3], все они принадлежат к категории меланократовых (значения фемичности превышают 21 %) образований нормального ряда из семейства базальтов и долеритов с относительно повышенными значениями коэффициента фракционирования (67–72).

Между породами разных по возрасту интрузивов выявляются и различия в химизме. Так, на фоне обычно низкоглиноземистых выделяются раннепалеозойские умеренно глиноземистые (al' = 0,77) образования, щелочность в целом повышается от более древних пород к молодым. С учетом различий по типу щелочности мафиты разделяются на три группы: среднеерифейскую, палеозойскую (калиево-натриевый тип) и позднеерифейскую — вендскую (натриевый тип). В каждой из двух по-

Средний химический состав мафитов, %

Компоненты, параметры	Силлы			Дайки	
	Средний рифей (3)	Поздний рифей (8)	Поздний рифей-венд (10)	Ранний палеозой (6)	Средний палеозой (11)
	I	II		III	
	2	1	2	1	2
Оксиды:					
SiO ₂	47,64	48,45	47,89	48,53	46,78
TiO ₂	2,58	1,75	2,26	1,64	2,37
Al ₂ O ₃	12,54	13,86	13,50	15,15	13,47
Fe ₂ O ₃	3,66	2,87	2,37	3,20	3,83
FeO	11,15	10,96	11,44	9,97	11,16
MnO	0,25	0,25	0,25	0,23	0,21
MgO	6,06	6,15	6,35	6,60	5,88
CaO	9,34	10,66	10,09	10,37	10,32
Na ₂ O	1,81	2,18	2,46	1,90	2,32
K ₂ O	0,91	0,44	0,49	1,00	1,20
P ₂ O ₅	0,18	0,12	0,16	0,14	0,45
П. п. п.	3,22	2,55	2,77	1,37	1,10
Сумма	99,34	100,24	100,03	100,10	99,09
Петрохимические характеристики [3]:					
Na ₂ O/K ₂ O	1,99	4,95	5,02	1,90	1,93
K ₂ O+Na ₂ O	2,72	2,62	2,95	2,90	3,52
$al'' = \frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	0,60	0,69	0,67	0,77	0,65
K ₂ O/TiO ₂	0,35	0,25	0,22	0,61	0,51
$f' = \frac{FeO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \cdot 100$	23,45	21,73	22,42	21,41	23,24
$K_{\Phi} = \frac{Fe_2O_3+FeO}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \cdot 100$	71	69	69	67	72
$\frac{100 TiO_2}{FeO+Fe_2O_3}$	17	13	16	12	16

Примечание. Результаты химических анализов приведены только по диабазам и диабазовым порфиритам; в скобках указано число анализов; состав докембрийских мафитов — по данным А. Е. Соболева (аналитик Б. А. Цимощенко, ВСЕГЕИ); раннепалеозойских даек южной части Майско-Кыллахской зоны — по материалам С. М. Калимулина и В. А. Самозванцева (ПГО «Аэрогеология»); среднепалеозойских даек северной части региона — по данным В. И. Коростелева [4]. I, II и III — периоды интрузивной деятельности; 1 и 2 — соответственно начальная и конечная стадии указанных периодов.

следних групп проявлено закономерное изменение петрохимических характеристик с возрастом: от ранних мафитов к поздним несколько увеличиваются общие содержания щелочей, натровость, фемичность, титанистость и снижаются глиноземистость и калий-титановые отношения. Это, вероятно, говорит об однотипной эволюционной направленности магматизма в соответствующие три периода его реализации, а также о двустадийности процесса в каждом из них. Среднерифейские мафиты тогда, видимо, представляют со-

бой образования в основном завершающей стадии магматической активности раннего периода. Достоверных проявлений начальной его стадии пока неизвестно; возможно, к их числу относится силл, локализованный в светлинской свите (по нему отсутствуют результаты химических анализов).

Проявления интрузивной деятельности в докембрии (доципандинские, доустькирбинские и предустьюдомские), кембрии — ордовике и девоне (с учетом радиологических данных по рифейско-вендскому разрезу [8] и непосред-

ственно по магматическим породам [4, 12]) приходится на интервалы времени, млн лет: 1190—980, 760—700; 650—610, 560—430 и 390—360. В соответствии с этим основные магматиты на севере региона разделены на ряд магматических комплексов [4, 12]: раннерифейский (улаханбаковский), раннепалеозойский (белореченский) и среднепалеозойский (сеттедабанский). Согласно вышеприведенным данным, в южной части территории предлагается, кроме того, выделить среднерифейский (игниканский) и позднерифейско-вендский (горбинский) интрузивные комплексы.

Неоднократное проявление в регионе базитового, а также щелочно-ультрабазитового магматизма связано с длительным развитием меридиональной Южно-Верхоянской системы глубинных разломов [2], с чем соотносятся процессы рифтогенеза, реализованные в докембрии и палеозое [5, 6]. В качестве ведущих магмоконтролирующих глубинных структур раннего и среднего палеозоя охарактеризованы Бурхалинский [5] и Право-Алданский [9] разломы. К зоне влияния последнего тяготеют и вышеупомянутые раннепалеозойские диабазовые дайки южной части Майско-Кыллахской зоны. Здесь же особенно отчетливо проявляется связь докембрийских мафитов с Бурхалинским разломом, южная ветвь которого прослеживается вдоль оси Юдомо-Майского прогиба (у восточной границы района), где группируется большинство интрузивов, а силлы при этом достигают максимальных мощностей. Именно отсюда, со стороны Бурхалинского разлома, распространялись магматические расплавы вверх по межпластовым полостям с образованием согласных интрузивных тел; система более крутых трещин использована дайками.

Пульсационное и фрагментарное развитие магмоконтролирующей зоны обусловило латеральную (вдоль нее) неоднородность в интенсивности магматизма, фиксируемую по пространственному разобщению почти на 150 км областей экстремумов инъекций магм в позднерифейское и позднерифейско-вендское время: количество и мощность силлов возрастают к северу, а даек, наоборот, — к югу.

Бурхалинский разлом представляет собой тектонический разрыв (сбросо-сдвиг) сложного строения с отчетливо проявившейся в позднем докембрии сдвиговой составляющей. Углы схождения между генеральной поверхностью сместителя и кулисообразно расположенными пучками даек северо-восточного направления, заполнивших трещины отрыва на западном крыле разлома, составляют, как правило, 40—50°. Это более соответствует развитию разрывной структуры по схеме правого сдвига, тогда как в палеозое происходили левосдвиговые перемещения [2]. Видимо, с изменчивостью знака вертикальных и с направлением горизонтальных движений блоков связана упомянутая выше латеральная неоднородность в размещении разновозрастных интрузивов. Наклон даек в сторону разрыва и распространение мафитов преимущественно на его западном (висячем) крыле служат, вероятно, показателями погружения поверхности сместителя в западном направлении, в сторону Сибирской платформы. Возможно, расширение площади распространения даек на южном фланге территории (см. рис. 1) связано не только с развитием здесь наиболее мощной системы крутонаклонных трещин магморазрыва, но и с некоторым отклонением к западу самого разрыва или одной из его ветвей. Уточнение кинематической схемы развития Бурхалинского разлома и его оперения в докембрии и палеозое возможно с помощью комплекса геофизических методов.

Неравномерное проявление магматизма на площади сказалось на дифференциации палеоструктурных и палеофацальных обстановок седиментации в позднем рифее. Массовое внедрение субвулканических межпластовых интрузий на малой глубине, деформировавших вмещающую осадочную толщу, обусловило возникновение палеоподнятий на фоне устойчивых нисходящих тектонических движений в Юдомо-Майском прогибе. Это запечатлено в изменении формационного состава, мощности и фацальной принадлежности осадочных образований. Так, мощность верхнекандыкской подсвиты, сложенной грубозернистыми косослоистыми песчанниками прибрежно-контин-

нентальных зон (молассоидная формация), прямо коррелируется с суммарной мощностью согласных интрузивных тел, локализованных в подстилающей ее нижнекандыкской подсвете, представленной переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами средних глубин шельфа (флишиоидная формация). При этом с уменьшением мощности пакета силлов и соответственно с большей рассредоточенностью их в разрезе наблюдается частичное замещение молассоидной формации флишиоидной со сменой по латерали песчаных парагенезов аргиллит-алевролит-песчаных. Граница между подсветами диахронна.

В минерогеническом отношении докембрийские интрузивные образования сами по себе особого интереса пока не представляют: связанных с ними перспективных рудопоявлений в регионе не известно. Однако отмечаются признаки парагенетической связи между мафитами несколько повышенной щелочности и стратиформными флюоритовыми и свинцово-цинковыми проявлениями, локализованными соответственно в ципандинской и устьюдомской свитах [10]. Оруденение, ассоциирующее здесь с послонными гидротермалитами, занимает более высокие стратиграфические уровни по отношению к предшествующим среднерифейским и позднерифейско-вендским интрузивам. Запаздывание рудоносных газогидротерм относительно магматических инъекций (на 10—20 млн лет) соответствует модели постмагматического рудообразования. На вероятность парагенетической связи гидротермального оруденения, локализованного в осадочных формациях, с основными магматитами указывали Ю. Г. Старицкий, В. Л. Масайтис, Б. В. Олейников и др. [7, 11].

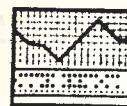
В заключение следует отметить, что позднекембрийские мафиты Юдомо-Майского прогиба по составу, возрасту и условиям локализации в земной коре близки мафитам других депресси-

онных структур, развитых по периферии Сибирской платформы и ее обрамлению [7]. Наблюдающиеся в пределах этого широкого пояса различия интенсивности интрузивной деятельности, степени расслоенности мафитов, характера реализации магматических факторов рудоконтроля объясняются, вероятно, в основном различиями связей региональных поверхностных (в том числе рифтогенных) структур земной коры с глубинными. Эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. Р., Каминский Ф. В. Проявления позднерифейского траппового магматизма на востоке Алданского щита // Сов. геология. № 8. 1971. С. 164—167.
2. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области / Под ред. Ю. А. Косыгина. — М.: Наука, 1968.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О. А. Богатикова, Н. П. Михайлова, В. И. Гоньшаковой. — М.: Недра, 1981.
4. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
5. Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1974. Т. 219. № 6. С. 686—688.
6. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. — М.: Недра, 1983.
7. Петрология и геохимия позднекембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы / Под ред. В. В. Ковальского. — Новосибирск: Наука, 1983.
8. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. — М.: Наука, 1983.
9. Соболев А. Е. Хандыгская кольцевая тектоно-магматическая макроструктура // Геология и геофизика. 1985. № 3. С. 33—39.
10. Соболев А. Е. Субвулканические базиты и гидротермалиты Юдомо-Майского прогиба (Южное Верхоянье). — М.: 1986. Деп. в ВИНТИ. № 6964-В 86.
11. Траппы Сибирской платформы и их металлогения / Под ред. Г. Д. Феоктистова. — Иркутск, 1971.
12. Ян-жун-шин В. А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1983.

Принята редколлегией 25 января 1988 г.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК [551.24+550.34](574.5)

Т. А. АКИШЕВ (Прикаспийгеология), В. А. ЕРХОВ (Мингео СССР),
К. А. ПОПОВ (Казгеофизика), М. М. РОЗЕНБЛАТ (Прикаспийгеология)

Глубинное строение и сейсмичность юга и юго-востока Казахстана

С целью изучения строения земной коры и составления геолого-геофизических карт районирования различных масштабов Министерством геологии СССР выполнены три этапа комплексных исследований. На первом совместно с АН Казахской ССР проведено общее сейсмическое районирование юга и юго-востока Казахстана в масштабе 1:2 500 000, которое позволило выявить четыре сейсмоактивных района, где возможно зарождение очагов землетрясений с максимальной магнитудой $M \geq 6$: Алма-Атинский ($M > 8$), Джамбуло-Чимкентский ($M = 7$), Джунгарский ($M = 8$) и Алтайский ($M = 6$), — охватывающие значительные площади — до 100 000 км². В перечисленных районах поочередно, начиная с самого сейсмоактивного и густонаселенного (Алма-Атинского), проводится второй этап изучения — детальное сейсмическое районирование в масштабе 1:500 000. Третий этап — сейсмическое микрорайонирование — выполнен на сравнительно небольших (до 1000 км²) территориях перспективной застройки в масштабах 1:10 000 — 1:50 000.

Исследования опирались на геологические и геофизические данные, полученные как при работах, направленных на выделение сейсмогенных зон, так и при съемках, выполненных ранее с другими целями. Была проведена совместная интерпретация сведений о геологическом строении, в том числе о неотектонике, гравитационном и магнитном полях, разрезов ГСЗ, данных сейсморазведки МОВ, КМПВ и электроразведки методами ДЭЗ и ВЭЗ о мощности рыхлого чехла, определений физических свойств горных пород и информации о сильных землетрясениях. В результате составлены карты масштаба 1:2 500 000 тектоники, структур и интрузивного магматизма, моделей строения земной коры, «базальтового» и «гранитного» слоев, а также выявле-

ны критерии сейсмической опасности и относительной сейсмической опасности, на основе которых выделены сейсмогенные зоны и построена карта сейсмического районирования, ставшая частью общесоюзной карты СР-78 [2, 5].

Юг и юго-восток Казахстана приурочены к Тянь-Шаньскому палеозойскому складчатому поясу и краевым частям альпийского орогенного неотектонического пояса. Активность в палеозое и кайнозое обусловила резкую гетерогенность строения палеозойского основания и мезозойско-кайнозойских структурных элементов. Складчатые сооружения возникали в регионе в байкальскую, каледонскую и герцинскую тектоническую эпохи. В кайнозое в районах, охваченных альпийским орогенезом, образовались горные хребты, разделенные депрессиями. Полный геологический разрез региона характеризуется наличием всех четырех структурных этажей.

Большое внимание исследователи уделяли региональным протяженным разломам как потенциальным генераторам сильных землетрясений. Зоны разломов ориентированы согласно направлениям основных складчатых комплексов и крупных геологических структур. Намечаются три генеральных простирания: северо-западное (каратауское или чу-илийское), северо-восточное и субширотное. Два последних иногда называют тянь-шаньскими. Единственная субмеридиональная зона разломов — Центральноказахстанская — резко несогласно сечет все структуры и складчатые комплексы. По геолого-геофизическим данным на юге и юго-востоке Казахстана прослежено более десятка зон разломов, проходящих через всю земную кору и иногда проникающих в верхнюю мантию на значительную глубину. Эти зоны ограничивают крупные блоки земной коры — геоблоки. Выявлены также более мелкие разломы, проникающие в зем-

ную кору на глубину 20—25 км и, возможно, секущие полностью «гранитный» слой и иногда достигающие «базальтовый». Эти зоны разломов II порядка совместно с зонами, секущими всю земную кору, ограничивают блоки «гранитного» слоя. В верхней части последнего выделяются блоки III порядка, уходящие на глубину до 10—15 км.

В результате интерпретации геолого-геофизических данных установлено блоковое строение юга и юго-востока Казахстана. Почти повсеместно наблюдается совпадение крупных структур с блоками, что свидетельствует о взаимосвязи глубинных разломов со структурными элементами. Мощность земной коры возрастает в областях интенсивных неотектонических поднятий. Геологическое строение региона отражает три этапа его развития — геосинклинальный, платформенный и этап неотектонической активизации. На последнем этапе сформировался современный рельеф, накоплены толщи моласс во впадинах. Активизация тектонического режима началась в конце палеогена и продолжается в настоящее время, свидетельством чего являются сейсмическая активность территории и продолжающийся сейчас рост горных хребтов. Литология основания впадин близка к составу горного обрамления, в фундаменте выявлены интрузивные массивы различной основности.

Обнаруженные особенности глубинного строения различных районов региона, зафиксированные по геолого-геофизическим данным зоны глубинных разломов, блоковый характер строения земной коры, установленные участки продолжающейся неотектонической активизации, петрофизическая дифференциация горных пород и стратиграфических комплексов, а также сведения о пространственном положении очагов сильных землетрясений позволили выработать критерии выделения сейсмогенных зон.

Наиболее надежными из установленных признаков сейсмоопасных геологических объектов являются: активизированные зоны глубинных разломов, оси неотектонических структур и зоны контрастных сочленений.

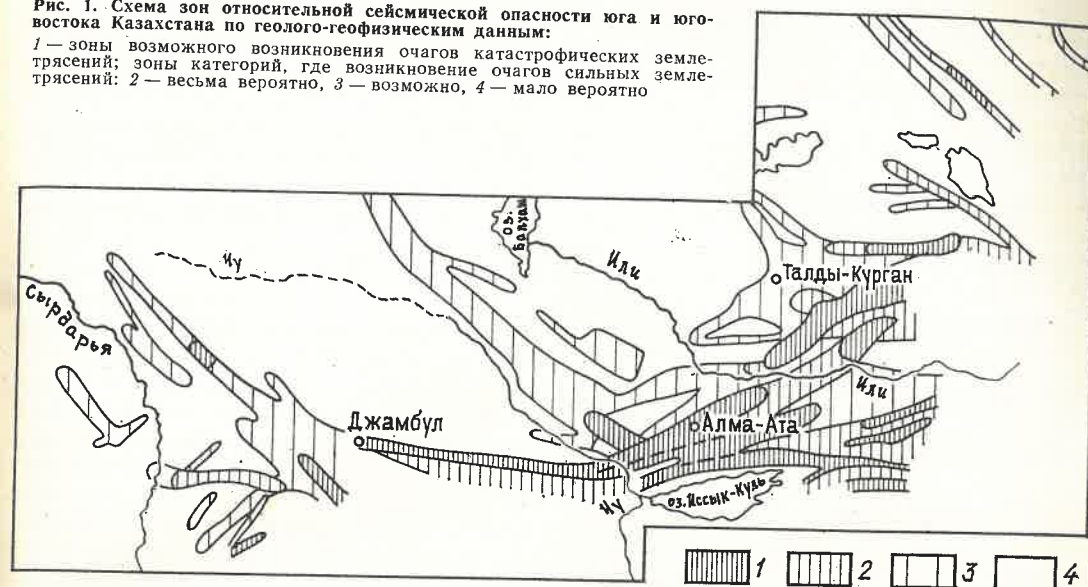
Тектонические нарушения — основные сейсмогенные структуры, а остальные критерии играют второстепенную роль. Для дифференцированной оценки их необходимо учесть степень активизации территории, на которой они проявились. Нами выделяются области интенсивной (амплитуда вертикальных перемещений более 2 км), умеренной (0,5—2 км) активизации и стабилизации (менее 0,5 км). По этим критериям исследуемая территория разделена на зоны четырех категорий.

Зоны первой прослежены вдоль ныне живущих глубинных разломов, расположенных в области интенсивной активизации тектонического режима, при наличии хотя бы одного дополнительного критерия. Зоны второй категории отмечаются вдоль живущих глубинных разломов в области умеренной активизации при наличии дополнительного критерия или без дополнительного критерия, но в области интенсивной активизации. Зоны третьей устанавливаются по наличию живущих глубинных разломов в области умеренной активизации. Зоны четвертой приурочены к площадям минимальной новейшей активизации (области стабилизации).

Обнаруженные критерии позволили составить схему относительной сейсмической опасности (рис. 1). Сопоставление ее с расположением эпицентров сильных землетрясений прошлого показало, что все эпицентры землетрясений с магнитудой $M > 8$ находятся в зонах первой категории, с $M 6-8$ — в зонах первой и второй, с $M 5-8$ — в зонах первой, второй и третьей. Соответственно отмечавшимся неодинаковым по магнитуде землетрясениям и геолого-геофизическим особенностям, указывающим на различие глубинного строения в этих частях, выявленные зоны в свою очередь разделялись на отдельные сейсмогенные зоны.

Наиболее опасная сейсмогенная зона ($M > 8$) Казахстана прослежена вдоль Чилико-Кеминской зоны глубинных разломов, к которой приурочены очаги Чиликского и Кеминского катастрофических землетрясений. Вторая по опасности сейсмогенная зона ($M 7-8$) отмечается в восточной части Северо-Тяньшаньской зоны глубинных

Рис. 1. Схема зон относительной сейсмической опасности юга и юго-востока Казахстана по геолого-геофизическим данным:
1 — зоны возможного возникновения очагов катастрофических землетрясений; зоны категорий, где возникновение очагов сильных землетрясений: 2 — весьма вероятно, 3 — возможно, 4 — мало вероятно



разломов, где зафиксирован очаг Верненского землетрясения. К западу сейсмичность Северо-Тяньшаньской зоны ослабевает.

На основании схемы относительной сейсмоопасности с учетом коэффициента затухания определены радиусы изосейст и построена карта сейсмического районирования [6]. Площади 9-балльных сотрясений выделены в Заилийском Алатау, Кунгей Алатау и на прилегающей части Илийской впадины, а также в районе Джунгарского Алатау. По сравнению с картой сейсмического районирования 1967 г. на рассматриваемой карте уменьшена зона 9-балльных сотрясений на Северном Тянь-Шане, поскольку часть зоны хребта Кетмень отнесена к 8-балльной зоне; уменьшена 9-балльная зона в Джунгарском Алатау; уточнено положение изосейсты 8 в районе г. Джембул (он отнесен к 8-балльной зоне); 8-балльная зона в пределах восточной половины Тарбагатай на новой карте не подтверждена; 7-балльная зона почти повсеместно несколько увеличена.

Более крупномасштабные исследования глубинного строения проведены только в Алма-Атинском сейсмоактивном районе. С целью получения глубинной основы для детального сейсмического районирования в масштабе 1:500 000, проведен следующий комплекс работ.

ГСЗ и МОВЗ с расстоянием между профилями 50 км.

Гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000.

Электроразведка МТЗ по примерной сети 100×20 км.

Аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 — 1:50 000.

Магниторазведка и геохимические (атмохимические) наблюдения по профилям ГСЗ, МОВЗ, МТЗ с шагом соответственно 200 и 500 м.

Специальные геологические исследования с построением карт новейшей тектоники и сеймотектоники в масштабах 1:500 000 по всему Алма-Атинскому сейсмоактивному району, геоморфологической (съемка масштаба 1:50 000) и сеймотектонической карт в масштабах 1:100 000 по наиболее опасным территориям.

Сейсмологические наблюдения за слабой сейсмичностью района станциями АСС-6/12.

Магнитометрические наблюдения за изменениями векового хода магнитного поля и его составляющих.

Сейсмическое просвечивание земных недр.

Наиболее надежную информацию о глубинном строении дает метод ГСЗ. В Алма-Атинском сейсмоактивном районе ГСЗ выполнено на четырех региональных субмеридиональных профилях, секущих основные структуры рай-

она [1, 3]. Возбуждение сейсмических колебаний и их регистрация проводилась в низкочастотном спектре, для чего была разработана специальная аппаратура (сейсмостанция «Плутон»), имеющая диапазон регистрации 3—15 Гц. Применялась азимутальная система наблюдений, обеспечившая регистрацию как продольных, так и поперечных волн и, тем самым, позволявшая получить скоростную модель среды, необходимую при использовании метода обменных волн землетрясений. Для учета влияния рыхлых отложений при МОВЗ на ряде глубинных скважин в пределах Илийской впадины проведен сейсмический каротаж с регистрацией продольных и поперечных волн.

Пространственные наблюдения при ГСЗ позволили решить принципиальный вопрос о Северо-Тяньшаньской зоне глубинных разломов. В отличие от общепринятого представления, что глубинные разломы на границе горы — впадины падают под горы, ГСЗ и другими геофизическими и геологическими методами установлено падение Северо-Тяньшаньской зоны глубинных разломов от гор, в сторону Илийской впадины. Последнее объясняют наличием в прошлом сводовых воздыманий неотектонических поднятий и их обрушением. По положению пенеплена определена купольная часть свода. Илийская впадина представляет собой грабен, возникший в результате провала купольной части свода [4]. Поведение Северо-Тяньшаньской зоны разломов принципиально важно при сейсмическом районировании, так как зоны глубинных разломов являются основными сейсмогенными структурами [6].

При сейсмическом районировании важна информация о сильных землетрясениях прошлого и настоящего времени, а также о слабой сейсмичности. В результате детальных сейсмологических работ в Алма-Атинском сейсмоактивном районе установлена прямая пространственная связь слабой сейсмичности с сильными землетрясениями. Это дало возможность по характеру распределения очагов слабых землетрясений последних десятилетий оценить вероятную сейсмическую опасность изучаемого района. Детальными сейсмологическими исследованиями

были выделены зоны высокой сейсмической активности северо-западного направления, позволившие по-новому оценить сейсмичность района и определить участки сейсмогенных зон, где возможно возникновение землетрясений максимальной магнитуды.

В результате комплексной интерпретации геофизических и геологических данных составлены карты структур, магматизма и тектоники, изогипс поверхностей Мохоровичича и Конрада, модели строения консолидированной земной коры, «базальтового» и «гранитного» слоев, разрезы земной коры и верхней мантии, на которых приведены глубинные границы разделов, электропроводящие слои и зоны разломов, схемы эпицентров слабых землетрясений, плотности эпицентров и изолиний выделившейся сейсмической энергии и др. Был решен также ряд методических вопросов, к которым следует отнести разделение интрузивов на глубинные, погребенные и обнажающиеся; обнаружение современной активности тектонических нарушений с помощью геохимических и сейсмологических наблюдений; определение горизонтальной мощности разломов (зон разломов) с помощью магниторазведки и геохимии; выявление флексуно-разрывных зон с помощью детальной геоморфологической съемки, сейсмологических наблюдений и дешифровки космоснимков; получение сведений о глубинных границах раздела и об электропроводящих слоях в труднодоступных районах горных хребтов; разработка критериев сейсмической опасности по комплексу методов.

Кроме того, были решены следующие задачи.

Обнаружено движение Чу-Илийского антиклинария относительно Заилийского. Перемещение происходит очень медленно и вызывает повышение сейсмичности юго-западнее Алма-Аты. Здесь обнаружена Алма-Атинская зона высокой сейсмической активности.

Вдоль установленной Чиликской зоны высокой сейсмической активности также северо-западного простирания выявлена флексуно-разрывная зона, названная нами Кунгей-Балхашской, которая уходит на глубину порядка 50 км до подошвы земной коры с падением на северо-восток.

Зафиксирована различная сейсмическая активность в пределах не только разных структур, но и одного крупного батолита (Заилийского), что указывает на его сложное геологическое строение.

На общем фоне погружения поверхности Мохоровичича, совпадающего с районом, где зарождаются очаги сильных землетрясений, обнаружены поднятия, над которыми сейсмичность резко уменьшается. Практически все эпицентры известных сильных землетрясений попадают в области самой большой мощности земной коры. Вероятно, это указывает на происходящие здесь движения, обусловленные продолжением погружения земной коры в мантию.

В результате исследований Алма-Атинского сейсмоактивного района установлены корреляционные зависимости между различными параметрами и сейсмичностью, что позволило выявить критерии отнесения территорий к сейсмогенным зонам (наряду с использованными при сейсмическом районировании).

Понижение значений гравитационного и магнитного полей, наличие неустойчивых значений в изменении аномального векового хода магнитного поля.

Многолетний повышенный фон выделения сейсмической энергии (5×10^5 Дж^{1/2} и более на площади в 1000 км² за 1 год). Зарождение очага сильного сейсмического события сопровождается резким понижением фона в этом районе до $0-0,5 \cdot 10^3$ Дж^{1/2} за 2—3 года до землетрясения.

Увеличенная мощность земной коры под отдельными районами горных хребтов.

Уменьшение скорости прохождений сейсмических волн за несколько месяцев до события в районе зародившегося очага.

Наличие ныне живущей зоны глубинных разломов, глубинной флексуно-разрывной зоны, пересечение их с зонами высокой сейсмической активности.

Высокая геологическая активность территории в четвертичное время. Наличие больших перемещений по новейшим разломам, сейсмодислокациям и других геоморфологических признаков.

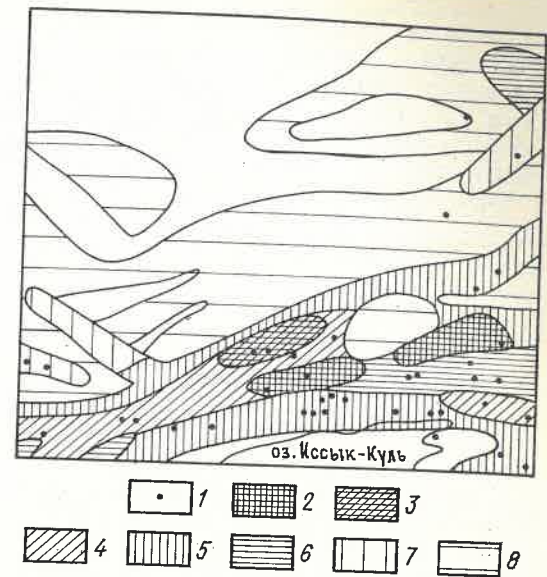


Рис. 2. Схема сейсмогенных зон Алма-Атинского сейсмоактивного района:
1 — эпицентры землетрясений, $M \geq 4,5$; сейсмогенные зоны возможных землетрясений максимальной магнитуды: 2 — более 8; 3 — 7,5; 4 — 7; 5 — 6,5; 6 — 6; 7 — 5,5; 8 — 5.

Достоверное выделение и оконтуривание сейсмогенных зон возможно при использовании совокупности обнаруженных критериев. Это позволило составить карту сейсмогенных зон по Алма-Атинскому сейсмоактивному району в масштабе 1 : 500 000 (рис. 2).

Общее и детальное сейсмическое районирование дают информацию об изменениях средней балльности территории. Интенсивность сотрясений зависит еще от состава и состояния грунтов, уровня грунтовых вод и других факторов. Поэтому на третьем этапе исследования в Алма-Атинском районе были направлены на сейсмическое микрорайонирование. Комплекс состоял из геологической, гравиметрической и аэромагнитной съемок, сейморазведки методом обменных волн для определения мощности рыхлых отложений и методом преломленных волн для изучения грунтовых условий на глубину до 15—20 м. Это позволило составить геолого-геофизическую основу в масштабе 1 : 50 000 сейсмического микрорайонирования, в которой отражено влияние на сотрясаемость элементов геологического строения — разломной тектоники, мощности рыхлых отложений и геоморфологических данных. Поведение уровня грунтовых вод и свойства

грунтов изучались методом преломленных волн с помощью ударной сейсморазведки. В результате обработки данных рассчитывались приращения сейсмической балльности, которые суммировались с фоновой интенсивностью.

На эффект землетрясений, кроме интенсивности очага и особенностей инженерно-геологической обстановки в верхней части разреза, оказывает влияние строение разреза до глубины 200 м, так как при наличии здесь границы рыхлые отложения — скальное основание возникают резонансные эффекты, увеличивающие сотрясения на поверхности на 2—2,5 балла.

Для практических целей важно совпадение периодов собственных колебаний строительных объектов и резонансных периодов грунтов. В этом случае в системе грунт — сооружение возникают собственные колебания, а общее приращение сейсмической балльности увеличивается на значение резонансной поправки. В Алма-Атинском промышленном районе влияние резонанса возможно, например, на территории Капчагайского водохранилища, где мощность рыхлых отложений колеблется от первых метров до 200 м. Для таких участков определялись резонансные эффекты по периодам, рассчитывались поправки в приращении балльно-

сти за счет резонанса и спектральные характеристики грунтов.

В целом комплексное исследование Алма-Атинского сейсмоактивного района позволило определить критерии отнесения территорий к сейсмоактивным зонам и выявить основы методологии изучения глубинного строения сейсмоактивных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ерхов В. А., Шукин Ю. К. Методы разведочной геофизики при изучении сеймоопасных зон территории СССР // Региональная, разведочная и промысловая геофизика. 1980. Вып. 4. С. 3—9.
2. Карта сейсмического районирования СССР / Под ред. М. А. Садовского. — М.: ГУГК, 1983.
3. Некоторые аспекты детального сейсмического районирования Алма-Атинского сейсмоопасного района / Т. А. Акишев, Е. Г. Малинин, К. А. Попов и др. // Детальное сейсмическое районирование. М., 1980. С. 120—127.
4. Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Орогенез Северного Тянь-Шаня в свете новых геологических наблюдений и вероятный глубинный механизм процесса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1974. № 6. С. 1—15.
5. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. — М.: Наука, 1980.
6. Уразаев Б. М., Акишев Т. А., Нурмагамбетов А. Сейсмическое районирование Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1979.

Принята редколлегией 30 мая 1988 г.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 546.291+556.3(474)

В. И. ИОДКАЗИС (ЛитНИГРИ), К. О. ТИБАР (ПО «Эстонгеология»)

Распределение гелия в подземных водах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна

Прогнозные гидрогеологические расчеты в значительной степени базируются на гидрогеодинамической и гидрогеохимической информации, а также на построении соответствующих моделей. Однако использование традиционных методов не всегда позволяет решить прогнозную задачу однозначно. Поэтому для гидрогеологических исследований в сложных условиях фильтрации

подземных вод все чаще привлекаются дополнительные методы, косвенно оценивающие достоверность решений на основе обычной информации. К ним прежде всего следует отнести радиоактивные изотопные (третий и радиоуглерод), а также гелиевый методы. Отличительной их особенностью являются индикаторные возможности, позволяющие физически констатировать

процесс и пути конвективного массопереноса — фильтрации подземных вод. При этом третий и радиоуглерод, являясь продуктами космического происхождения, дают возможность судить преимущественно об особенностях инфильтрационных процессов и водообмена в верхней части подземной гидросферы [1, 6]. Гелий (инертный газ, продуцируемый радиоактивными элементами пород кристаллического фундамента артезианских бассейнов) помогает проследить процессы глубинного водообмена и пути миграции глубинных вод к поверхности [11, 12].

Прибалтийский артезианский бассейн — крупная гидрогеологическая система. В последнее десятилетие в ее пределах проведены работы с целью гидрогеологического обоснования математических моделей отдельных гидрогеодинамических систем бассейна [5].

Водно-гелиевая съемка в нашей стране стала проводиться с начала 70-х годов, когда был сконструирован портативный и точный прибор для определения гелия в воде (ИНГЕМ-1). За это время закономерности распределения гелия исследовались в ряде регионов. Они во многих случаях выполнялись либо для крупных территорий с большим шагом между водопунктами, либо со сгущением точек на небольших площадях, не представляющих самостоятельных гидрогеодинамических систем. При таком подходе не всегда возможно однозначно интерпретировать данные и раскрыть взаимосвязь между гелиеисодностью подземных вод и их пространственной фильтрацией. В данной работе на основе мелко- и среднемасштабной гелиевой съемки авторы стремились выявить закономерности распределения гелия в пределах небольшой обособленной многослойной гидрогеологической системы и обосновать методику комплексной интерпретации съемочных материалов.

Общие структурно-гидрогеологические условия. Исследуемый регион расположен в пределах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна и представляет собой гидрогеологическую систему второго порядка площадью около 45 тыс. км² [3, 5], почти целиком приуроченную к Эстонской ССР (рис. 1). Кристалличе-

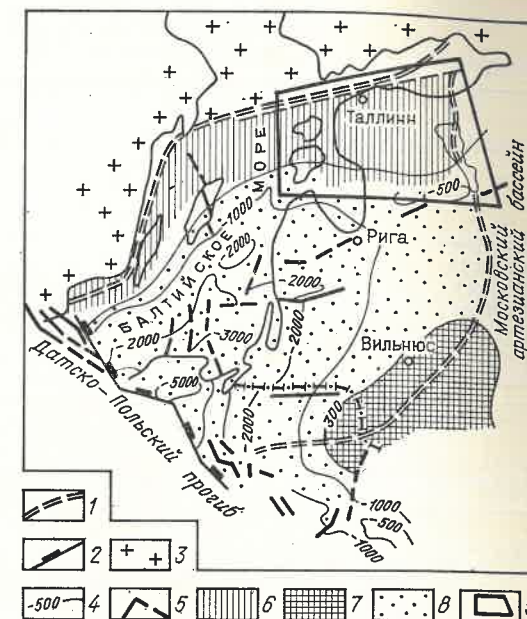


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Прибалтийского артезианского бассейна:

1 — граница артезианского бассейна; 2 — граница докембрийского и палеозойского (каледонского) фундамента; 3 — кристаллические и метаморфические породы Балтийского гидрогеологического массива; 4 — стратиграфические кристаллического фундамента; 5 — линии основных тектонических нарушений; 6 — северный склон бассейна; 7 — склон Мазурско-Белорусского артезианского свода; 8 — центральная часть бассейна; 9 — регион исследований

ский фундамент здесь имеет блоковое строение — он раздроблен региональными и локальными тектоническими нарушениями, прослеживающимися и в вышележающем осадочном чехле. Мощность осадочной толщи на склоне артезианского бассейна незначительна (до 700 м). В ней выделяются отдельные водоносные горизонты и комплексы, имеющие различные условия залегания и фильтрационные свойства (табл. 1, 2).

Склон бассейна характеризуется интенсивным водообменом и мощной зоной пресных вод. Здесь находятся возвышенности, представляющие собой местные области питания. Регион хорошо дренируется густой речной сетью и акваторией Балтийского моря. Лишь слабопроницаемые слои, разделяющие водоносные горизонты, несколько затрудняют вертикальный водообмен. Поэтому минерализация подземных вод даже в наиболее погруженных частях региона не превышает 25 г/л.

Многослойная водонапорная толща пронизана двумя системами древних

Таблица 1

Гидрогеологические показатели грунтового водоносного горизонта

Генетический тип отложений	Индекс	Мощность, м	Глубина зеркала воды, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Удельный дебит скважин, л/с
Болотные	b IV	0,3—10	0,1—1,5	0,04—6	0,002—0,4
Озерные	l IV	2—6	0,1—1,5	1—10	0,01—0,05
Морские	m IV+l III	3—40	0,3—14	0,1—32	0,3—0,6
Аллювиальные	IV+l III	2—15	0,5—2	1,3—4	0,1—2
Лимногляциальные	lg III	1—20	0,3—15	0,2—8	0,2—0,8
Флювиогляциальные	f III	3—125	0,2—20	5—20	0,3—13
Ледниковые	g III	0,5—70	0,1—19	0,05—2	0,02—1

Таблица 2

Гидрогеологические показатели напорных водоносных горизонтов

Водоносный комплекс, горизонт	Индекс	Эффективная мощность, м	Глубина залегания кровли, м	Глубина пьезометрического уровня, м	Водопроводимость, м ² /сут	Удельный дебит скважин, л/с
Верхне-среднедевонский	D ₃₊₂	до 175	10—150	+6...—112	100—700	0,50—2
Средне-нижнедевонский	D ₂₊₁	до 90	2—420	+12...—130	100—550	0,25—1
Силурийско-ордовикский	S+O	до 70	0—290	+3...—20	50—9000	0,01—6
Ордовикско-кембрийский	O+E	10—60	10—710	+15...—64	20—100	0,20—1,2
Кембро-вендский	E+V	10—80	40—600	+14...—101	100—950	0,10—6,5

эрозионных врезов (северной и южной), которые также способствуют вертикальному водообмену. Во многих районах в результате интенсивного водоотбора и водоотлива, естественный режим подземных вод нарушен. Все это позволяет не только оценить характер регионального распределения гелия в хорошо промываемых гидрогеологических системах, но и установить его значения как индикатора гидрогеодинамической обстановки.

Общие закономерности распределения гелия в подземной гидросфере. Их следует рассматривать как закономерности первого порядка: увеличение концентрации гелия с глубиной; аномальное повышение концентрации гелия в пределах долгоживущих глубинных, гидрогеологически активных тектонических разломов; связь структуры поля гелия с элементами современного рельефа [2, 4, 8, 9, 11, 12 и др]. Первой задачей при интерпретации гелие-

метрических исследований являлось подтверждение этих закономерностей для северного склона Прибалтийского артезианского бассейна.

График зависимости содержания гелия в подземных водах от глубины для артезианских бассейнов с фундаментом различного возраста показывает, что кривые имеют примерно одинаковый характер (рис. 2). Во всех случаях с увеличением глубины залегания подземных вод, растет и концентрация гелия. Эта тенденция прослеживается и для северного склона Прибалтийского бассейна. Однако содержание гелия в подземных водах этой древней приподнятой геологической структуры и хорошо промываемой гидрогеологической системы явно меньше.

Можно сделать вывод о том, что и контрастность гелиевых аномалий здесь меньше, чем в изолированных частях артезианских бассейнов.

Количество гелия на рассматриваемой территории изменяется от $(1-6) \cdot 10^{-5}$ до $6 \cdot 10^{-1}$ мл/л (табл. 3). В пределах относительно стабильных и нераздробленных блоков осадочных пород оно в 10—1000 раз меньше, чем в зонах глубинных тектонических нарушений. Это подтверждает и гидрогеологическую активность зон тектонического дробления, и процесс восходящей вертикальной фильтрации подземных вод. Однако общая ситуация гелиеносности оказывается более сложной, так как на нее влияют не только тектонический, но и другие факторы (прежде всего гидрогеодинамический). Вертикальный водообмен в подземной гидросфере во многом зависит от современного рельефа, что и отражено на составленной нами сводной карте аномальной гелиеносности (рис. 3).

Таким образом, для северного склона Прибалтийского артезианского бассейна характерны все общие закономерности распределения гелия в подземных водах осадочного чехла. На их фоне выявляется ряд особенностей, которые требуют детального рассмотрения. Прежде всего это касается методики картирования и представительности составленных карт аномальной гелиеносности. Под «представительностью» (ее нужно оценить прежде всего) следует понимать степень отражения картой объективно существующей природной ситуации.

Картирование гелиеметрических данных. Рассматривая методические вопросы построения гелиеметрических карт, необходимо помнить, что карты геологического содержания обычно составляются по двум группам признаков: прямым и косвенным. К первым

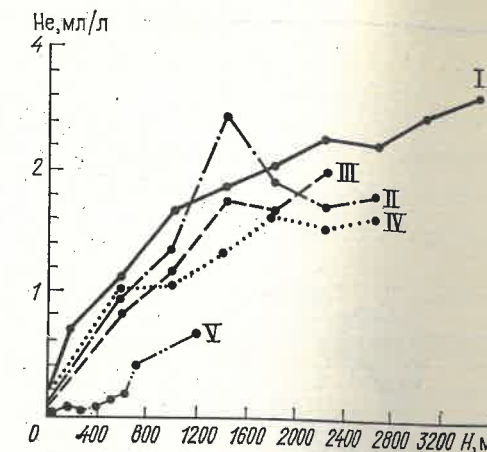


Рис. 2. Зависимость изменения содержания гелия в подземных водах от глубины их залегания для различных регионов СССР (по материалам А. Н. Воронова, В. В. Тихомирова, К. О. Тибар):

I — Восточно-Европейская платформа; II — Северное Предкавказье; III — Туранская плита (Бухаро-Хивинская область); IV — Западно-Сибирская платформа; V — Советская Прибалтика

относятся свойства объекта (пород, воды, газов и т. д.), непосредственно изучаемые в процессе съемки или полученные в результате других исследований. Однако не всегда для проведения границ природных тел и различных полей имеется достаточное количество фактических данных. Тогда дополнительно применяются косвенные признаки — структурно-тектонические, ландшафтно-климатические, геоморфологические и др. Чем мельче масштаб картирования, тем в большей степени используются косвенные признаки. Однако в этом случае должна быть достоверно установлена генетическая зависимость между свойством объекта и косвенными признаками.

На генетическую связь между гелиевыми аномалиями и зонами тектонического дробления указывается в работах многих исследователей. Поэтому

Таблица 3

Содержание гелия в различных водоносных горизонтах и комплексах, 10^{-5} мг/л

Водоносный горизонт, комплекс	Относительно слабопроницаемые блоки осадочных пород	Зоны глубинных тектонических нарушений
Верхне-среднедевонский	1—6	40—2 700
Средне-нижнедевонский	1—9	100—3 000
Силурийско-ордовикский	1—8	22—9 500
Ордовикско-кембрийский	1—330	730—40 000
Кембро-вендский	2—3700	7 800—60 000

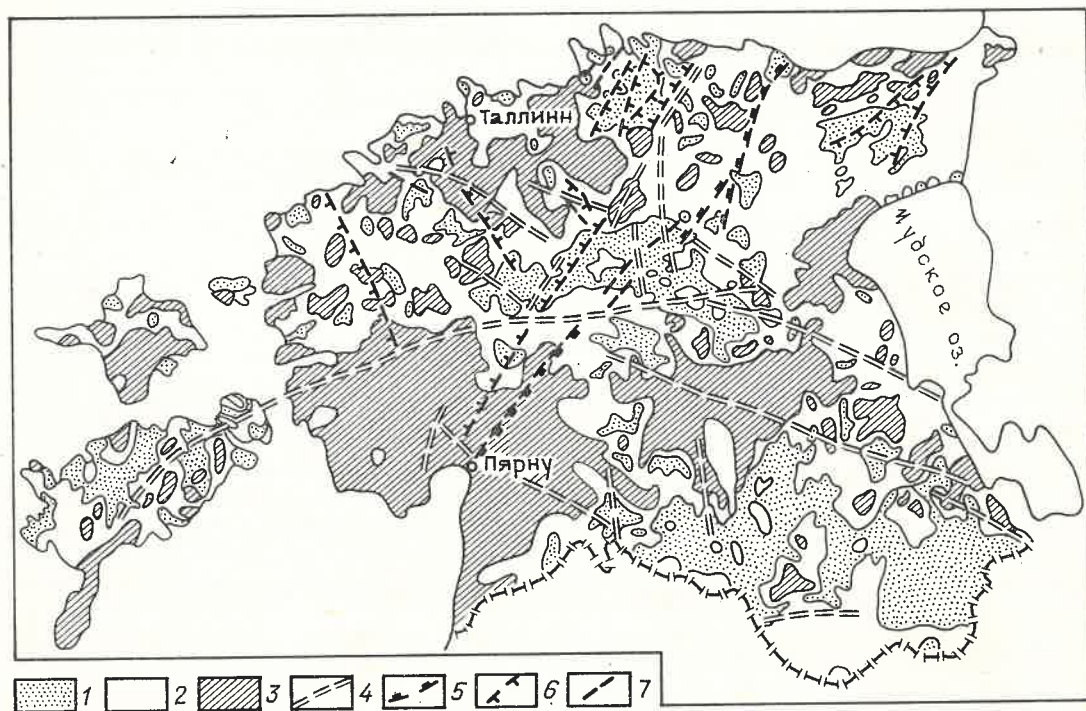


Рис. 3. Сводная карта аномальной гелиеносности: содержание гелия: 1 — ниже фонового (отрицательные аномалии), 2 — фоновое, 3 — выше фонового (положительные аномалии); 4 — разрывные нарушения, не проникающие в осадочный чехол; разрывные на-

рушения, проникающие в осадочный чехол; 5 — краевые региональные, разграничивающие структуры I и II порядков (впадины, выступы и др.), 6 — субрегиональные, разграничивающие структуры III порядка, 7 — локальные нарушения

на первый взгляд может показаться, что разломы служат косвенным признаком при составлении гелиеметрических карт. Такое суждение было бы правомерным, если бы разломы устанавливались геологическими или геофизическими методами со стопроцентной достоверностью и все зоны дробления были бы гидродинамически активными. В действительности ни первое, ни второе положения не могут быть приняты безоговорочно. Поэтому представительной можно считать лишь такую карту, которая составлена только по прямым признакам — по содержанию гелия в подземной воде.

Учитывая опыт картирования и гелиевой съемки можно выделить три типа карт: гелиеносности, аномальной гелиеносности и контрастности гелия. На первой указываются: точки опробования, принадлежность к тому или другому водоносному горизонту, содержание гелия в подземных водах (в 10^{-5} мл/л). Карты гелиеносности могут составляться для отдельных водоносных горизонтов или для всей оса-

дочной толщи. Содержание гелия изображается изолиниями или сплошными полями. Такую карту в рамках определенного масштаба можно считать представительной на 100 %. Однако ее трудно использовать для практических целей, из-за недостаточно обработанной информации.

Более наглядна карта аномальной гелиеносности, для составления которой определяются фон и стандартное отклонение (ϵ). На основе этих данных строится карта с выделением полей: 1) фонового содержания гелия (C_f); 2) отрицательных аномалий (C_f/ϵ); 3) положительных аномалий: минимальных ($C_f \cdot \epsilon$), средних ($C_f \cdot \epsilon^2$) и максимальных ($C_f \cdot \epsilon^3$). Аналогичной, но менее выразительной является карта контрастности гелия, с полями, обозначающими соотношение концентрации гелия в той или иной местности с фоновым его содержанием ($C_{не}/C_f$).

Наиболее наглядна — карта аномальной гелиеносности, на которой четко видны фоновые или средне-нормальные условия вертикальной мигра-

Таблица 4

Показатели кондиционности водно-гелиевой съемки различных масштабов

Показатели	Масштаб съемочных работ и картирования			
	Рекогносцировочный	Мелкий	Средний	Крупный
Кондиционные требования к густоте точек опробования на 1 км ²	0,01	0,01—0,04	0,1—1,4	3—20
Густота точек по материалам съемки на территории Эстонской ССР	—	0,31	0,1—0,85	7—8

ции гелия, а также площади, в пределах которых имеются более благоприятные условия для восходящей фильтрации подземных вод и для миграции гелия. Наряду с этим выделяются поля, где условия для восходящей миграции гелия хуже, чем фоновые. Имея такую карту, можно искать причину неравномерного распределения концентраций гелия в подземной гидросфере. Однако опять возникает проблема представительности карты, которая, как показывает опыт, зависит в основном от масштаба и кондиционности.

Не касаясь содержания гидрогеологических задач водно-гелиевой съемки различных масштабов, следует отметить, что проведенные нами гелиеметрические исследования являются кондиционными (табл. 4). Однако существуют участки, где на площади в 100 км² нет ни одной опробованной точки. Это лесные и болотные массивы, которые останутся «белыми пятнами» при любом масштабе картирования. Следовательно, кондиционные карты даже в густонаселенных районах, каким является Эстонская ССР, могут быть составлены только при мелкомасштабном картировании. Это отрицательно отражается на представительности средне- и крупномасштабных карт — при обобщении материалов гелиевой съемки возможна неоднозначная их интерпретация.

Естественно, что представительность карты или объективность отражаемого на ней поля гелия зависит от масштаба съемки. При мелкомасштабном картировании поля гелия обычно являются массивными, они занимают большие площади. Рисунок такой карты всегда монументальный. Создается впечатление макронеоднородности природных

процессов и явлений. При переходе к съемке среднего масштаба ситуация меняется. Ранее закартированное сплошное поле распадается на более мелкие части, мозаика поля гелия становится сложнее. Следовательно, наиболее представительной на той или иной стадии работ необходимо считать сводную карту аномальной гелиеносности, учитывающую результаты исследований всех масштабов.

Особенности проявления аномальной гелиеносности. Для составления сводной карты аномальной гелиеносности использовано около 30 тыс. определений гелия (см. рис. 3). На ней отмечаются три основные области с максимальной или аномальной концентрацией гелия. Первая область расположена в северной части Эстонии, образуя треугольник Кейла (Таллинн) — Пайде — Тапа. Она практически совпадает с очертаниями крупного нижнепротерозойского тектонического блока [7]. Поле гелия здесь неровное, но приуроченность повышенной концентрации его к основным тектоническим нарушениям не вызывает сомнения. Аномалии в пределах рассматриваемой области чаще всего имеют очаговый характер, что, по-видимому, свидетельствует о различной гидрогеологической активности зон тектонического дробления, а также об отсутствии площадной разгрузки подземных вод через водоупорные кембрийские лонтоваские глины.

Вторая область повышенной гелиеносности расположена в юго-западной Эстонии. Она частично охватывает и юго-восточное побережье о-ва Сааремаа. Здесь аномалии имеют площадной характер, хотя в пределах рассматриваемой области также проходит ряд региональных разломов. Площадное строение аномалий и их совпадение с

наиболее низкими гипсометрическими отметками поверхности рельефа свидетельствует о том, что главная причина повышенной концентрации гелия — это сплошная разгрузка подземных вод глубоких горизонтов через слабопроницаемые слои. Для указанного процесса здесь имеются необходимые условия: восходящая фильтрация подземного потока, отсутствие на значительной площади лонтоваского водоупора, небольшая мощность силурийско-ордовикского слабопроницаемого слоя [3].

Третья область приурочена к центральной части Эстонии — низине оз. Выртсъярв и долине р. Эмайыги. Здесь преобладают аномальные значения гелия, имеющие явно площадной характер и полосообразную конфигурацию, примерно соответствующую поверхности современного рельефа. Поэтому ее возникновение также следовало бы связывать со сплошной восходящей разгрузкой подземных вод.

При интерпретации материалов гелиевой съемки встает методологический вопрос: что считать главными и второстепенными факторами при образовании гелиевых аномалий. С точки зрения формирования земной коры надо признать правомерность следующей причинно-следственной цепочки: тектоника — образование геоструктур и осадочного чехла — геоморфология и орография — образование современного рельефа — гидрогеодинамика — пространственная фильтрация подземных вод.

Рассматривая этот вопрос с современных позиций, надо отметить, что при существующей тектонической ситуации и положении рельефа, главным фактором, формирующим поля гелия, является динамика подземных вод. Второстепенными же должны быть факторы, обуславливающие пути вертикальной фильтрации подземных вод и миграции гелия в осадочной толще через водоупорные породы. Тогда при анализе закономерностей распределения гелия в пределах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна можно выделить два второстепенных фактора: первый — тектонический, обуславливающий формирование очаговых, чаще всего линейно расположенных аномалий, и второй — литологический, способствующий развитию пло-

щадных аномалий. Эти факторы, как правило, действуют одновременно; вопрос лишь в том, насколько один из них преобладает над другим.

Проведенный анализ не позволяет решить некоторые проблемы. Например, почему в пределах низменности Чудско-Псковского озера нет площадных, а только очаговые аномалии, почему ряд региональных тектонических разломов не формируют повышенных концентраций гелия? Вопросы возникают, вероятно, из-за двух причин. Во-первых, во многих местах, как указывалось выше, нет водопунктов и отсутствует информация о содержании гелия. Во-вторых, не прогнозируемые геологическими и геофизическими методами разломы действительно существуют. Следовательно, необходимы дальнейшие целенаправленные исследования.

Индикаторное значение гелия. Материалы мелко- и особенно среднемасштабной съемки позволяют достаточно объективно судить о путях конвективного переноса гелия в осадочном чехле артезианских бассейнов и дают представление об общей региональной гидрогеодинамической ситуации водонапорной системы. Возникает вопрос, насколько материалы гелиевых съемок могут быть использованы для решения специальных гидрогеологических задач. Практика показывает, что, несмотря на кажущиеся четкие закономерности распределения гелия и его индикаторного значения как показателя общей гидрогеологической обстановки в региональном плане, на локальных площадях возникают затруднения. Они связаны прежде всего с неравномерным опробованием водоносных горизонтов и сложностью процесса формирования гелия.

В процессе гелиевой съемки пробы обычно отбираются из эксплуатационных скважин и полученная информация не может полностью отобразить всех природных особенностей. Следовательно, для решения различных гидрогеологических задач на локальных площадях отбор на гелий должен проводиться из структурных, картировочных и разведочных скважин, сооружаемых и опробуемых при проведении специальных геологоразведочных работ.

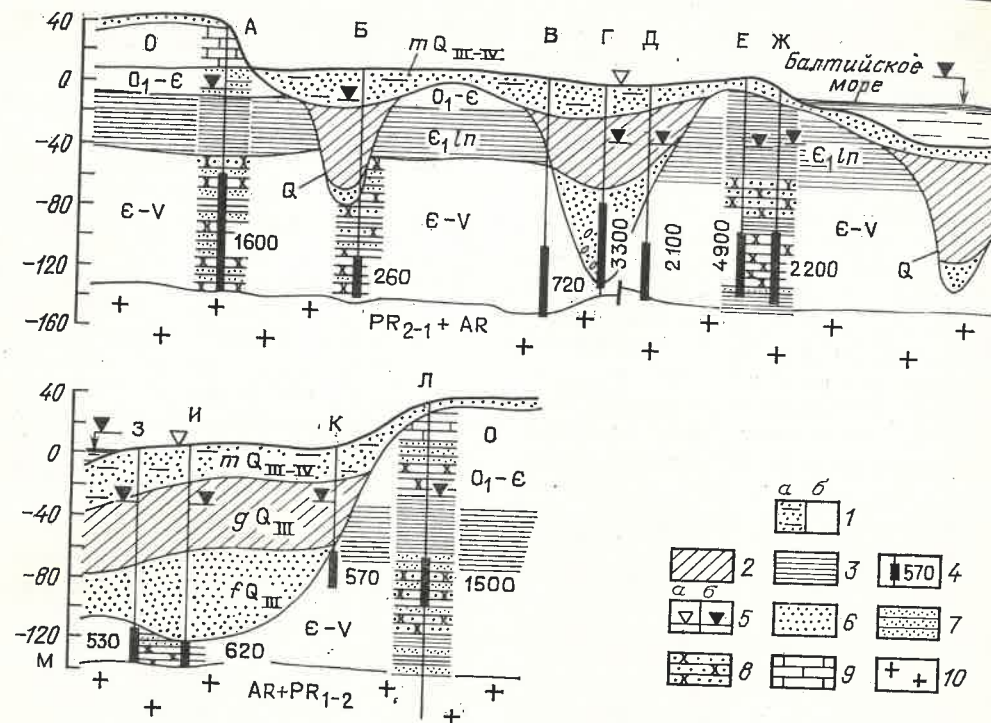


Рис. 4. Гелиеносность подземных вод в районе г. Таллинна.

1 — водоносные породы: а — в четвертичных отложениях, б — в дочетвертичных; 2 — слабопроницаемые четвертичные моренные суглинки; 3 — водоупорные лонтоваские (синие) глины; 4 — интервал опробова-

ния скважины и содержание гелия, л·10 мл/л; 5 — уровень воды: а — в естественных, б — в нарушенных условиях; 6 — пески разноразмерные, местами глинистые; 7 — песчаники разноразмерные с прослоями глин и алевролитов; 8 — известняки; 9 — известняки; 10 — граниты и гнейсы

Основные гидрогеологические задачи при этом сводятся к: 1) установлению гидрогеологической активности зон тектонического дробления и их ширины; 2) выяснению гидрогеологического влияния глубоких эрозионных врезов и древних долин на дренаж или питание подземных вод, контактирующих с ними напорных водоносных горизонтов. С этой целью обычно сооружаются поперечные створы скважин, опробование которых на гелий может значительно расширить гидрогеологическую информативность.

Имеющиеся материалы показывают, что в сложных гидрогеологических условиях без проведения целенаправленных исследований нельзя однозначно интерпретировать данные гелиеметрических анализов. Примером может служить разрез района г. Таллинна (рис. 4). Здесь непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают породы вендского водоносного комплекса, сверху перекрытые плотными синими лонтоваскими глинами. Гидро-

геологическую ситуацию осложняют глубокие эрозионные врезы, полностью вскрывающие водоупор и частично водоносные вендские породы. Можно предполагать, что в скважинах А, Д и Ж (см. рис. 4) первого разреза мы имеем фоновые или близкие к ним содержания гелия. В скважинах Б и В они значительно меньше, что свидетельствует о питании гдовского водоносного комплекса инфильтрационными водами через эрозионные врезы. Подземные воды скважин Г и Е содержат повышенное количество гелия, что, по-видимому, связано с зонами тектонического дробления, обеспечивающими лучший конвективный перенос вещества. Однако редкая сеть скважин не позволяет локализовать источник гелиеносных вод.

Влияние инфильтрационного питания и явное уменьшение гелия в подземной воде вендского водоносного комплекса показано на втором разрезе (см. рис. 4, скв. 3, И, К). Из этих примеров видно, что любая специаль-

ная гидрогеологическая задача, решаемая на локальной площади, может быть подкреплена информацией о гелиеносности лишь в том случае, если опробование на гелий выполнено целенаправленно.

При анализе проблем индикаторного значения гелия исследователи сталкиваются со сложностью самого процесса формирования гелия в подземной гидросфере. Если не принимать во внимание неоднородность пород осадочного чехла, а также восходящую и нисходящую вертикальную фильтрацию вод в многослойных гидрогеологических системах, то особенность формирования полей гелия в подземных водах можно свести к двум причинам: 1) неравномерному продуцированию или конвективному проникновению гелия из кристаллического фундамента в осадочный чехол и 2) антропогенному воздействию.

Наиболее общее явление, обусловленное процессом образования гелия в подземной гидросфере — это увеличение его содержания с глубиной, что хорошо видно на разрезах, характеризующих погружение водоносных пластов. Эта тенденция прослеживается и на изучаемой нами территории, особенно для ордсвикско-кембрийского водоносного комплекса. Однако по разрезам, составленным вкрест простирания, можно заметить, что при одной и той же глубине залегания водоносного горизонта и примерно одинаковой мощности толщи, отделяющей его от пород кристаллического фундамента, содержание гелия в подземных водах значительно различается. Это свидетельствует о неодинаковых дозах гелия, поступающих из кристаллического фундамента, что ранее отмечали другие исследователи [9, 12 и др.]. Иногда такое влияние оказывается существенным.

Например, в скв. Вярса III на западном берегу Псковского озера, количество гелия в гдовском водоносном горизонте на два порядка меньше, чем в вышезалегающих водоносных горизонтах. Минерализация здесь составляет 15,6 г/л, что свидетельствует о затрудненном водообмене. Причина этого скорее всего объясняется наличием в кристаллическом фундаменте непроницаемых монолитных блоков, через ко-

торые не может происходить конвективный перенос гелия. Неучет этого явления при интерпретации данных гелиеносности может привести к ошибочным выводам.

Интенсивная эксплуатация подземных вод и формирование районных депрессионных воронок также искажает естественную гелиеносность. При проведении гелиевой съемки, мы уже сталкиваемся с измененным содержанием гелия. Существующая сеть скважин не всегда позволяет однозначно оценить влияние эксплуатации на концентрацию гелия. В условиях интенсивного перетекания вод в эксплуатируемый водоносный горизонт через слабопроницаемые слои сверху всегда заметно уменьшение гелия в подземной воде. Например, в центре депрессии водозабора Кохтла-Ярве содержание гелия в эксплуатируемом водоносном горизонте на $(2000-3000) \cdot 10^{-5}$ мл/л меньше, чем на периферии воронки. Однако в процессе дальнейшей эксплуатации ситуация может меняться за счет усиленного притока обогащенной гелием воды (особенно по зонам тектонического дробления). Это необходимо учитывать при интерпретации данных гелиевой съемки.

Исследования гелиеносности крупных гидрогеологических систем и гелиевая съемка выполняются на протяжении многих лет. Поэтому все указанные выше положения могут быть закономерными лишь в том случае, если количество гелия в подземной воде постоянно во времени или если изменения настолько незначительны, что ими можно пренебречь. Для этой цели в различных местах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна нами выполнены стационарные режимные наблюдения, которые показали, что в естественных условиях концентрации гелия в подземной воде меняются в определенных пределах и что эти изменения не подчиняются какой-либо закономерности или сезонной цикличности. Экспертные оценки, основывающиеся на многолетних данных, свидетельствуют о том, что размах колебаний не меняет общую ситуацию — гелиевые аномалии остаются постоянными во времени [10]. Это позволяет применять полученные в разное время материалы о содержании

в подземной воде гелия для решения различных геологических и гидрогеологических задач.

Проведенные исследования распределения гелия в подземных водах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна являются первым этапом работ для установления региональных закономерностей. Информация о количестве гелия будет использована для обоснования математических моделей крупных гидрогеологических систем, предназначенных для прогнозной оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банис Ю. Б., Иодказис В. И. Радиоуглерод — индикатор изменения гидрогеологической обстановки // Водные ресурсы. 1982. № 5. С. 113—122.
2. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. Схема проницаемых разрывных нарушений земной коры Северо-Западного Казахстана по данным распределения гелия в подземных водах // Геотектоника. 1976. № 3. С. 67—73.
3. Гидрогеологическая карта дочетвертичных отложений республик Советской Прибалтики, масштаб 1 : 500 000. Объяснительная за-

писка/Гл. ред. А. А. Григалис. — Вильнюс: ЛитНИГРИ, 1982.

4. О возможности применения гелиевой съемки для изучения условий питания подземных вод/В. Л. Злобина, В. С. Ковалевский, Н. И. Яницкий // Водные ресурсы. 1980. № 1. С. 167—170.
5. Иодказис В. И. Формирование и освоение эксплуатационных ресурсов подземных вод Прибалтики. — Вильнюс: Мокслас, 1980.
6. Природные изотопы гидросферы/Под ред. В. И. Ферроного. М.: Недра, 1975.
7. Кристаллический фундамент Эстонии/В. А. Пудра, Р. М. Вахер, В. М. Клейн и др. — М.: Недра, 1983.
8. Судов Б. А., Тибар К. О. Картирование зон глубинных тектонических нарушений методом водногелиевой съемки // Разведка и охрана недр. 1977. № 10. С. 29—33.
9. Тибар К. О. Закономерности распределения гелия в подземных водах Эстонии // Достижения и задачи исследований по геологии Литовской ССР. Вильнюс, 1981. С. 201—202.
10. Тибар К. О. Закономерности распределения гелия в подземных водах северного склона Прибалтийского артезианского бассейна и его индикаторное значение: Автореф. дис. . . канд. геол.-минер. наук. Минск, 1986.
11. Яницкий И. Н., Коробейник В. М. Гелий — индикатор водообмена в гидросфере Земли // Геохимия. 1975. № 11. С. 1345—1347.
12. Яницкий И. Н. Гелиевая съемка. — М.: Недра, 1979.

Принята редколлегией 28 сентября 1987 г.



ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 550.311

В. П. ИВАНКИН (НВНИИГГ)

Увеличение массы и размеров Земли во времени — главный фактор ее геологического развития

В настоящее время активно обсуждаются концепции расширяющейся Земли, пульсационная, глубинной дифференциации вещества и тектоники литосферных плит. Подробный анализ этих представлений с оценкой их достоинств и недостатков, выполненный во многих работах, показал, что ни одна из указанных концепций не в состоянии интерпретировать все имеющиеся материалы, касающиеся строения Земли и истории ее развития. Однако в каждой из них имеются положительные стороны, и, естественно, напрашивается вывод о возможности создания нового подхода, в котором эти стороны будут логично объедине-

ны. Рассмотрим различные аспекты обсуждаемой проблемы более подробно.

В варианте расширения Земли следует в первую очередь решить важнейший вопрос: расширяется ли Земля с сохранением количества вещества или с его увеличением. Большое расширение должно привести к существенному изменению ускорения свободного падения (g), что окажет огромное влияние на течение геологических процессов, поэтому необходимо выявить всю информацию по данному вопросу и решить его.

Очевидно, что расширение Земли при сохранении ее массы приведет к

уменьшению g . Оценим это уменьшение при условии, что океаны являются новообразованиями и начали расти на определенном этапе развития Земли. Тогда до возникновения океанов площадь земного шара равнялась площади современных континентов, т. е. примерно 25 % от современной площади земного шара, и поэтому

$$R_0 = 0,5 R, \quad (1)$$

где R_0 и R — радиус земного шара до возникновения океанов и современный. Следовательно, ускорение свободного падения в то время было равно

$$g_{01} = G \frac{M}{R_0^2} = \frac{1}{0,25} G \frac{M}{R^2} \simeq 4 g,$$

где M и g — масса и ускорение свободного падения в современную эпоху, G — гравитационная постоянная; здесь и далее предполагается, что $G = \text{const}$.

Допустим теперь, что расширение Земли идет с увеличением количества вещества, причем это увеличение пропорционально росту объема Земли с некоторым значением средней плотности ρ . Тогда для шарообразной Земли

$$g = \frac{4}{3} \pi G \rho R. \quad (2)$$

Средняя плотность вещества древней Земли может быть приблизительно оценена на основе связи между R и ρ для планет земной группы — Венеры, Земли, Марса, а также и для Луны. Из сравнения этих данных следует, что средняя плотность древней Земли при условии (1) равна $\rho_0 = 4 \text{ г/см}^3$. Тогда, используя (2), ускорение g_{02} для древней Земли можно найти из соотношения

$$g_{02} = \frac{\rho_0 R_0}{\rho R} g;$$

отсюда при $\rho_0 = 4 \text{ г/см}^3$, $\rho = 5,54 \text{ г/см}^3$ и условии (1) получим $g_{02} = 0,4g$.

Таким образом, расширение Земли с увеличением ее массы должно сопровождаться существенным увеличением ускорения свободного падения.

Известно, что плотность вещества в пределах земного шара увеличивается с глубиной, причем решающее значение здесь имеет увеличение давления всестороннего сжатия. Но давление внутри Земли на заданной глубине

определяется плотностью и мощностью вышележащих пород, а также ускорением земного тяготения. Следовательно, при прочих равных условиях породы, сформировавшиеся при более высоком значении g , должны обладать большей плотностью и наоборот. Поэтому, если g увеличивается со временем, то более древняя земная кора должна быть сложена породами с меньшей плотностью. Но увеличение g сопровождается ростом плотности подкорового вещества, что в конечном итоге будет приводить к постоянному всплыванию более древней коры по отношению к более молодой. Геологические материалы подтверждают именно такое поведение земной коры. Воздымание щитов на древних платформах было важнейшим видом их тектонических движений, так как выходы кристаллических пород на щитах испытали интенсивную денудацию и мощность срезанной части оценивается в 10—15 км.

Геологические данные убедительно свидетельствуют об увеличении во времени средней глубины Мирового океана. Мелководные отложения зафиксированы на многочисленных гайотах, хребтах (Мендосино, Ян-Майен, Китовый, Восточно-Индийский), подводных плато (Блейк, Орфен, Роколл, Фолклендское, Сан-Пауло, Манихики, Кемпбелл, Натуралистов), подводных возвышенностях и поднятиях (Мид-Пасифик, Бермудское, Рио-Гранде, Милл, Лорд-Хау, Туамоту, Лайн), в разрезах атоллов и даже в котловинах [5, 11]. В зонах сочленения океанической и континентальной коры как атлантического, так и тихоокеанского типа более древняя кора со временем занимает более высокое положение.

Следовательно, имеет место постоянное всплывание более древней коры относительно более молодой и увеличение разницы в их уровнях свидетельствует об одновременном увеличении g . Такой вывод получен также в работах [3, 9], основанных на анализе других фактических материалов. Но если с началом образования океанической коры имело место последовательное увеличение ускорения земного тяготения, то из этого с неизбежностью следует, что в этот период расширение Земли сопровождалось увеличением

количества вещества [2]. Такой вывод имеет принципиальное значение, ибо это означает, что в недрах Земли протекают процессы синтеза нового вещества и закономерности этого явления и вытекающих из него следствий в решающей мере определяют глобальное геотектоническое развитие нашей планеты.

Очевидно, что процесс увеличения массы и размеров Земли не мог быть лишь эпизодом в истории планеты. Закономерный рост массы с течением времени должен быть справедливым для всех небесных тел. Если предположить, что космическое пространство содержит неизвестный нам вид однородного и изотропного излучения, обладающего высокой проникающей способностью и ответственного за увеличение массы небесных тел, то в первом приближении поглощение этого излучения в единицу времени будет пропорционально его интенсивности I и массе небесных тел. Тогда прирост массы dM шарообразной Земли за счет такого процесса будет равен

$$dM = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho I \chi dt, \quad (3)$$

где χ — коэффициент, определяющий превращение излучения в вещество, а t — время.

Учитывая, что

$$dM = 4 \pi R^2 \rho dR, \quad (4)$$

из (3) и (4) можно выразить dR — приращение радиуса Земли при возрастании ее массы на dM

$$dR = \frac{1}{3} \chi I R dt.$$

Отсюда

$$R = R_0 \exp \left(\frac{1}{3} \chi I t \right).$$

Следовательно, увеличение размеров небесных тел в результате упомянутого процесса происходит в первом приближении по экспоненциальному закону. Экспоненциальный рост поверхности Земли во времени установлен в ряде работ на основе геологических материалов [6].

Итак, будем исходить из положения о возможности экспоненциального роста массы и размеров небесных тел во времени и, используя известные зако-

ны естествознания, рассмотрим историю развития Земли с учетом имеющегося фактического материала.

Признание расширения Земли с ростом ее массы приводит к следующим выводам.

1. В соответствии с законом сохранения момента вращения при увеличении массы Земли в 10 раз скорость осевого вращения древней Земли должна быть существенно большей, чем сейчас. Приближенная оценка показывает, что угловая скорость вращения древней Земли была примерно на полтора порядка больше, нежели в настоящее время, и Земля имела резко выраженную эллиптическую форму (полярный радиус мог составлять 0,6—0,7 экваториального). Следовательно, увеличение массы и формирование шарообразной Земли было связано с кардинальной перестройкой всей ее структуры.

2. Увеличение массы планет и Солнца сопровождалось серьезной эволюцией Солнечной системы в целом. Известно, что при заданном моменте количества движения радиус орбиты планеты изменяется обратно пропорционально квадрату ее массы. Поэтому первоначальные размеры Солнечной системы более чем на два порядка превышали современные; Земля на раннем этапе была удалена от Солнца на расстояние более 100 а. е. и на протяжении большей части времени развития солнечная радиация не играла заметной роли в ее энергетическом балансе. Эволюция Солнечной системы сопровождалась приближением всех планет к Солнцу. Климатическая зональность на Земле по геологическим данным уверенно фиксируется лишь в фанерозое; для протерозоя и особенно архея характерно отсутствие климатической зональности [8]. Возможно претерпел определенные изменения режим физико-химических процессов на Солнце, что также могло оказать серьезное влияние на развитие Земли и других планет.

3. В связи с изменением размеров и формы Земли в процессе ее развития необходимо конкретизировать особенности механического поведения вещества в основных геосферах с учетом реологических закономерностей движения веществ. Основная аксиома реоло-

гии гласит, что любой материал обладает всеми реологическими свойствами, выраженными в разной степени [7]. В настоящее время при анализе механического поведения Земли используется в основном упруго-вязкая модель Максвелла [4, 10]. Однако она позволяет оценить лишь релаксационные явления. В действительности вещество Земли обладает четко выраженными свойствами упруго-вязкопластического тела, поведение которого подобно поведению тел Бингама. Ярким свидетельством этого является распространение поперечных упругих колебаний и наличие глубокофокусных землетрясений в теле Земли. Лишь внешнее ядро и Мировой океан, в которых поперечные колебания не отмечаются, являются типичными упруго-вязкими телами. Движение вещества бингамовского типа имеет место только после превышения некоторой величины напряжения, необходимой для преодоления статического напряжения сдвига, при меньших напряжениях возникают лишь упругие деформации; при преодолении статического напряжения сдвига наблюдаются разрушение структуры вещества и вязкое течение. Следовательно, перемещение вещества в этом случае происходит лишь после нарушения его структуры, т. е. скачкообразно.

В пределах мантии и земной коры наименьшим статическим напряжением сдвига обладает вещество астеносферы. Поэтому астеносфера первой реагирует на возникающие здесь напряжения, причем вначале в ней образуются упругие деформации, затем следует нарушение структуры вещества в области максимальных напряжений, достаточных для преодоления статического напряжения сдвига, и далее вязкое течение. После исчезновения напряжений вязкое течение прекращается и вещество снова приобретает структурированную форму. Аналогичные процессы будут иметь место и в других частях мантии и земной коры, только нарушение структуры вещества потребует больших напряжений в зависимости от его сдвиговой прочности. Однако момент нарушения структуры вещества в любом случае полностью аналогичен нарушению структуры твердого тела и при соот-

ветствующих энергетических масштабах этого процесса он является типичным землетрясением. Поэтому изменения формы Земли, воздымания и погружения литосферных блоков или их частей были скачкообразными и сопровождались землетрясениями, энергетические масштабы которых различались очень сильно.

Подавляющая часть землетрясений, зафиксированных в истории человечества, связана с нарушениями структуры вещества астеносферы. Конечно, некоторые землетрясения были также обусловлены относительно мелкими нарушениями структуры литосферы или земной коры. Но совершенно очевидно, что крупные глобальные разломы литосферы и нарушения структуры нижней мантии и внутреннего ядра, несомненно происходившие в процессе увеличения массы и изменения формы Земли, имели место в далеком прошлом, и человечество, к счастью, не было свидетелем этих явлений, ибо их энергетические масштабы столь грандиозны, что даже единичные случаи подобного рода были бы губительны для современной цивилизации. Эти сверхгигантские землетрясения сопровождались образованием в литосфере глобальной сети разломов широтного и меридионального простирания, приводили к мгновенным горизонтальным смещениям значительных участков земной коры, особенно в орогенах, с возникновением надвигов, шарьяжей и т. д. и вертикальному смещению литосферных блоков по разломам в зависимости от их широтного положения и времени образования; они оказали огромное влияние на развитие органического мира нашей планеты.

Таким образом, подавляющая часть гипоцентров происходящих землетрясений очерчивает те зоны в теле Земли, где наблюдаются нарушения структуры вещества астеносферы. Этот вывод имеет особое значение для выяснения природы зон Вадати-Заварицкого-Беньофа, приуроченных к глубоководным желобам. Последние представляют собой сочленение двух участков земной коры с разрывом сплошности в пределах желоба. По геофизическим данным под этими тектоническими элементами находятся мощные линзы астеносферы, кровля которых распо-

ложена в непосредственной близости от поверхности Земли. Воздымание соседнего с желобом литосферного блока или его частей будет приводить к нарушению структуры вещества астеносферы в первую очередь по линиям, соединяющим область подвижного сочленения земной коры в глубоководных желобах с той частью пространства под этим блоком, где из-под него выходит наиболее подвижная часть астеносферы.

Геометрическое место гипоцентров большей части землетрясений, представляющих собой нарушение структуры астеносферного вещества под активными окраинами, образует зону определенной толщины, падающую к подошве соседнего литосферного блока и уходящую под него. Эта зона разделяет вещества с разными реологическими свойствами: ниже нее вещество обладает существенно большей сдвиговой прочностью; собственно в зоне и непосредственно над ней сдвиговая прочность значительно меньше и вещество находится почти в жидком состоянии. Такое состояние вещества есть прямое следствие происходящих здесь многочисленных землетрясений.

Необходимо подчеркнуть, что упругие и неупругие деформации и землетрясения являются одним из важнейших путей распределения энергии земного шара по всему его объему. Эта энергия распределяется и другими путями, например, совместно с массопереносом вещества, но упругие напряжения позволяют мгновенно передать и перераспределить огромное количество энергии по всему объему Земли из любой ее области. Землетрясения в данном случае можно рассматривать как процесс перехода одного вида энергии в другие. Поэтому значительные объемы астеносферы, особенно под литосферными блоками и активными окраинами, «питаются» энергией за счет землетрясений.

Таким образом зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа представляют собой не результат столкновения жестких литосферных плит, а области развития наиболее подвижного подкорочного вещества, в котором нарушения структуры и возникновение землетрясений требуют наименьших упругих напряжений.

4. Реологическая стратификация основных геосфер тесно связана с ростом массы и размеров Земли во времени. Увеличение плотности вещества с глубиной должно было привести в конечном итоге к разным угловым скоростям вращения геосфер, так как рост их массы происходил с разными темпами, определяемыми плотностью вещества. Поэтому на раннем этапе развития Земли в результате взламывания ее внутренней структуры между геосферами образовалось вещество в подвижной фазе, т. е. жидкой или близкой к ней. Наиболее четко в настоящее время это проявляется на границе ядра и мантии, где расположена жидкая внешняя часть ядра.

Внутреннее твердое ядро Земли обладает сейчас иной угловой скоростью и осью вращения, нежели внешние геосферы, что находит отражение в структуре геомагнитного поля и его дрейфе в западном направлении, составляющем 0,2 градуса в год по долготе. Однако соотношение между скоростями вращения внутреннего ядра и внешних геосфер должно было и будет изменяться во времени. Так как они сложены веществами бингамовского типа, то изменения скоростей их вращения происходили как постепенно, так и скачкообразно. Вначале в связи с ростом массы геосфер наблюдается постепенное уменьшение скорости их вращения, что приводит к росту деформаций и напряжений внутри геосфер, так как их форма некоторое время сохраняется неизменной. После превышения определенных напряжений структура геосфер разрушается и они быстро приобретают новую форму, соответствующую новой скорости вращения, однако при этом отмечается скачкообразное увеличение скорости их вращения, связанное с уменьшением момента инерции геосфер при приближении их формы к шарообразной. В дальнейшем эти процессы повторялись, т. е. на фоне неуклонного уменьшения скоростей вращения геосфер имеют место многократные и относительно небольшие скачкообразные их увеличения, с изменением разности скоростей вращения соседних геосфер как по величине, так и по знаку. В этом заключается основная причина колебаний геомагнитного поля по ин-

тенсивности и полярности в процессе развития Земли.

На ранних этапах скорости вращения литосферы и мантии также были различны и астеносфера была представлена самостоятельной жидкой оболочкой, охватывавшей большую часть мантии и составляющей, по-видимому, совместно с внешней частью ядра единую жидкую оболочку. Изменения мощности и температуры астеносферы на протяжении архея и протерозоя полностью определяли термический режим земной коры и климат Земли. Геологические материалы свидетельствуют, что формирование отложений в докембрии происходило в условиях жаркого азонального климата с развитием магматических и вулканических явлений и интенсивным метаморфизмом пород [8]. Мощность земной коры была гораздо меньшей, чем в настоящее время, и земная кора очень быстро реагировала на изменения термодинамического режима астеносферы.

В эпохи выравнивания скоростей вращения геосфер, когда мощность и температура астеносферы резко уменьшались, имели место глобальные древние оледенения. Экспоненциальное увеличение темпа роста массы Земли привело в течение последнего миллиарда лет и особенно в фанерозое к сближению Земли и Солнца; скорость осевого вращения Земли уменьшилась настолько, что мощность и влияние астеносферы резко уменьшились и мантия и литосфера стали составлять единое целое; существенно изменился облик формирующихся осадочных пород; возникла климатическая зональность и началось бурное развитие биосферы.

5. Синтез нового вещества в недрах Земли в конечном итоге завершается образованием протонов, нейтронов и электронов как внутри имеющих атомов с превращением их в стабильные и радиоактивные изотопы, так и в свободном состоянии. Из этого следует, что радиоактивность вещества Земли должна возрастать и это подтверждается увеличением радиоактивности вулканических пород за последние 200 млн лет. Особенно четко такая закономерность должна проявиться в зонах спрединга. Ядерная геохронология, по-видимому, позволяет оце-

нить лишь нижнюю границу возраста пород. Но значительная часть нового вещества в недрах Земли представлена атомами водорода, что должно обусловить интенсивную миграцию водорода к поверхности Земли и возникновение различных химических соединений водорода с другими элементами. Один из важнейших итогов такого процесса — появление молекул воды и формирование Мирового океана и гидросферы в целом. Образование океанических впадин и заполнение их водой произошло в основном в течение последнего миллиарда лет и особенно в фанерозое.

Вторым важным классом водородсодержащих соединений являются углеводороды. Учитывая распространенность кислорода и углерода в литосфере и мантии и объем гидросферы в настоящее время, можно оценить общее количество углеводородов, возникших в недрах Земли в процессе ее развития. При избытке водорода количество водородсодержащих веществ будет определяться распространенностью других элементов. Если такая связь линейна, что вполне правдоподобно с учетом разнообразия термодинамических условий в недрах Земли, то при соотношении распространенностей кислорода и углерода 10:1 общая масса углеводородов с точностью до порядка равна десятой доле массы гидросферы. Из этого следует, что неорганический генезис углеводородов нефтегазовых месторождений не только вполне допустим, но он гораздо более обоснован по сравнению с органическим. Естественно, в нефтегазовых месторождениях сохранилась лишь весьма малая доля углеводородов и большая их часть была «израсходована» природой иными путями, в том числе и главным образом как важнейшая ресурсная база для развития биосферы.

6. Энергетические ресурсы земного шара связаны с рядом источников. Затраты энергии на расширение Земли при условии (1) составляют не менее 10^{34} Дж. Известные оценки энергии радиоактивного распада нестабильных ядер элементов, гравитационного перераспределения вещества и некоторых химических процессов не превышают 10^{32} Дж [10]. Следовательно, энергетические ресурсы земного шара

в решающей мере связаны с реакцией синтеза нового вещества и превращением энергии вращения Земли в другие виды, в том числе в тепловую. Возможности первого процесса будут ясны полностью только после разработки его физической основы, однако собственно расширение Земли происходило за счет энергии этого процесса. Второй процесс преобладал на протяжении протогей, когда наиболее резко уменьшилась скорость вращения Земли и образовались жидкие оболочки между внутренним ядром, мантией и литосферой. В неогее и особенно в фанерозое роль этого процесса значительно сократилась. В дальнейшем будет возрастать энергетическое влияние реакции синтеза нового вещества.

7. Основные формы тектонических движений изменялись в процессе развития Земли. На первом этапе, в протогее, земная кора располагалась на поверхности подстилающей ее мощной жидкой оболочки, что обеспечивало глубокую гравитационную дифференциацию вещества и формирование земной коры континентального типа на всей поверхности Земли. Мировой океан располагался на континентальной коре в областях с пониженным топографическим уровнем и его объем составлял весьма малую долю современного.

К неогее произошло существенное уменьшение скорости вращения Земли, резко уменьшилась мощность астеносферы, образовались и начали консолидироваться в единое целое литосфера и мантия. С этого времени изменения формы Земли вновь приобрели характер скачкообразных глобальных катастроф, в ходе которых возникали разломы литосферы преимущественно широтного и меридионального простирания. Эти разломы расчленили континентальную кору вначале на суперконтиненты, прообразы Лавразии и Гондваны, и затем на континенты, а зоны разломов явились основой для возникновения и унаследованного развития больших и малых геосинклинальных складчатых поясов и океанических рифтовых систем, в пределах которых начала формироваться земная кора океанического типа, т. е. впервые началось образование океанических впадин.

На тех участках зон разломов, где наблюдалось интенсивное осадконакопление, происходило погружение осадочных толщ до изостатического равновесия, наступающего, как известно, после накопления суммарной мощности осадков, превышающей в 5—6 раз глубину первоначального прогиба [1]. Поэтому в таких зонах разломов, названных геосинклиналями, накапливались осадочные толщ мощностью в 10—15 км. Дальнейшее увеличение силы тяжести сопровождалось ростом архимедовых сил выталкивания, т. е. нарушением изостатического равновесия, и на определенном этапе имела место инверсия движений с воздыманием погруженных участков коры — наступал орогенный этап в развитии геосинклиналей. Так возникли и стали развиваться геосинклинальные системы с их характерными стадиями. В пределах зон разломов, где осадконакопление было ограниченным, наблюдалась консолидация земной коры и эти зоны приобрели облик разнообразных континентальных рифтовых систем. Следовательно, на планетах, лишенных атмосферы и гидросферы, невозможен геосинклинальный тип развития разломов их внешних оболочек.

Известные циклы, эпохи и фазы тектогенеза суть глобальные и региональные катастрофы, связанные со скачкообразным изменением формы Земли и воздыманием крупных литосферных плит. Видимое перемещение литосферных плит по поверхности земного шара есть результат их радиального расхождения в пространстве за счет расширения Земли. Современное положение литосферных плит и интенсивность спрединга на разных участках океанической рифтовой системы определялись условиями равновесия вращающейся Земли.

8. В рельефе океанических рифтовых систем отражена сейсмотектоническая активность соседних литосферных плит за последние 200—300 млн лет. Повышение уровня магматического вещества в корообразующих рифтовых системах воздействует подобно гигантскому гидравлическому прессу на соседние литосферные блоки и приводит к их скачкообразным воздыманиям. Изменения этого уровня фикси-

ругаются в виде гребней и впадин вдоль центральных рифтовых долин или хребтов. Продольные впадины отмечают моменты воздымания соседних континентов. Глубоководные желоба, где имеется подвижное сочленение двух участков коры, выполняют в данном случае роль демпфирующих систем. Там, где рядом с рифтами находятся глубоководные желоба, колебания давления в астеносферных зонах имеют существенно меньшую амплитуду. Поэтому степень расчлененности рельефа Срединно-Атлантической рифтовой системы максимальна, так как вокруг расположены в основном пассивные окраины. Рядом с Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоной находятся Перу-Чилийский и Центрально-Американский желоба, рельеф зоны резко сглажен. На склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия имеются участки с резко расчлененным рельефом, которые отражают его развитие в эпоху, когда указанных желобов не существовало, т. е. до завершения орогенного этапа в развитии геосинклиналей вдоль западного края Центральной и Южной Америки.

Таким образом, основные следствия, вытекающие из предположения об экспоненциальном росте массы и размеров Земли во времени, не противоречат фактическим материалам и позволяют детально объяснить физико-химическую основу геологических явлений. Важнейшие геотектонические процессы получают логичное истолкование, при этом используются основные положения многих геотектонических представлений, если они опираются на факты и не являются чисто умозрительными. Из этого следует, что рост массы и размеров Земли и других небесных тел во времени представляет собой геологический факт и необходима разработка физической основы этого явления.

Каковы дальнейшие перспективы развития планет земного типа? Так как образование жидких оболочек внутри планет обязано в основном переходу части энергии осевого вращения в тепловую, то на определенном этапе скорость осевого вращения уменьшается до такого уровня, когда все оболочки планеты приобретут одинаковую скорость, произойдет переход

жидких оболочек в твердое состояние и планета в целом или ее значительная внешняя часть консолидируется как единое твердое тело. Дальнейший рост ее массы будет сопровождаться ростом огромных упругих напряжений в теле планеты. Такое состояние имеет место сейчас на Луне, о чем свидетельствует слабое затухание здесь упругих колебаний.

Следовательно, энергия, выделяющаяся при синтезе нового вещества, явно недостаточна, чтобы приостановить процесс консолидации по крайней мере внешней части планет и поэтому взрыв планет земного типа становится неизбежным. Так как удельная энергия упругих деформаций ограничена, то взрыв может привести к полному или частичному разрушению планеты. В первом случае она превращается в рой осколков, подобный поясу астероидов. Если же масса планеты достаточно велика, то значительная часть ее осколков под воздействием поля тяготения снова упадет на центр масс и начнется следующий этап в развитии этого небесного тела. Часть осколков при асимметричном взрыве может стать спутниками такого небесного тела или других планет или приобрести движение по орбите вокруг Солнца, при этом родительская планета может резко изменить свою орбиту, ось вращения и скорость осевого вращения.

Есть основания полагать, что по-видимому, такие взрывы претерпели многие планеты-гиганты и одна из планет земной группы Солнечной системы. В результате взрывов образовались пояса астероидов, спутники планет и, возможно, такие планеты как Марс и Плутон. Катастрофическим для Земли может стать взрыв Луны. Внутри земного шара идет процесс консолидации литосферы и мантии, но запасы энергии вращения Земли еще достаточно велики для сохранения происходящего сейчас расширения путем разрастания океанической коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьев М. И.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования.— М.: Наука, 1966.

2. *Иванкин В. П.* Геотектогенез и эволюция Земли как следствие увеличения ее массы и размеров во времени//27-й Междунар. геол. конгресс. 1984. Тезисы. Т. III. Секция 06.07. С. 234—235.
3. *Кренделев Ф. П.* Изменения силы тяжести в геологическом прошлом Земли по результатам изучения химического состава костей позвоночных//Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 154—158.
4. *Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.
5. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.
6. *Осипов Н. Я., Блинов В. Ф.* Возрастная зональность океанической коры и ее связь с расширением Земли//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 18—29.

7. *Рейнер М.* Реология.— М.: Наука, 1965.
8. *Салоп Л. И.* О связи оледенений и этапов быстрых изменений органического мира с космическими явлениями//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. С. 5—32.
8. *Смирнов Л. С., Любина Ю. Н.* О возможности изучения изменений силы тяжести с геологическим временем.— Докл. АН СССР. 1969. Т. 187. № 4. С. 874—877.
10. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли.— М.: Наука, 1974.
11. *Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М.* Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан-континент//Геотектоника. 1980. № 2. С. 13—27.

Принята редколлегией 27 июня 1988 г.

Из редакционной почты

Редакционная коллегия журнала «Советская геология» получила письмо нашего читателя доктора геолого-минералогических наук А. П. Лихачева, в течение ряда лет принимавшего участие в изучении сульфидных медно-никелевых месторождений Норильского рудного узла. Он вносит предложение о создании заповедных участков месторождений Талнахского рудного поля, обосновывая его следующим образом:

«...медно-никелевые месторождения Талнахского рудного поля представляют собой единственные в своем роде геологические объекты, содержащие уникальную информацию о природных процессах, связанных с мантийными глубинами. Они уникальны по сложности химического и минерального состава руд, структурно-текстурным особенностям оруденения, взаимоотношениям рудной минерализации с интрузивными массивами и вмещающими породами, составу и строению рудоносных интрузий и их соотношению с окружающей средой. В них содержится информация о недоступных для прямого наблюдения глубинах мантии, составе и степени рудоносности исходного мантийного материала, условиях его подъема и внедрения в верхние слои земной коры, образовании рудоносных структур и концентрации рудного вещества, закономерностях распределения рудоносных интрузий и медно-никелевых месторождений в пределах рудных районов и рудных полей, обстановках формирования медно-никелевых руд и т. д.

Современная изученность этих месторождений далеко неполная, а их отработка ведется настолько интенсивно и всеобъемно, что не оставляет никаких надежд на возможность этого изучения в будущем. Выделение заповедных участков талнахских месторождений позволит сохранить для человечества неповторимое создание природы, даст возможность современным и грядущим поколениям проводить его всестороннее исследование с целью познания прошлого и будущего Земли, изучения процессов рудообразования, обеспечивающего прогноз и поиски новых медно-никелевых месторождений.

На базе заповедных участков можно создать самофинансируемый научный центр по исследованию медно-никелевых месторождений и полигон для разработки приборов, оборудования и подготовки специалистов различных профилей, функционирующих за счет вложений заинтересованных лиц и предприятий. Значительные средства могут быть получены также путем организации продажи образцов руд и пород норильских месторождений в СССР и за рубежом».

Рассматривая предложение А. П. Лихачева как очень своевременное и весьма важное с различных точек зрения, редакционная коллегия журнала обращается к читателям с просьбой высказаться по поводу указанного предложения и внести соответствующие рекомендации для выработки общих положений об охране таких уникальных природных образований, как месторождения полезных ископаемых.

Как известно, охране подлежат многие природные феномены, в том числе и геологические: эталонные геологические разрезы, места нахождения особо выдающихся экземпляров ископаемых фауны и флоры, а также проявления жизнедеятельности отдельных палеоорганизмов (следы динозавров и др.), необычные формы выветривания и т. д. Пора, наконец, сделать это применительно к наиболее важным в промышленном отношении и интересным в генетическом плане месторождениям. Ведь многие из них уже практически полностью уничтожены: после отработки ряда месторождений остались только заброшенные карьеры, обвалившиеся устья выработок и, в лучшем случае, — разрозненные образцы в музеях. Так, давно уже исчезли залежи вторичных руд на медных месторождениях Урала, содержавшие скопления малахита, составлявшие когда-то славу этого старейшего горнорудного района нашей страны; дорабатываются уникальные залежи даблитоидных скарнов Дальнегорского месторождения в Приморье; недалек тот день, когда будут исчерпаны запасы чароита, единственное месторождение которого находится в Восточной Сибири; образцы самородного серебра из зоны окисления сербросодержащих полиметаллических месторождений сохранились лишь в единичных музеях.

Представляется, что благородную задачу со-

хранения для потомков заповедных участков ныне эксплуатирующихся месторождений должно взять на себя недавно созданное Всесоюзное научно-техническое геологическое общество, в первую очередь — его первичные

Памятные даты

90-летие Каныша Имантаевича Сатпаева



Исполнилось 90 лет со дня рождения выдающегося ученого-геолога академика Каныша Имантаевича Сатпаева.

Весь творческий путь К. И. Сатпаева является примером беззаветного служения делу развития науки, решению как фундаментальных, так и прикладных задач. Его деятельность отличалась строгой системностью подхода, целеустремленностью в разрешении научных и практических проблем.

Окончив в 1926 г. геологоразведочное отделение горного факультета Томского технологического института, где в то время преподавал М. А. Усов, К. И. Сатпаев всю свою многогранную деятельность посвятил раскрытию богатств недр Казахстана, созданию здесь крупного геологоразведочного производства, фундаментальной и прикладной геологической науки. Впитав лучшие традиции сибирской школы геологов: конкретность выдвигаемых проблем, практическую направленность в научных исследованиях, К. И. Сатпаев применил и развил их в Казахстане.

Особенно ярко талант К. И. Сатпаева — организатора и исследователя — проявился в годы становления и развития промышленности нашей страны. Нужны были новые источники минерального сырья. Именно в это время Казахстан становится важнейшей минерально-сырьевой базой цветной металлургии. Научный и практический вклад Каныша Имантаевича в решение этих проблем трудно переоценить.

Значительный период в жизни К. И. Сатпаева связан с изучением, оценкой и освоением медного месторождения Джезказган. Много сил, энергии, знаний отдал он организации планомерных геологоразведочных работ как на Джезказгане, так и на Байконурском угольном месторождении.

ячейки на местах: в геологоразведочных партиях, на рудниках, при школах юных геологов.

*Редакционная коллегия журнала
«Советская геология»*

Диапазон интересов К. И. Сатпаева в этот период охватывает вопросы от рудничной геологии до геолого-экономической оценки месторождения в целом. Создаваемая им атмосфера творчества и доброжелательного отношения привлекали к нему молодежь, сплачивали вокруг него энтузиастов, формируя коллектив единомышленников. Каныш Имантаевич уделял большое внимание подготовке квалифицированных кадров, в основном из местного населения, что обеспечило успешное развитие геологоразведочных работ и способствовало формированию молодого рабочего класса в глухом в то время районе страны. По инициативе К. И. Сатпаева способная молодежь была направлена на учебу в Ленинград. Так был заложен прочный фундамент геологической службы в Джезказганском районе.

Разработанная К. И. Сатпаевым детальная стратиграфия рудоносных отложений Джезказгана, установление геолого-структурных факторов, контролировавших локализацию первичного оруденения, и другие результаты исследований позволили расшифровать структуру месторождения, дать научное обоснование детальной разведки и были положены в основу коренного пересмотра и увеличения его запасов. Итоги работы джезказганских геологоразведчиков под руководством К. И. Сатпаева послужили основанием для принятия в 1931 г. ВСНХ СССР решения о строительстве здесь медеплавильного завода.

Именно в это время К. И. Сатпаев выполняет научную и практическую работу по изучению и комплексному использованию всех полезных компонентов джезказганских руд, а также по всестороннему изучению геологии и полезных ископаемых района и вовлечения их в народнохозяйственное использование. Были выявлены месторождения железных, марганцевых, свинцовых, редкометалльных руд, каменных углей, подсобного металлургического сырья, строительных материалов, установлены основные черты металлогении района.

К. И. Сатпаеву принадлежит большая заслуга в развитии учения о комплексном изучении богатств земных недр. В этом направлении Каныш Имантаевич был одним из пионеров в стране, он предвидел многие актуальные ныне проблемы комплексного и экономного использования минеральных ресурсов.

Изучение К. И. Сатпаевым Джезказгана является примером гражданского мужества ученого-геолога, который в сложной обстановке 1930—1934 гг. смело, убежденно и аргументированно отстаивал перспективы развития Джезказганского месторождения и Джезказган-Улутауского района в целом.

Планы развития Джезказгана получили

одобрение на специальной сессии АН СССР в 1934 г. В 1938 г. начато строительство Джезказганского комбината. Научные и производственные связи с Джезказганским рудным районом играли большую роль во всей деятельности К. И. Сатпаева до последних дней его жизни. Итогом важного этапа изучения полезных ископаемых Джезказган-Улутауского района К. И. Сатпаев посвятил специальную монографию, за которую в 1942 г. ему была присуждена Государственная премия СССР.

Талант исследователя и организатора науки получил многогранное развитие с переходом Каныша Имантаевича на научную работу. В 1941 г. он возглавил Институт геологических наук, на него были возложены обязанности заместителя председателя Казахского филиала АН СССР по научной работе. Имея большой практический опыт, Каныш Имантаевич перенес в научную деятельность целеустремленность, конкретность и практическую направленность исследований, развивая активную связь геологической науки с производством. В тяжелые военные годы он сосредоточил усилия ученых-геологов на решение задач обороны страны. Было предложено обеспечить резкое увеличение выпуска меди за счет первоочередного использования богатых руд Джезказгана на Балхашском заводе, а также форсировать добычу марганцевых руд на месторождении Джезды для удовлетворения нужд черной металлургии Урала. Для удовлетворения нужд обороны Геологический институт провел исследования по расширению запасов железных руд и других видов минерального сырья в связи с обоснованием строительства металлургического завода в Темир-Тау. Под руководством Каныша Имантаевича коллектив ученых-геологов внес весомый вклад в открытие ряда редкометалльных месторождений, в переоценку свинцовых и медных месторождений.

Будучи членом комиссии по мобилизации ресурсов Казахстана, Урала и Западной Сибири на нужды обороны, Каныш Имантаевич обеспечил быстрое завершение изучения природных ресурсов республики. Для ускоренного развития науки в республике неопределимое значение имел тот факт, что в это время в Казахстане работали крупнейшие ученые — президент АН СССР академик В. Л. Комаров, академики Н. П. Бардин, В. А. Обручев, А. А. Скочинский, И. И. Мещанинов, А. Д. Шевяков и многие другие. В тесном единстве науки и производства выполнялись работы для нужд защиты Родины, совершенствовались связи с Джезказганским и Балхашским заводами, с металлургическими предприятиями Алтая. Активная деятельность геологов обеспечила открытие и оценку многих месторождений. В трудных условиях военных лет Казахский филиал АН СССР, который к этому времени возглавил К. И. Сатпаев, быстро развивался, формировались новые, необходимые народному хозяйству научные направления, многие из которых положили начало институтам соответствующего профиля. Большие научные достижения К. И. Сатпаева, его вклад в развитие науки оценены избранием его в 1943 г. членом-корреспондентом АН СССР.

В 1944 г. президент АН СССР академик В. Л. Комаров на основании объективной оценки интенсивного расширения объемов и роста

качества научных исследований в Казахской ССР поставил вопрос о преобразовании филиала в республиканскую академию. В создании АН КазССР К. И. Сатпаев принял самое непосредственное участие. Создание 1 июля 1946 г. Академии наук в республике явилось важнейшей вехой в развитии производительных сил, науки и культуры Казахстана.

К этому времени с еще большей глубиной и многогранностью раскрылись способности и талант К. И. Сатпаева как крупнейшего ученого, вырос его научный авторитет. Его избирают действительным членом АН СССР, он становится президентом республиканской академии наук.

Уже в 1948 г. успехи вновь созданной академии получили положительную оценку. Президент АН СССР академик С. И. Вавилов на заседании Совета по координации науки при Президиуме АН СССР по итогам более 200 работ, переданных во внедрение, констатировал: «Мне кажется, что Совет по координации имеет полное основание отметить очень большой успех в развертывании работы Академии наук Казахской ССР».

Значительный вклад внес К. И. Сатпаев в разработку теории и практики региональных металлогенических исследований в Центральном Казахстане и других геологически перспективных регионах республики; под его руководством и при непосредственном участии были выполнены обобщения и научный анализ всех геологических материалов. Установлены пространственно-хронологические закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, выделены и всесторонне охарактеризованы шесть металлогенических эпох и дан научно обоснованный прогноз для выбора направлений поисковых и разведочных работ. К. И. Сатпаевым предложены основные принципы составления прогнозно-металлогенических карт для сложных районов многоэтапного металлогенического развития.

Прогнозные и металлогенические карты Центрального Казахстана были во многих аспектах пионерской работой, получившей высокую оценку на первой Объединенной Всесоюзной научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам (Алма-Ата, 1958 г.). Основной авторский коллектив во главе с К. И. Сатпаевым был удостоен Ленинской премии.

Много сделано К. И. Сатпаевым для укрепления связи науки с производством. Созданы специализированные институты АН КазССР в крупных промышленных центрах республики — Усть-Каменогорске, Караганде, Гурьеве. Он участвует в разработке важнейших и актуальных научных проблем: комплексном изучении природных ресурсов полуострова Мангышлак, исследованиях в связи с освоением целинных и залежных земель, строительстве канала Иртыш — Караганда и многих других. Большое внимание уделял К. И. Сатпаев развитию геологоразведочных работ в Казахстане, в том числе геохимических и геофизических методов, изучению глубинного геологического строения рудных районов.

Многогранная общественная деятельность Каныша Имантаевича — депутата Верховного Совета СССР, делегата XX, XXI, XXII съездов КПСС. Являясь членом Президиума АН СССР,

Комитета по Ленинским премиям и Высшей аттестационной комиссии, К. И. Сатпаев содействовал развитию науки в республиках Средней Азии. Он создал известную в стране и за ее пределами казахстанскую металлогеническую школу. Его идеи развиваются многочисленными последователями и учениками, которым он оставил свое научное наследие — более 530 работ.

Прогрессивные идеи в области региональной металлогении Казахстана получили творческое продолжение в работах многих научных и производственных коллективов. Их результаты, представляющие новую ступень развития этой области геологических знаний, отражены в фундаментальной многотомной монографии «Металлогения Казахстана», созданной Инсти-

тутом геологических наук АН КазССР им. К. И. Сатпаева. Идеи К. И. Сатпаева о комплексных целевых исследованиях крупных горнорудных регионов республики нашли воплощение на примере Успенского и Чу-Илийского рудных поясов и показали свою высокую научную и практическую эффективность. В 90-летний юбилей со дня рождения научная общественность страны, геологи, и в первую очередь геологи Казахстана, отдадут дань глубокого уважения выдающемуся ученому и организатору науки, первому президенту АН Казахской ССР, академику Канышу Имантаевичу Сатпаеву.

Е. М. Селифонов (Мингео СССР),
Г. Р. Бекжанов (НПО «Казрудгеология»)

В записную книжку специалиста

Научно-технические мероприятия, проводимые во II квартале 1989 года Мингео СССР, Академией наук СССР и другими ведомствами по вопросам геологического изучения недр, прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений полезных ископаемых.

МАЙ

1. Ранняя кора Земли, ее состав и возраст (симпозиум), г. Днепропетровск, 3 дня. Проводят: Комиссия по изотопной геохронологии АН СССР (117975, Москва, ул. Косыгина, 19, тел. 137-42-70), Институт геохимии и физики минералов АН УССР (252680, Киев, проспект Палладина, 34, тел. 444-32-60).
2. V симпозиум «Кинетика и геохимия геохимических процессов», г. Черноголовка Московской обл., 3 дня. Проводит: Институт экспериментальной минералогии АН СССР (142432, п/о Черноголовка Московской обл., тел. 524-50-37).
3. Физические основы разведочной сейсмики (семинар), г. Суздаль, 3 дня. Проводит: Институт физики Земли АН СССР (123819, Москва, Бол. Грузинская ул., 10, тел. 254-24-05).
4. Принципы моделирования рудных месторождений для оптимизации их оценки и разведки (конференция), г. Москва, 3 дня. Проводят: Главное научно-техническое управление Мингео СССР, ЦНИГРИ Мингео СССР (113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 б, тел. 315-06-33).
5. Проблемы и перспективы ядерно-геофизических методов в изучении разрезов скважин (совещание), г. Калуга, 3 дня. Проводят: Управление геофизических работ Мингео СССР, МНТК «Геос» (Калуга, ул. Урицкого, 2а, тел. 7-63-59).

ИЮНЬ

6. Тектонические исследования в Тянь-Шане в связи с государственной программой «Геокорта-50» (совещание), г. Ош Киргизской ССР, 3 дня. Проводят: Межведомственный тектонический комитет 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, тел. 230-81-62; Институт геологии АН Киргизской ССР (720481, Фрунзе, бульвар Дзержинского, 30).
7. Минерально-сырьевые ресурсы и комплексное их освоение (совещание, Мельниковские чтения), г. Сарapul, 3 дня. Проводят: Научный совет АН СССР по физико-техническим проблемам разработки полезных ископаемых (111020, Москва, Крюковский тупик, 4, тел. 360-89-57); Институт проблем комплексного освоения недр АН СССР.
8. Комплексное освоение сырьевой базы Северного и Северо-Западного районов страны (совещание), г. Петрозаводск, 3 дня. Проводят: Институт геологии Карельского филиала АН СССР (185610, Петрозаводск, Пушкинская ул., 11, тел. 72-753); Институт проблем комплексного освоения недр АН СССР (111020, Москва, Крюковский тупик, 4, тел. 360-89-57).
9. Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана (конференция), г. Мурманск, 3 дня. Проводят: Мурманский морской биологический институт Кольского филиала АН СССР (184631, пос. Дальние Зеленцы Мурманской обл., ул. Камшилова, 1, тел. 3-25, 3-81); Комиссия АН СССР по проблемам Мирового океана.
10. Состояние минерально-сырьевой базы и направление геологоразведочных работ до 2005 г. на марганцевые руды в СССР (совещание), г. Караганда, 3 дня. Проводят: Главное геологическое управление на твердые полезные ископаемые и Управление перспективного развития геологоразведочных работ Мингео СССР, Объединение «Центрказгеология» (470061, Караганда, Советский проспект, 47, тел. 57-37-55).

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

В книготорговой сети страны имеются в наличии книги издательства «Недра» прошлых лет издания.

Заказы направляйте по адресам, указанным после названия книги.

Бгатов В. И. История кислорода земной атмосферы. 1985. 15 к.

Для широкого круга читателей.

320070, Днепропетровск, пр. К. Маркса, 60, облкниготорг.
340002, Донецк, пр. Б. Хмельницкого, 102, «Донецккнига».
252094, Киев, ул. Сергиенко, 18, «Киевкнига».
270001, Одесса, ул. Жуковского, 22, облкниготорг.

Зорькин Л. М., Стадник Е. В., Суббота М. И. Метан в нашей жизни. 1986. 25 к.

Для широкого круга читателей.

320070, Днепропетровск, пр. К. Маркса, 60, облкниготорг.
340002, Донецк, пр. Б. Хмельницкого, 102, «Донецккнига».
310057, Харьков, пр. 50 лет СССР, 29-а, облкниготорг.
333630, Симферополь, ул. Горького, 5, облкниготорг.

Куликов К. А. Вращение Земли. 1985. 30 к.

Для читателей, интересующихся географией, геологией, геофизикой, астрономией, метеорологией.

320070, Днепропетровск, пр. К. Маркса, 60, облкниготорг.
340002, Донецк, пр. Б. Хмельницкого, 102, облкниготорг.
252094, Киев, ул. Сергиенко, 18, «Киевкнига».
333630, Симферополь, ул. Горького, 5, облкниготорг.

Лямин С. М., Кузин В. Н. Недра покоряются молодым. 1986. 25 к.

Для комсомольских и профсоюзных активистов, пропагандистов и агитаторов, хозяйственных руководителей и молодых рабочих.

348000, Ворошиловград, ул. К. Маркса, 6, облкниготорг.
320070, Днепропетровск, пр. К. Маркса, 60, облкниготорг.
340002, Донецк, пр. Б. Хмельницкого, 102, облкниготорг.
290006, Львов, ул. Народной гвардии им. И. Я. Франко, 1, облкниготорг.

Минералогическая энциклопедия: Пер. с англ./Под ред. К. Фрея. 1985. 5 р. 60 к.

Для минералогов, петрографов, геологов разных специальностей и любителей камня.

348000, Ворошиловград, ул. К. Маркса, 6, облкниготорг.
320070, Днепропетровск, пр. К. Маркса, 60, облкниготорг.
340002, Донецк, пр. Б. Хмельницкого, 102, облкниготорг.
252094, Киев, ул. Сергиенко, 18, «Киевкнига».
290006, Львов, ул. Народной гвардии им. И. Я. Франко, 1, облкниготорг.
270001, Одесса, ул. Жуковского, 22, облкниготорг.
310057, Харьков, пр. 50 лет СССР, 29-а, облкниготорг.
280000, Хмельницкий, ул. Кирова, 63, облкниготорг.

Минералы благородных металлов: Справочник/О. Е. Юшко-Захарова, В. В. Иванов, Л. Н. Соболева и др. 1986. 1 р. 30 к.

Для минералогов и геохимиков, а также специалистов в области переработки и комплексного использования минерального сырья.

348000, Ворошиловград, ул. К. Маркса, 6, облкниготорг.
320002, Днепропетровск, пр. К. Маркса, 60, облкниготорг.
252094, Киев, ул. Сергиенко, 18, «Киевкнига».
333630, Симферополь, ул. Горького, 5, облкниготорг.
270001, Одесса, ул. Жуковского, 22, облкниготорг.

Издательство «Недра»

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Molostovskiy E. A.
On the methodology of paleomagnetic stratigraphic studies 3
- Navrotsky O. K., Loginova V. E., Sidorenko I. N., Karpov P. A.
Modelling of oil and gas accumulation processes in shallow water carbonaceous sediments 10
- Sazonov L. A.
Morphostructural analysis in local predicting endogenic mineralisation 15

ENERGY RESOURCES

- Bush V. A.
Geodynamic types of oil and gas basins in the USSR 25
- Zakharov E. V., Kulibakina I. B.
Prospects of the Jurassic complex beneath the Arctic seas of the USSR for prospecting hydrocarbon pools 33

METALS AND NON-METALS

- Bocharov V. L., Plaxenko A. N.
Petrological criteria for revealing norite-diorite intrusions containing regenerated nickel sulphide ores 38
- Orlov V. G.
On the searches of molybdenum in Buryatia 43
- Moskovskiy G. A., Svidzinskiy S. A.
The relation of rhythm benches and sedimentation cycles in halogen cross-sections in the Northern region of the Caspian Sea 49

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Stepanova G. A.
Devonian biostratigraphy of the eastern slope of the South Urals 54
- Sobolevskaya R. F., Kovaleva G. N., Trufanov G. V., Matveev V. P.
Ordovician and Silurian deposits beneath the northeastern end of Novaya Zemlya 66

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Zholtaev G. Zh.
The pattern of Prekurgurian sediments in the Caspian syncline 74
- Kapel'shchikov N. A.
Zonation of the south of the Pripyatskiy Depression according to structural-and-geomorphological data 83

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Izotov L. A., Petrishchevskiy A. M., Bazhanov V. A.
The late Cambrian volcanic-plutonic complex of the Voznesenskiy mineral region of the Primor'e 90
- Sobolev A. E.
Precambrian mafites in the South Verkhoyan'e 95

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Akishev T. A., Erkhov V. A., Popov K. A., Rozenblat M. M.
The depth structure and seismicity of the southern and southeastern regions of Kazakhstan 101

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Iodkazis V. I., Tibar K. O.
Helium distribution in groundwater of the northern slope of the Pribaltiyskiy artesian basin 106

DISCUSSIONS

- Ivankin V. P.
The growth of the earth's mass and dimension in time being a decisive factor of its evolution 115
- Editorial mail 123

NOTABLE DATES

- The 90-th anniversary of Kanysh Iman-taevich Satpaev 124

Исправление

В № 12 журнала за 1988 г. на странице 117, правый столбец, 12—13 строки снизу следует читать: «Решением коллегии Госкомизобретений СССР от 24. 07. 80 г. № 234..» и далее по тексту.

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ЮЖМОРГЕОЛОГИЯ»

ПРЕДЛАГАЕТ

КОМПЛЕКС автономный донный разведочный

Несколько операций одним комплексом на морских глубинах до 6000 м

Взятие ненарушенной колонковой пробы
Фотографирование дна в точке зондирования
Измерение температуры в придонном слое воды
Измерение геотермического градиента в слое донных осадков
Отбор пробы придонной воды на гидрохимический анализ

Множество областей применения

Поиск и разведка морских месторождений нефти и газа
Обнаружение и оконтуривание зон газогидратов на континентальном склоне
Фундаментальные геотермические исследования
Геотехнические исследования

ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Рабочая глубина, м	6000
Диаметр отбираемой геологической пробы, мм	168
Длина колонковой трубы, мм	5000
Объем отбираемой батометром пробы придонной воды, л	1
Время выдержки на дне при измерении геотермического градиента, мин	15

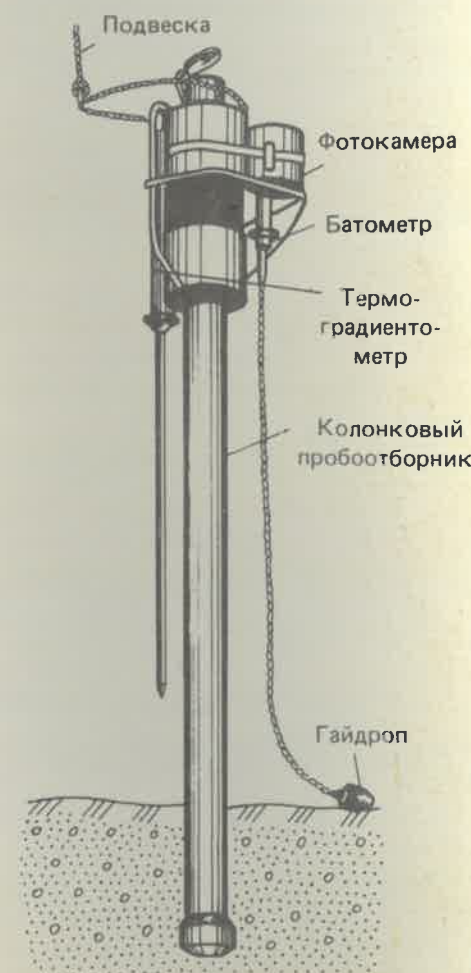
ТОЧНОСТЬ

Погрешность измерения геотермического градиента, %	10
Чувствительность к измеряемой разности температур, °C	$5 \cdot 10^{-4}$
Погрешность измерения температуры придонной воды, °C	$2 \cdot 10^{-2}$

Если Вас заинтересовали возможности комплекса КАДР 1, обращайтесь по адресу: 353470, Геленджик, ул. Крымская, 18, ПО «Южморгеология», НИПИокеангеофизика.

Телетайп: г. Геленджик, Бриз, 9225.

Телефон 2-45-31.



1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038 - 5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 5. 1-128