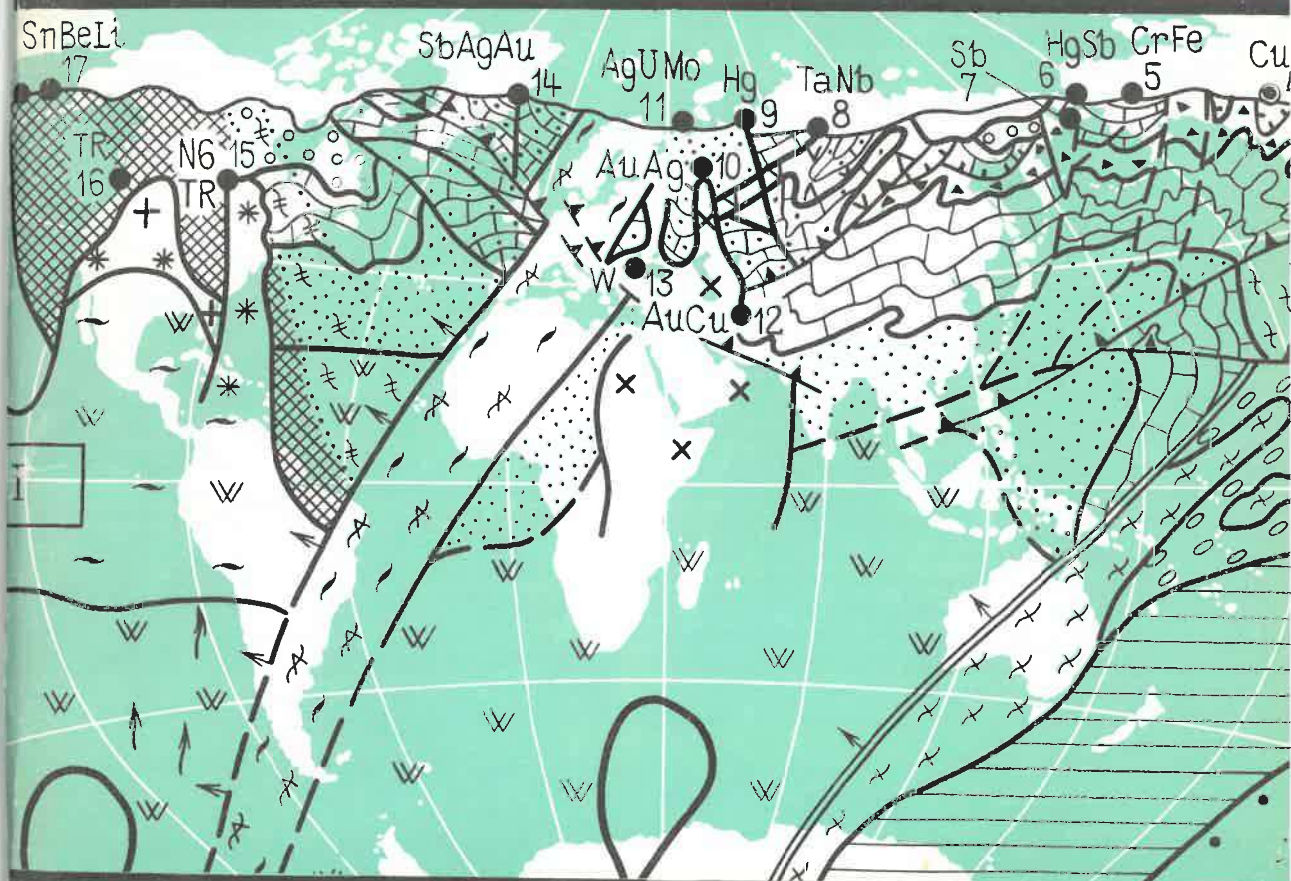


Советская геология



8/1992

ОНТОГЕНЕЗ НЕФТИ И ГАЗА

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ТУРКЕСТАНО-АЛАЕ

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ АЛМАЗОВ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СКВАЖИННОЙ ГИДРОДОБЫЧИ

ДОРОГИЕ ЧИТАТЕЛИ, ПОДПИСЧИКИ, АВТОРЫ!

Следующий номер нашего журнала выйдет в свет под названием «ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ».

Учредители, редколлегия и редакция журнала объявляют подписку на 1993 год. Цена одного номера журнала 5 руб., годовой подписки — 60 руб.

Подписка на 1993 г. производится только через редакцию журнала. Оплату подписки просим переводить на счет ЦНИГРИ в Коммерческом интерпрогрессбанке г. Москвы, р/с 208620 МФО 201508 (для организаций) или высылать переводом по адресу редакции:

113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129б, ЦНИГРИ, редакция журнала «Отечественная геология». Тел. 315-28-47.

Адрес подписчика необходимо указать четко и разборчиво, со всеми реквизитами.

DEAR READERS AND SUBSCRIBERS!

From 1993 on, the "SOVETSKAYA GEOLOGIA" journal will be issued under the name of "OTECHESTVENNAYA GEOLOGIA" with same periodicity of 12 issues per annum continuing its traditions since 1933 and developing new trends. In 1992 the journal was supplied to 33 countries. Many papers from this journal were translated and regularly published in «International geology review».

The sponsors of this journal invite foreign geologists and geological communities to join those who are already kept informed about geological ideas, geological news and receive information on mineral resources of Russia and other CIS countries on a regular basis. In 1993 this journal intends to increase the number of publications by foreign authors.

Sponsors of Otechestvennaya geologia: Committee on Geology and Use of the RF Interior; Russian Geological Society; Geolbank; Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TSNIGRI)

In contrast to recent years, the subscription for 1993 will be made **ONLY THROUGH THE EDITORIAL BOARD.**

Subscription rate 187 \$/year has not been changed.

Please, confirm your subscription for 1993 to the new address of the Editorial Board.

We will inform you further concerning the subscription order.

*Our address: Editors, Otechestvennaya geologia, Varshavskoe sh.,
129 B 113545 Moscow, RF; Phone: (095) 315-28-47 Fax. (095)
315-27-01*

Советская геология

Ежемесячный научный журнал

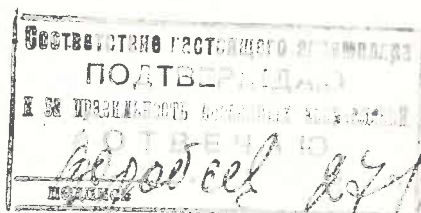
8/1992

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



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Соколовский А. П.
Перспективы нефтегазоносности отложений Шеркалинской пачки в Назымском районе Западной Сибири 3

Дьяков Б. Ф.
Формы онтогенеза нефти и газа 8

— Пайтыков Ч. М., Киреева Л. Н., Курганская Э. В.
Перспективы открытия нефтяных скоплений в мезозойских отложениях Амударьинской газонефтяной провинции 15

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Харьков А. Д.
Геолого-генетическая типизация коренных месторождений алмазов 22

Абдул Кахер Ахмади
Градиентно-векторные характеристики зональности Основной рудной залежи Западного участка месторождения Айбак в Афганистане 30

Туркин В. А.
Нордстрандит как потенциальный источник глиноземного сырья 36

Ненахов В. М., Ваулин О. В.
Палеогеодинамические обстановки и эволюция рудообразования в Туркестано-Алае 43

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Афанасов М. Н., Макарьев Л. Б., Дитмар Г. В., Молчанов А. В., Маслаков П. М.
Рифейские несогласия Забайкалья 49

Паталаха Е. И.
Новый взгляд на разломную тектонику земной коры 55

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р., Бабаджанов Т. Л., Рзаева В. А., Рубо В. В.
Промежуточный структурный этаж Туранской плиты 59

Левашкевич В. Г., Цыбуля Л. А., Десятков В. М.
Тепловой поток на островах Баренцево-морского региона 67

Милетенко Н. В., Семенова М. П., Одинцов В. Н.
Система геофизического мониторинга скважинной гидродобычи полезных ископаемых 71

ДИСКУССИИ

Соболев А. Е.
Роль магматического фактора в формировании стратиформного оруденения Сетте-Дабана 75

Гурари Ф. Г., Девятков В. П., Казаков А. М., Мухина И. П., Турбина А. С.
Прослой морских отложений в «континентальной» тюменской серии Западной Сибири 81

Гавашели А. М.
Палеомагнетизм с точки зрения петролога 85

ИЗ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОТКРЫТИЙ

Громов Л. В., Данильянц С. А.
Первые шаги полярной геологической службы 87

Куликов Ю. И.
Об алмазоносности Восточного Саяна 89

К 90-летию Дмитрия Петровича Сердюченко 91

РЕЦЕНЗИИ

Бгатов В. И., Ван А. В.
Книги А. М. Паничева «Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня» и «Литофагия в мире животных и человека» 92

Кулиев З. Д., Пайтыков Ч. М., Ташиев Н. Ш.
Новый вклад в познание, стратиграфии мезозоя и геологической эволюции Средней Азии 93

ХРОНИКА

Ефремова С. В., Вализер П. М., Губко Г. В., Карякин Ю. В., Свалова В. В., Ряховский В. М., Жарков Е. В., Шилин Н. Л.
Международная школа-семинар «Базы и банки данных в петрологии» 94

Памяти Нестора Ивановича Толстихина 96

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

Сдано в набор 23.06.92. Подписано в печать 06.08.92. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага офсетная № 2.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,92. Уч.-изд. л. 10,94. Тираж 1610 экз.
Заказ № 259. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296
Телефон 315-28-47
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр. 72

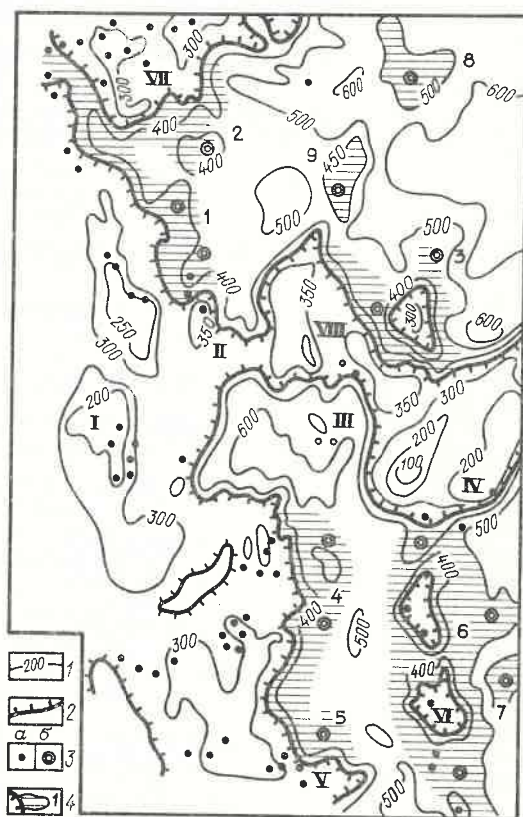
Перспективы нефтегазоносности отложений Шеркалинской пачки в Назымском районе Западной Сибири

А. П. СОКОЛОВСКИЙ (ЗапСибНИГНИ)

Территория района охватывает южную периклиналь Надымской впадины и простирается от Верхненазымской площади на северо-западе до Сахалинской на юго-востоке и от Красноленинского свода на западе до Айлимского мегавала на востоке (рисунок). В этом регионе пробурен ряд скважин, вскрывших палеозойские образования фундамента. В нескольких скважинах встречены отложения шеркалинской пачки, а притоки нефти получены только в двух скважинах Верхненазымского месторождения.

Изучение геологического строения и перспектив нефтегазоносности региона, как и в целом Западной Сибири, в настоящее время проводится в основном с помощью двух методов — полевого сейсмического картирования и глубокого бурения. В платформенном чехле Западной Сибири уже выделен ряд сейсмических отражающих горизонтов, прослеживающихся регионально, по которым строятся структурные карты разных масштабов. Опорные горизонты приурочены: А — к разделу палеозойских и мезозойских образований; Б — битуминозным глинам баженовской J_3 и тутлеймской J_4 — K_1 свит; М — глинистым отложениям кошайской пачки K_{1a} ; Г — кровле сеноманских песчаников K_{2s} или перекрывающим его глинам кузнецовской свиты K_{2f} . Кроме того, выделяются еще дополнительные горизонты типа T_1 , T_2 и т. д., надежность прослеживания которых слабая. Это видно на примере структурных построений по горизонту $T_{1/2}$ (отчет сеймопартии 87/85—86, южная периклиналь Красноленинского свода), который авторами этого отчета привязывается к кровле шеркалинской пачки. На структурной карте по этому горизонту кровля шеркалинской пачки в районе двух скважин Южно-Талинской площади показана на абсолютных отметках 2600—2620 м. Фактически шеркалинская пачка здесь вскрыта на глубине соответственно 2725 и 2722 м. Суммарные мощности пачки составляют 3 и 16 м.

При изучении юрских отложений с помощью глубоких скважин было установлено, что на исследуемой территории тюменская свита сложена исключительно терригенными образованиями (переслаивание прослоев и линз песчанников, алевролитов и глин), накапливающимися в субаквальных обстанов-



Карта перспектив нефтегазоносности отложений шеркалинской пачки:

1 — изопахиты юрских отложений, м; 2 — границы выклинивания песчаников шеркалинской пачки; 3 — скважины: а — пробуренные, б — рекомендованные к бурению; 4 — перспективные площади (ловушки): 1 — Татыганская, 2 — Южно-Ольховская; 3 — Икусятская, 4 — Восточно-Сыньеганская, 5 — Восточно-Селяновская, 6 — Горшковско-Туманная, 7 — Восточно-Студеная, 8 — Кельсинская, 9 — Безымянная; разведочные площади: 1 — Среднеазымская, 2 — Апрельская, 3 — Тортасинская, 4 — Верхнеильминская, 5 — Селяновская, 6 — Горшковская, 7 — Ольховская, 8 — Уньорская

ках при постепенном заполнении осадками отрицательных форм доюрского палеорельефа. По этой причине суммарные мощности тюменской свиты на исследуемой территории колеблются от 212 (скв. 220 Средненадымской площади) до 550 м (скв. 259 Ольховской площади). Отмеченные особенности накопления нижнесреднеюрских отложений предопределили и характер распределения в них пород-коллекторов. Песчаные, наиболее проницаемые их разности сосредоточены, как правило, вдоль склонов выступов доюрского основания, которые нередко являлись источниками обломочного материала. По мере удаления от таких выступов происходит постепенная глинизация песчаников вплоть до полного их замещения алевролитами или глинами.

При сопоставлении разрезов тюменской свиты по пробуренным скважинам можно заметить, что наибольшее количество песчаного материала приурочено к ее нижней части. В основании ниже-среднеюрских отложений в ряде скважин выделяется преимущественно песчаный горизонт, названный шеркалинской пачкой. Отдельными исследователями эти отложения фиксируются в объеме пластов Ю₁₁ и Ю₁₀. На наш взгляд, такой подход к расчленению разреза и выделению пластов совершенно неверен, поскольку в этом случае не учитываются условия их накопления. Шеркалинские отложения накапливались как базальный горизонт при начавшемся в раннеюрское время опускании сильно расчлененной палеоповерхности Западной Сибири. Поскольку такое опускание началось в центральной (меридиональной) части плиты, о чем свидетельствуют суммарные мощности тюменской свиты, и на протяжении ранне- и среднеюрской эпох постепенно распространялось к востоку и западу, то в зависимости от контрастности палеорельефа по поверхности палеозойских образований, базальные слои тюменской свиты там, где они сформировались, будут иметь разный стратиграфический возраст. По этой причине неправильно базальные слои в любом районе Западной Сибири индексировать пластами Ю₁₀ и Ю₁₁.

Палеонтологическая охарактеризованность отложений тюменской свиты как по исследуемой территории, так и в целом по Западной Сибири очень недостаточна, чтобы проводить ее расчленение хотя бы на уровне ярусов.

На Талинском месторождении из глинистых прослоев шеркалинской пачки в скв. 2973 и 2984 В. К. Комиссаренко определены фораминиферы, что опровергает речной генезис этих отложений.

При решении вопросов обоснования поисковых работ в любом регионе Западной Сибири мы всегда исходим из того положения, что основным параметром оценки перспектив нефтегазоносности являются условия накопления пород-коллекторов, с которыми связывается прогноз. Палеогеографические реконструкции позволяют определять закономерности распространения не только коллекторов, но и источников органического вещества, генерирующего углеводороды.

Для того чтобы разобраться в особенностях накопления и распространения песчаников шеркалинской пачки, необходимо иметь представление о тектоническом строении той части разреза, который подстилает базальные слои. Поскольку в рассматриваемом регионе ниже- и среднеюрские отложения подстилаются преимущественно палеозойскими складчатыми образованиями, то следует обратить внимание на тектоническое районирование этой территории в позднепалеозойское время. Основой для такого районирования может служить «Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления» под редакцией В. С. Суркова (1974). На этой карте показано, что исследуемая территория расположена в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива, имеющего байкальский возраст складчатости. К западу и востоку от этого массива расположены соответственно Уральская и Центрально-Западносибирская области поздних герцинид. Различие этих областей заключается во времени завершающей складчатости и продолжительности последующей пенепленизации. Если в областях герцинид орогенная стадия завершилась в конце пермского периода и в триасе, на что указывают покровы базальтов, вскрытых рядом скважин, то в пределах срединного массива процессы пенепленизации продолжались на протяжении почти всего палеозоя, а в расположенной южнее области каледонид — позднего палеозоя. Соответственно к началу юрского периода на исследуемой территории сложилась различная палеогеоморфологическая обстановка и накопление базальных слоев ниже-

юрских отложений происходило в разных условиях. Так, разрушались «молодые» горные сооружения и в межгорных впадинах интенсивно накапливался обломочный материал. В пределах срединного массива к этому времени палеорельеф был уже достаточно выровнен. По мере расширения раннеюрской трансгрессии образовывались мелководные бассейны (водоемы), в которых за счет естественного шлихования привносимых осадков в основании юрского разреза формировались однородные, хорошо сортированные песчаные пласты. Таким образом, различные условия седиментации влекут за собой и различия в закономерности распространения пород-коллекторов. При этом, если в областях поздних герцинид в основании юрских отложений практически не встречаются хорошо отсортированные песчаники, то в пределах срединного массива они широко распространены. Приурочиваются такие песчаники, как правило, к синклинорным зонам палеозойского фундамента. На антиклинорных участках, которые в момент формирования базальных слоев выполняли роль источников обломочного материала, песчаники всегда отсутствуют.

Практика поисковых работ в Западной Сибири показывает, что при решении задач локального прогноза нефтегазоносности выявление закономерностей распространения только одних коллекторов совершенно недостаточно. Необходимо одновременно с коллекторами прогнозировать источник углеводородов. Поскольку один из таких источников — органическое вещество (ОВ), накапливавшееся одновременно с терригенными частицами, то следует параллельно решать две задачи — прогноз коллекторов и прогноз источников ОВ. Учитывая тот факт, что ОВ формируется за счет биомассы тех организмов и растений, которыми населялся седиментационный бассейн, нужно определить, при каких условиях исходная биомасса превращается в ОВ, а само ОВ — в нефть и газ. Одним из таких источников ОВ может быть автотрофно накапливающаяся биомасса фитофлоры. Фитофлора, образовавшаяся в процессе фотосинтеза, может существовать, а следовательно, и формировать исходную биомассу только в мелководных условиях. Поэтому мелководные обстановки благоприятны не

только для формирования хороших коллекторов, но и для накопления исходного ОВ. Соответственно оба эти параметра можно изучать и прогнозировать одними и теми же методами, и в первую очередь путем восстановления палеогеографических обстановок бассейнов седиментации.

Таким образом, из изложенного становится ясно, что для правильного определения направлений региональных работ и выбора объектов поиска необходимо выявлять перспективные горизонты (пласты) и составлять по ним палеогеографические карты (схемы). При построении палеогеографических карт первостепенное значение имеют такие параметры, как размеры палеобассейна, его глубина, палеорельеф дна и окружающих его территорий, возможные источники обломочного материала, а также гидродинамика водной среды. Совершенно очевидно, что в настоящее время количественные значения этих параметров путем прямых замеров получить невозможно. Следовательно, приходится определять их косвенным путем, и в первую очередь с помощью сейсмических структурных карт.

Для определения обстановок накопления отложений шеркалинской пачки на исследуемой территории была построена карта изопакит юрских образований. С этой целью пользовались сейсмическими картами по горизонтали А (кровля палеозоя, данные С. П. Тюнегина) и Б (кровля баженовской и тутлеймской свит, данные В. А. Галунского). Полученные таким образом значения мощностей юрских отложений уточнялись данными по уже пробуренным скважинам. В результате было установлено, что образования шеркалинской пачки на рассматриваемой территории распространены там, где значения юрских изопакит превышают 375—400 м. Подобные участки приурочиваются к отрицательным формам палеорельефа (синклинорные зоны). На водораздельных участках (антиклинорные зоны) шеркалинская пачка полностью отсутствует, что и подтверждается большим числом скважин. На таких участках суммарные мощности юрских отложений всегда меньше 375 м.

Предложенный метод картирования шеркалинских отложений, на наш взгляд, прост и доступен, хотя достоверность выполняемых построений и точ-

ность проведения границ распространения базальных слоев несомненно зависят от точности используемых структурных сейсмических карт. Конечно, может возникнуть вопрос, что точнее при картировании шеркалинских песчаников — карта изопакит юры или же структурные сейсмические карты по горизонту T_2 , который якобы приурочен к кровле шеркалинской пачки. Имеющиеся результаты по использованию горизонта T_2 отрицают пользу таких карт. Приведенные выше результаты по сейсмпартии 87/85—86, картирование «врезов» на Приобской площади, частое неподтверждение границ выклинивания шеркалинских песчаников на Южно-Талинской площади — эти и другие примеры показывают ненадежность данных карт. Кроме того, некоторые исследователи при обосновании выклинивающихся ловушек в шеркалинских отложениях используют отдельные временные сейсмические разрезы, на которых исчезновение отражения T_2 принимается за выклинивание таких отложений со всеми вытекающими отсюда последствиями. Поэтому вариант, когда сейсмическими материалами (отражающий горизонт T_2) пользуются без геологической обработки, менее надежен, чем вариант использования карты изопакит юрских отложений. Правда, в данном случае могут быть неточности в прослеживании шеркалинских песчаников, но они компенсируются региональными закономерностями. Следовательно, когда граница шеркалинской пачки на исследуемой территории определена по карте изопакит, то поисковая скважина должна располагаться как минимум за значением изопакиты 410—420 м.

Анализ карты изопакит юрских отложений в пределах исследуемой территории показал, что большинство изопакит простираются с северо-запада на юго-восток. Прежде всего обозначается Унлорско-Декабрьский палеосвод овальной формы северо-западного простираения и оконтуривается общей изопакитой 350 м. На современных структурных картах по отражающим сейсмическим горизонтам А и Б этот элемент, как и ряд других крупных сводовых поднятий, выделенных В. С. Сурковым и др. [1] на территории Уват-Хантымансийского срединного массива, не выражены как структуры первого порядка, что, по-видимому, и побуждает

В. С. Бочкарева (ЗапСибНИГНИ, устное сообщение) отрицать их существование. В действительности, Унлорско-Декабрьский палеосвод и другие подобные элементы не являются «автономными» тектоническими структурами, развивающимися независимо друг от друга. На самом деле это ядра байкальских (возможно, каледонских) антиклинорий в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива, имеющих, как и каледонские антиклинории в Центральном Казахстане, северо-западное простираение. В центральной части Унлорско-Декабрьского палеосвода суммарные мощности юрских отложений сокращаются до 100 м. В настоящее время здесь пробурены 4 скважины мощностью юрских отложений 240, 350, 367 и 320 м. В этих скважинах полностью отсутствуют отложения шеркалинской пачки. В северо-западной части этот свод через небольшую седловину соединяется с Моимско-Апрельским валом, в пределах которого также отсутствуют отложения шеркалинской пачки. С юго-востока к нему примыкают в виде кулисы Средне-назымский, Западно-Нялинский, Нялинский, Сыбеганский выступы, на которых также отсутствуют шеркалинские песчаники. Суммарные мощности юрских отложений на перечисленных тектонических элементах изменяются от 194 до 380 м. К северо-востоку от этих выступов мощности юрских отложений составляют по двум скважинам на Апрельской и Емангальской площадях соответственно 403 и 477 м. В этих же скважинах в основании юры имеют место шеркалинские песчаники. С юго-востока к Унлорско-Декабрьскому своду примыкает Горшковый вал, в пределах которого выделяются два выступа (Туманный и Горшковский) с отсутствием шеркалинской пачки. Суммарные мощности юры в скважинах составляют соответственно 280 и 300 м. К северо-востоку от Унлорско-Декабрьского свода расположена Ватлорская впадина, изопакиты юры в которой достигают 700 м.

Таким образом, особенности распространения в пределах исследуемой территории юрских отложений и шеркалинской пачки показывают, что в начале раннеюрской эпохи в структуре палеозойского фундамента существовали приподнятые (антиклинорные) зоны, на которых не накапливалась шер-

калинская пачка, и прогнутые (синкли-
норные) с широким распространением
шеркалинских песчаников (см. рису-
нок).

После того как были закартированы
границы предполагаемого выклини-
вания шеркалинской пачки и определе-
ны площади ее распространения, сле-
дует выделять перспективные ловуш-
ки. Мы уже отмечали, что основным
прогноznым параметром является ис-
ходное ОВ, из которого генерируют-
ся углеводороды. Ведущую роль в этом
процессе играет автохтонно накапли-
вающаяся биомасса, образовавшаяся в
процессе фотосинтеза. Поскольку про-
цессы фотосинтеза в водной сре-
де протекают на глубинах до 70 м, то
мелководные участки седиментацион-
ных бассейнов наиболее благоприят-
ны как для автохтонного накопления
исходного ОВ, так и для формирова-
ния хорошо отсортированных коллекто-
ров.

К таким участкам следует относить
пологие прибрежные склоны, прибреж-
ные террасы, подводные струнные насо-
сы, выступы дна бассейна на палео-
глубинах не больше 70 м, седловины
между палеоостровами и мелководные
заливы. На перечисленных участках
могут формироваться ловушки как
пластового сводового, так и выкли-
нивающегося типов. Такие ловушки
можно относить к первоочередным по-
исковым объектам. Вместе с тем следует
помнить, что не на любой террасе или
седловине в момент накопления шерка-
линских песчаников могли существо-
вать зарослевые поселения фитофлоры,
формирующей автохтонную биомассу.
Однако таких ловушек всегда намного
меньше их общего числа, а это повыша-
ет вероятность прогноза.

Выделить на карте распространения
шеркалинских песчаников уже пере-
численные морфологические элементы
можно по конфигурации изопакит. Если
вдоль границ выклинивания пачки изо-
пахиты не сгущены и распростра-
нены широко (например, на северо-
восточном склоне Моимско-Апрельско-
го вала), то в палеоплане это или по-
логий прибрежный склон, или прибреж-
ная терраса, или подводный структур-
ный нос. Седловины между палео-
сводом или палеоостровами установить
также достаточно просто (седловины
между Горшковским и Туманным вы-
ступами, или Туманным выступом и

Унлорско-Декабрьским сводом). Кроме
того, нами выделены пластовые сводо-
вые перспективные ловушки, в пределах
которых верхняя часть шеркалинской
пачки накапливалась на палеоглубинах
не более 70 м. Это Кельсинская, Вос-
точно-Студеная и др., которые оконту-
рируются изопакитой 500 м.

Определение палеоглубин накопле-
ния шеркалинских песчаников, помимо
морфологического анализа, проводи-
лось по расчетам палеоуглов накло-
на дна бассейна седиментации в
пределах выделенных ловушек выкли-
нивающегося типа. Так, в пределах
Татьяганской стратиграфической ло-
вушки (северо-восточный склон Моим-
ско-Апрельского вала) наклон палео-
зойской поверхности на карте по гори-
зонту А составляет 32', а по горизонту
Б — 17'. Если рассматриваемые по-
верхности, находящиеся в настоящее
время на отметках соответственно
3000 и 2600 м, условно «приподнять»
до отметки, когда точка выклинивания
шеркалинской пачки совпадает с уров-
нем палеобассейна, то оказывается, что
в этом случае угол наклона его дна
(поверхность палеозоя) уменьшается
до 18'. Отсюда несложно рассчитать,
что зона предполагаемого ВНК Тат-
ьяганской ловушки в момент накопле-
ния шеркалинской пачки находилась на
палеоглубинах не более 50 м.

В результате на исследуемой тер-
ритории в отложениях шеркалинской
пачки выделены перспективные ловуш-
ки.

К перспективным ловушкам выкли-
нивающегося типа относятся следую-
щие.

Т а т ь е г а н с к а я расположена на
северо-восточном склоне Моимско-
Апрельского вала, достигает 450 км².

Ю ж н о - О л ь х о в с к а я примы-
кает к юго-восточной периклинали
Верхнеазымского выступа и постепен-
но огибает его с юга в виде неши-
рокого пролива. В этом проливе в двух
скважинах из отложений шеркалинской
пачки получены промышленные притоки
нефти. Площадь ловушки около
300 км².

И к у с ь т с к а я расположена на се-
верном склоне Унлорско-Декабрьского
свода, имеет сложное строение. В
центральной ее части выделен выступ
палеозойского фундамента, лишен-
ный отложений шеркалинской пачки.
Площадь этой ловушки около 260 км².

Восточно - Сыньеганская расположена на северо-восточных склонах Сыньеганского и Северо-Селияровского выступов. Площадь ловушки около 500 км².

Восточно - Селияровская является как бы продолжением Восточно-Сыньеганской и примыкает к северо-восточному склону Селияровского выступа. Площадь ловушки 150 км².

Горшковско - Туманная сложная ловушка примыкает к одноименным выступам фундамента, в сводах которых шеркалинская пачка отсутствует. Первоочередные поисковые скважины в пределах этой ловушки необходимо бурить на восточном склоне Туманного выступа, а также в седловинах, их разделяющих. Общая площадь этой ловушки около 600 км².

Кроме того, были выделены перспективные ловушки пластово-сводового типа.

Восточно-Студеная приурочена к одноименному локальному поднятию общей площадью около 100 км².

Кельсинская, судя по конфигурации изопакиты 500 м, занимает значительно большую (около 200 км²) площадь, чем одноименная структура.

Безымьянная ловушка расположена на северо-западной периклинали Ун-лорско-Декабрьского свода, оконтуривается изопакитой 450 м, площадью в 70 км².

Местоположение первоочередных рекомендуемых скважин по вышеперечисленным ловушкам показано на рисунке.

Принята редколлегией 26 августа 1991 г.

УДК 553.98.061.3

© Б. Ф. Дьяков, 1992

Формы онтогенеза нефти и газа

Б. Ф. ДЬЯКОВ (ВНИГРИ)

В природе отмечается чрезвычайно большое разнообразие проявлений нефти и газа — от еле улавливаемых признаков в виде нефтяного и керосинового запаха свежего излома пород до сверхгигантских скоплений с запасами в несколько десятков и даже сотен миллиардов тонн.

Исходя из гипотезы происхождения нефти и газа *in situ* можно представить образование небольших залежей, но объяснить наличие гигантских и сверхгигантских нефтяных и газовых месторождений невозможно. Все виды известных нефтегазопроявлений весьма просто объясняются с позиций неорганического происхождения нефти и газа. При этом в качестве проводников нефти и газа из мантийных недр рассматривались глубинные разломы, но тогда из существующих ныне глубинных разломов должны были бы течь нефтяные реки. Не может все объяснить и господствующая теория осадочно-миграционного происхождения нефти и газа. Районы, где имели место и ГФН ГЗН и ГФГ ГЗГ, не нефтегазоносны (Московская синеклиза и др.), и наоборот, районы, где эти явления не проявлялись, богаты нефтью и газом (мезозой Маггышлака, Прикаспийской впади-

ны и др.). Эта теория оказалась неспособна объяснить наличие в природе гигантских и сверхгигантских скоплений нефти и газа (Атабаска, Ориноко, Сирт и др.).

Таким образом, ни одна из отмеченных гипотез не в состоянии объяснить существующее в природе многообразие нефтегазопроявлений, и выполнять свою главную роль: предвидение, прогнозирование нефтегазоносных провинций, районов и месторождений, т. е. эффективно руководить практикой поисков и разведки нефти и газа. В сущности, теоретическая нефтяная геология оказалась в тупике.

Анализируя все виды ныне известных нефтегазопроявлений и их пространственное размещение, мы пришли к выводу что, хотя нефть и газ имеют одну (органическую) природу, их онтогенез проявляется многообразно, в различных формах.

В одних случаях онтогенез неизбежно ведет к рассеиванию и исчезновению образующихся углеводородов (УВ), оставляя лишь еле уловимые их следы, в других — приводит к образованию гигантских и сверхгигантских месторождений нефти и газа. При этом каждая из форм онто-

генеза приурочена к определенным геологическим условиям. Таким образом, можно объяснить и понять многообразие известных нефтегазопроявлений, а главное, прогнозировать новые нефтегазоносные регионы.

Под формой онтогенеза нефти и газа мы понимаем определенный ряд (цепь) взаимосвязанных, взаимообусловленных, последовательно следующих друг за другом процессов: генерации, миграции и аккумуляции нефти и газа. Обычно включаемые в онтогенез нефти и газа процессы разрушения их скоплений, а также процессы, связанные с образованием вторичной нефтегазоносности недр, нами здесь не рассматриваются, как относящиеся к совершенно другой категории геологических явлений.

В наших исследованиях мы не изучали микромир онтогенеза нефти и газа, за которым часто теряется его геологическая сущность. Исходным материалом для нас служили не образцы пород и флюидов, а геологические регионы, их нефтегазоносность. В результате мы предлагаем геологический аспект онтогенеза нефти и газа в надежде, что это даст больший эффект как для теории, так и для практики нефтяной геологии.

Из многих форм онтогенеза нефти и газа мы обстоятельно рассматриваем лишь две главные, наиболее распространенные в природе и важные в теоретическом и практическом отношении. Они названы нами по геолого-физическому выражению центрального звена онтогенеза — миграции: микрорассеянной и лавинной.

Микрорассеянная форма онтогенеза нефти и газа является самой распространенной на Земле. Особенно ярко она проявляется в литологически (и физически) моногенных глинистых толщах. Большинство исследователей-нефтяников эти толщи рассматривают как нефтегазопроизводящие, способные питать нефтью и газом целые провинции с многомиллиардными запасами, сами, внутри себя, не имея сколько-нибудь значительных месторождений.

С моногенными глинистыми толщами связаны следующие весьма характерные нефтегазопроявления. Породы из обнажений или керна скважин в изломе издают запах керосина. Секущие их кальцитовые жилы окрашены

в коричневый или желтый цвет и при измельчении также излучают этот запах. Часто внутри полостей раковин, выстланных в виде жеод кальцитом, отмечаются каплеобразные скопления светлой жидкости с керосиновым запахом. На плоскостях мельчайших скорлуповато-чешуйчатых или неправильно комковатых отдельностей глиен отмечаются тончайшие иризирующие пленочки флюида с запахом керосина.

Иногда породы в обнажениях с тонкой трещиноватостью оказываются влажными от высачивания газожидкостного флюида с резким запахом керосина. Брошенные в воду они оставляют на поверхности воды тонкие иризирующие масляные пленки. Иногда из таких пород по трещинкам просачиваются тончайшими струями светлые флюиды с запахом керосина. Порой такие выходы нефти обильные, их суточный дебит может достигать нескольких десятков и даже сотен литров. И только при наличии в толщах глиен линз и прослоев песков или рифогенных построек в них могут образоваться небольшие нефтяные или газовые скопления. Свидетельством этого являются шнурковые или линзообразные залежи в Майкопе Северного Предкавказья, массивные и пластовые залежи в баженидах Западной Сибири и в доманике Волго-Уральской области и др. Онтогенез нефти и газа здесь, как мне представляется, происходит по одной из следующих схем.

Пофракционное образование УВ: 1) ввиду невозможности их удаления из сферы образования, постепенное затухание и прекращение самого процесса нефтегазообразования, 2) выход их в смежные толщи — коллекторы, микрорассеивание в них и исчезновение, 3) при наличии в нефтегазоматеринской толще ловушек, образование в них непромышленных (мертвых) и небольших промышленных залежей нефти и газа, 4) выход их из сферы своего образования в смежные толщи — коллекторы с образованием в ловушках последних непромышленных или небольших промышленных залежей нефти и газа.

Несмотря на многие резкие отличия моногенных карбонатных толщ от глинистых, онтогенез нефти и газа в них также проявляется в микрорассеянной форме.

В отличие от глиен известняки со-

держат значительно меньшее количество ОВ. Обычно оно составляет сотые и десятые доли процента на породу. Более высокое содержание ОВ в основном зависит от количества примесей в них глинистого материала. Так, по многим литературным данным, породы, определяемые как известняки, содержат ОВ (в %) до 0,01; слабоглинистые известняки — 0,01—0,1; просто глинистые известняки — 0,1—1; сильно глинистые известняки — 1—5; наконец, известняковые глины — 5—10, иногда больше. Последние две разновидности следует относить уже к глинистым породам.

Наиболее распространенные в природе карбонатные толщи из-за крайне незначительного нефтегазогенерационного потенциала и исключительно медленно протекающего в них процесса преобразования ОВ, происходящего с еще большей, чем в глинах, дифференциацией образующихся УВ, просто не способны производить полнокомпонентные нефть и углеводородный газ, особенно в промышленных количествах.

Казалось бы, что наиболее эффективные, в смысле образования промышленных залежей нефти и газа, — не моногенные, а литологически гетерогенные толщи, например, состоящие из переслаивания глин и песчаников. Собственно, так и было признано многими исследователями-нефтяниками, начиная с И. М. Губкина и А. Д. Архангельского. Однако это положение далеко не всегда верно и, прежде всего, для древних, стационарных платформ с мощной континентальной корой, геодинамически пассивных, без рифтов и глубинных разломов. Показательны в этом отношении гигантские осадочные бассейны (синеклизы) Северо-Американской и Африканской платформ: Гудзонова залива, Баффино-Лабрадорский, Мараньяо, Тиндиф, Мурзук, Таудени, Мали-Нигерийский, Чад, Окованго, Калахари и др.

В этих осадочных геодинамически спокойных бассейнах отсутствуют нефтяные и газовые промышленные месторождения. Онтогенез нефти и газа здесь происходит под воздействием экзогенных энергий в микрорассеянной форме.

Промышленная нефтегазоносность Восточно-Европейской и Восточно-

Сибирской платформ, по нашим представлениям, — вторичная, обусловленная миграцией УВ из прилегающих к платформам геосинклиналей.

Микрорассеянная форма онтогенеза нефти и газа в литолого-гетерогенных толщах проявляется и в более геодинамически активных регионах (мезозойские отложения Прикаспийской впадины и Западной Сибири, мезозой-кайнозойские отложения молодых платформ, а также верхний мел-кайнозойский комплекс пород Приохотья). Имеющаяся здесь промышленная нефтегазоносность вторичная, обусловленная на Скифской платформе миграцией нефти и газа из Кавказской геосинклинали и, возможно, из домезозойских отложений; на Мангышлаке — из палеозойских отложений и, скорее всего, из пермо-триасового Центрально-Мангышского авлакогена; в Прикаспийской впадине и в Западной Сибири — из палеозоя; в Приохотье, в частности, на северо-западе Сахалина — из расположенной вблизи, в Охотском море, рифтогенной Дерюгинской впадины.

Главная причина, обуславливающая проявление микрорассеянной формы онтогенеза нефти и газа на древних и молодых платформах, — отсутствие воздействия на породы их осадочного чехла активных, высоких энергий и, вероятно, веществ — катализаторов глубинных недр Земли. На древних и молодых платформах процесс нефтегенеза происходит медленно и длительно, растягиваясь на несколько сот миллионов лет. Образующиеся при этом УВ пофракционно, по мере выхода из сферы образования, неизбежно рассеиваются и исчезают, а при невозможности выхода их из этой сферы неизбежно следует прекращение самого процесса нефтегазогенеза.

В регионах Приохотья, в частности, в палеогеновом комплексе отложений микрорассеянная форма онтогенеза нефти и газа связана со спецификой их литолого-фациального характера (полимиктовый состав обломочных пород, обогащенность пирокластикой), когда одновременно с началом катагенеза ОВ, вызывающего процесс нефтегазообразования, происходит резкое ухудшение коллекторов. В результате из-за отсутствия возможности выхода продуктов преобразования ОВ

процесс нефтегазообразования постепенно затухает и затем прекращается совсем. Тем не менее, в Прихожье мы не исключаем возможности скопления промышленной нефти или газа в палеогеновом комплексе пород. Это может быть при условии изменения его литолого-фациального состава с сохранением или новообразованием в нем при мезокатагенезе коллекторов, что обеспечило бы нормальный ход процессов и генерации, и миграции, и аккумуляции нефти и газа.

Для формирования промышленной полнокомпонентной нефти и углеводородного газа, кроме ОВ, необходимо: чтобы преобразование ОВ в нефть и газ происходило быстро и уже в нефтегазоматеринской породе при выходе в коллектор образовались полнокомпонентные нефть и углеводородный газ (по-видимому, как газожидкостная углеводородная смесь); нефтегазообразование должно быть массовым, чтобы, несмотря на неизбежные окисление и рассеивание в нефтепроизводящей сфере и при выходе их в коллекторы и далее при миграции к ловушке оставалась достаточная масса УВ для образования залежей (сохраняется лишь 50 %); необходимо, чтобы образующиеся нефть и газ обладали большой внутренней энергией (I и P), необходимой для струйной миграции.

Все это может быть соблюдено только при активном воздействии высоких энергий глубинных недр Земли на ОВ потенциально нефтегазопроизводящего породного комплекса. При этом необходимо, чтобы проявление глубинной энергии происходило синхронно (во времени и в пространстве) с процессами седиментогенеза и диагенеза осадков, в период их обезвоживания и преобразования в породы. Воздействие глубинной энергии на уже консолидированные породы (сильно уплотненные и дислоцированные) не эффективно.

Важно также, чтобы возбуждаемый глубинной энергией катагенез ОВ пород потенциально нефтегазопроизводящего комплекса не нарушал обязательных для него трех условий: сферы непосредственного нефтегазообразования (породы с ОВ); среды, принимающей образующиеся УВ (коллекторы); пород-покрышек, изолирующих нефть и газ от рассеивания (глины, галогены и др.).

Таковы наши представления о характере, причинности и условиях проявления второй широко распространенной на Земле формы онтогенеза нефти и газа, которую за быстротечность и массовое образование нефти и газа мы назвали лавинной. Именно ей обязано на Земле наличие основной массы нефти, газа и асфальтенов, в частности, образование их гигантских и сверхгигантских скоплений. Рассмотрим это на конкретных примерах.

Крупнейшее на Земле скопление нефти — скопление тяжелой нефти с запасами в 110 млрд т, расположенное в верховьях р. Атабаска в зоне выклинивания осадочного чехла Северо-Американской платформы у подножия западного склона древнего Канадского щита. В геотектоническом плане Атабаское скопление приурочено к вершине Альбертской гомоклинали, опускающейся с востока от Канадского щита на запад, где примыкает к геосинклинально-складчатым горным сооружениям Кордильер. Альбертская гомоклинали площадью около 800 тыс. км² сложена палеозойскими, мезозойскими, а в Предкордильерском прогибе и кайнозойскими породами. Их общая мощность изменяется с востока на запад от 0 до 5 тыс. м.

Тяжелая нефть Атабаски насыщает пески Мак-Мурей озерного происхождения нижнемелового возраста. Они залегают с резким несогласием на дислоцированных отложениях девона. Нефтеносные пески перекрываются глинистой толщей Клируотер нижнемелового возраста. Площадь, занятая нефтяными песками Мак-Мурей, — 10 тыс. м² (в меридиональном направлении соответствует простиранию Кордильер, протяженность песков 170 км, в широтном направлении — около 55 км). Мощность насыщенных нефтью песков Мак-Мурей от нескольких до 70 м. Содержание нефти до 20 % массы вмещающих ее пород.

Надо полагать, что первоначальная нефть была весьма подвижной, легкой и ее количество было в 2—3 раза больше современного, т. е. порядка 250 млрд т. Если учесть потери нефти при миграции в количестве, равном величине, находящейся в залежи, получим, что на образование Атабаского месторождения нефти потребовалось примерно 500 млрд т нефти.

Многие геологи полагают, что глины верхнего девона Альбертской гомо-клинали — нефтематеринские породы атакской нефти. Известно, что из нефтематеринских пород мигрирует две пятых генерированной в них нефти. Учитывая это, можно утверждать, что для образования нефти Атакского месторождения требовалось произвести ее порядка 1250 млрд т. Это не могло произойти по следующим причинам.

Как установлено, преобразование ОВ на платформе происходит чрезвычайно медленно. Причем вначале формируются более легкие, а затем все более и более тяжелые УВ. При этом УВ, чтобы не прекращался процесс преобразования ОВ в нефть, должны обязательно удаляться из области возникновения, мигрируя в ближайший коллектор, заполненный в той или иной степени окисленной водой. Попавшие в коллекторы начальные УВ будут рассеиваться, окисляться и исчезать. К тому же за время формирования залежи регион претерпевает несколько фаз складчатости, эрозионные процессы. При этом образовавшиеся породы дислоцируются, уплотняются, глубоко размываются. Такое наблюдается на всех древних платформах. В этих условиях образование полнокомпонентной нефти, да еще в массовом количестве, невозможно.

На основании изложенного (гипотеза о неорганическом происхождении нефти и газа не учитывается), следует признать, что атакская нефть образовалась в Кордильерской геосинклинали. Поскольку нижнемеловые нефтеносные пески Атаски залегают на дислоцированном девоне и перекрываются нижнемеловой пачкой непроницаемых глин, мы полагаем, что весь онтогенез нефти и газа здесь происходил в верхнем мелу. Это совпадает со временем проявления ларамийской фазы складчатости в Кордильерах, которая, по-видимому, способствовала активной и дальней миграции нефти из геосинклинали на платформу, в частности, в район верховьев р. Атабаска. Можно предположить, что основными путями ее миграции были предмеловая эрозионная поверхность и базальные слои, а возможно, и сама толща песков Мак-Мурей.

Согласно существующим исследова-

ниям, для образования и течения процесса струйной миграции нефти и газа необходима определенная критическая масса нефти. При этом она должна заполнять не менее 20 % пор пласта — проводника нефти. Имеются и определения конкретных величин скорости миграции нефти и газа. В частности, В. П. Савченко (1954, 1958) считает ее равной соответственно нескольким метрам (для нефти) и нескольким сотням метров (для газа) в год. При встречном потоке подземных вод миграция нефти и газа резко снижается. Учитывая эти данные, мы, конечно, с большой условностью произвели следующий расчет образования Атакского скопления нефти.

Мы полагаем, что длина нефтегазового потока, обеспечившего образование данного месторождения и простирающегося в соответствии с простираем песков Мак-Мурей, 200 км, высота его, взятая в расчете на массу мигрирующего флюида, а не на проводящую породу, 0,25 м, скорость 0,5 м в год. Таким образом, для образования Атакского месторождения нефти из Кордильерской геосинклинали в Атакский район должно было мигрировать не менее 500 млрд т нефти, что потребовало 20 млн лет. Это и соответствует протяженности верхнемелового периода.

Яркий пример лавинной формы онтогенеза нефти и газа — ее проявление в Оринокском прогибе, расположенном на севере Южной Америки, между Гвианским массивом и геосинклинальной горно-складчатой системой Карибских Анд, длиной около 800 км и шириной примерно 250 км. Площадь прогиба порядка 200 тыс. км². Неметаморфизованный чехол Оринокского прогиба сложен тремя несогласно наложенными друг на друга комплексами пород: мел-палеоцен-эоценовым, олигоцен-миоценовым и плиоцен-плейстоценовым. В структурном отношении это несогласно перекрывающие друг друга краевые предгорные прогибы. Первый из них, залегающий на складчатом метаморфизованном основании докембрийско-юрского возраста, представлен мел-эоценовыми породами. Наиболее полный их разрез на востоке прогиба — на о-ве Тринидад. Мощности меловых отложений здесь

почти 4000 м, палеоценовых около 1500 м.

На большей части Оринокского прогиба палеоцен-эоценовые отложения оказываются размытыми. На меловых и более древних породах трансгрессивно несогласно залегают олигоцен-миоценовые образования (это второй краевой прогиб Карибских Анд). Отложения олигоцен-миоцена, выстилая всю площадь прогиба, резко увеличиваются по мощности в направлении с юга на север, достигая у горных сооружений Карибских Анд 6000 м.

В складчатом крыле Карибских Анд мощность олигоцен-миоценовых пород увеличивается до 12 тыс. м. В палеотектоническом плане это перикратонное погружение и миогеосинклинальная зона Карибских Анд. Верхнемиоцен-четвертичные молассовые орогенные образования мощностью в несколько сот метров залегают в виде плаща на олигоцен-миоценовом и мел-палеоценовом структурных комплексах двух краевых прогибов Карибских Анд.

Нефтегазосность Оринокского прогиба распространена по всему неметаморфизованному осадочному чехлу. Также она отмечается в подстилающих его юрско-палеозойских складчатых породах — в их коре выветривания. Главные нефтегазовые ресурсы Оринокского прогиба связаны с меловыми и олигоценовыми отложениями, оцениваются примерно в 30 млрд т. Главные массы скоплений УВ представлены асфальтами. Последние пронизывают почти весь разрез неметаморфизованных пород, приурочиваясь, главным образом, к зоне их стратиграфического выклинивания и выхода на дневную поверхность. Здесь, вдоль южной зоны платформенного крыла Оринокского прогиба на всем его протяжении прослеживается гигантский асфальтовый пояс. Асфальты, высачиваясь из пород на дневную поверхность, образуют ряд обширных асфальтовых озер.

Геологические запасы асфальтов Оринокского прогиба — 350 млрд т, т. е. первоначально здесь было не менее 700 млрд т нефти. К этому следует добавить 30 млрд т геологических запасов нефти и газа ныне известных и прогнозируемых месторождений, что в сумме составляет 730 млрд т. Если учесть еще неизбежные потери при миграции УВ и обра-

зовании их залежей в виде нефти, газа и асфальтов, как считается, равными количеству находящихся в месторождениях, то окажется, что всего здесь начальных УВ должно было бы быть порядка 1500 млрд т. И все это на территории, равной всего лишь 200 тыс. км². Это самая высокая концентрация на Земле скоплений УВ на единицу площади и объема осадочных пород, — самое гигантское, уникальное скопление УВ на Земле.

Многие геологи считают, что вся эта колоссальная масса нефти, газа, асфальтов образовалась в неметаморфизованных мел-миоценовых отложениях Оринокского прогиба, взятого в его современных размерах — 200 тыс. км² с объемом пород порядка 600 тыс. км³. В таком случае (при коэффициенте миграции 0,4) было бы генерировано не менее 3500 млрд т. При самой высокой из предлагаемых геологами и геохимиками нефтегазопроизводительности осадочных пород (в 2—5 млн т УВ из 1 км³), даже считая, что здесь половина объема пород (300 тыс. км³) являлась нефтегазопроизводящей, не могло образоваться столько УВ.

Привлекать в качестве нефтегазопроизводящих породы, слагающие складчатый борт прогиба, где мощность только олигоцен-миоценовых отложений достигает 12 км, значит считать, что родиной УВ Оринокского прогиба являются перикратонные погружения и миогеосинклинальные зоны, а я бы добавил — и с еще большими мощностями мел-миоценовых пород центральной части геосинклинали Карибских Анд, где ОВ осадочных пород с начала их седиментогенеза подвергались воздействию высоких энергий (тепла и давлений) глубинных недр Земли, что только и могло обусловить быстро, сразу в полном компонентном составе в массовом количестве образование нефти и газа и в виде струйной миграции вынести их на платформу.

Нам представляется, что главные пути миграции нефти и газа — плоскости несогласий и базальные горизонты трансгрессивных толщ. В качестве расчетных данных мы принимаем те же, что нами были приняты при расчете миграции и образовании скоплений атабаскской нефти: фронт (ширина потока) мы принимаем в

800 км (длина прогиба), высота потока УВ берется равной 0,25 м и его скорость — 0,5 м в год. В результате получим, что за год из геосинклинали на платформу мигрировало 100 тыс. м³ или 80 тыс. т. Всего же на территорию Оринокского прогиба мигрировало 1500 млрд. т. Для их накопления потребовалось около 20 млн. лет. Это вполне укладывается в период мел-миоценового времени.

Помимо отмеченных форм онтогенеза нефти и газа (микрорассеянной и лавинной) в природе проявлялись и промежуточные формы: сублавиная (близкая лавинной), обусловленная воздействием глубинной энергии на СВ сингенетических (еще неконсолидированных) пород осадочного чехла через глубинные разломы без рифтогенеза, проявляющихся в авлакогенах, и субмикрорассеянная (близкая микрорассеянной), обусловленная быстрым и глубоким погружением осадков, резко активизирующим проявление обычно (при медленном эпейрогенезе) слабых экзогенных энергий осадочного чехла. Эта форма онтогенеза (преимущественно газа) геологически связана со сверхглубокими прогибами и впадинами без глубинных разломов и рифтов. Вероятны и иные формы онтогенеза нефти и газа, например, пирогенная, возникающая при контактовом метаморфизме консолидированных пород осадочного чехла, газогидратная и др.

Сложен онтогенез нефти и газа на современных континентальных окраинах. В соответствии с геодинамическими условиями их развития основная форма онтогенеза нефти и газа здесь — лавинная, сопровождаемая существен-

ными ограничениями. Главное из них — незавершенность процессов самого онтогенеза нефти и газа: генерации, миграции и аккумуляции, в частности, незавершенность формирования нефтегазопроизводящего породного комплекса, путей миграции и ловушек. Резко ограничивает или делает совершенно неэффективным онтогенез нефти и газа изменение физических свойств пород нефтегазопроизводящего комплекса, например, лишение его, в связи с высоким катагенезом пород, емкостей (пористости), в которых могли бы аккумулироваться образующиеся нефть и газ, что приводит к прекращению в нем процесса нефтегазообразования (верхний мел-палеогеновый комплекс континентальной окраины Восточной Азии).

Наряду с лавинной на континентальных окраинах вероятна и пирогенная форма онтогенеза нефти и газа, вызванная внедрением магматических интрузий в уже консолидированные породы осадочного чехла и генетически связанная с регионами развития магматических интрузий, а также проявлением активного вулканизма. Вероятны проявления и других форм онтогенеза нефти и газа (неорганический метан, твердые газогидраты и др.).

В заключение отметим, что развиваемое нами положение о существовании в природе различных форм онтогенеза нефти и газа позволяет лучше понять многообразие проявлений первичной нефтегазонасности Земли и тем самым открывает новые пути развития теоретической и прикладной нефтяной геологии.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

Перспективы открытия нефтяных скоплений в мезозойских отложениях Амударьинской газонефтяной провинции

Ч. М. ПАЙТЫКОВ, Л. Н. КИРЕЕВА, Э. В. КУРГАНСКАЯ (ТуркмениНИГРИ)

Падение уровня добычи нефти, обусловленное высокой степенью разведанности основного в Западной Туркмении нефтегазосного плоченового комплекса, остро ставит проблему поисков новых нефтяных месторождений. Решение этой проблемы многими исследователями связывается с мезозойскими отложениями Амударьинской ГНП, однако перспективы открытия здесь нефтяных залежей оцениваются неоднозначно.

Согласно одним представлениям [9, 12, 13] основная нефтеносность региона приурочена к таким его периферийным участкам, как Чарджоуская, Бухарская газонефтяные области (ГНО), Беурдешик-Хивинская, Бадхыз-Карабильская газосные области (ГО), Бахардокский газосный регион (ГР). Авторы другой концепции [5, 10, 14] допускают возможность формирования промышленных скоплений жидких УВ и в пределах глубокопогруженных территорий, например Мургабская ГО, Предкопетдагская ПНО.

Как показала практика нефтегазописковых работ, нефтепроявления в разрезе Амударьинской ГНП фиксируются в широком стратиграфическом диапазоне от отложений анта до коры выветривания палеозойского фундамента в диапазоне глубин 500—4800 м, однако основной объем проявлений жидких УВ флюидов приурочен к разрезу карбонатной формации позднеюрского возраста.

Известно, что одна из наиболее важных характеристик при определении стратегического направления поисково-разведочных работ на нефть в пределах исследуемых территорий — оценка прогнозных ресурсов данного УВ сырья. При этом метод гомологии, учитывающий генезис, более ценный, нежели простое сравнение эталонных и оцениваемых объектов (метод аналогии). Многочисленными исследованиями установлена четкая взаимосвязь размещения УВ скоплений определенного фазового состава с интенсивностью и масштабами развития нефтегазогенерационных процессов.

Следовательно, при прогнозировании нефтеносности региона был использован генетический подход, позволяющий количественно проанализировать стороны процессов нефтидогенеза, геологических условий и времени проявления основных фаз генерации и миграции жидких УВ.

К количественной оценке масштабов образования жидких и газообразных УВ в пределах Амударьинской ГНП на генетической основе обращались многие ученые — В. И. Ермаков, О. П. Четверикова, Г. В. Редин, В. И. Ларин, Л. Н. Киреева. Большая работа по оценке начальных потенциальных ресурсов нефти и газа в отложениях мезозойского возраста Амударьинской ГНП (территория Узбекистана) проведена коллективом узбекских геологов под руководством А. М. Акрамходжаева на основе оригинального варианта объемно-генетического метода, разработанного в ИГиРНИГМ.

Геохимические исследования показали, что в разрезе осадочных пород Амударьинской ГНП в качестве потенциально нефтегазоматеринских толщ рассматриваются отложения ранне-среднеюрского, келловей-оксфордского, берриас-барремского, апт-альбского и эоценового возраста. Однако выявленные в каждой из них особенности фациально-генетического типа органического вещества (ОВ), условий его накопления и трансформации в диагенезе и катагенезе обусловили специфику реализации энергетического потенциала ОВ в направлении нефтеобразования.

Так, несмотря на высокий нефтематеринский потенциал $P_{\text{м}}$ апт-альбских и эоценовых отложений, недостаточные глубины их погружения не обеспечили достижения условий, благоприятных для течения процессов нефтеобразования и соответственно возможности формирования в них промышленных скоплений жидких УВ, автохтонных вмещающим отложениям. В основу оценки масштабов нефтидогенеза остальных нефтегазоматеринских толщ положено представление

о формировании в каждой из них первичных генерационных рядов УВ скоплений определенного фазового состава, образующихся в процессе прогрессивного литогенеза. Важная роль в этом процессе отводится исходному $P_{\text{нм}}$, в значительной степени контролирующему состав и соотношение газовой и жидкой фаз продуктов трансформации ОВ.

Нижне-среднеюрский терригенный комплекс сложен чередованием глин, алевролитов и песчаников с подчиненными прослоями мергелей, гравелитов и углей. В целом в глинах и глинистых алевролитах преобладают рассеянные формы ОВ (суммарное содержание углистых прослоев в разрезе, по данным В. И. Ермакова, не превышает 10—25 м — толщина пласта-эквивалента).

Преимущественно континентальный режим накопления данных отложений в условиях теплого и влажного климата способствовал развитию ОВ в основном арконового типа $СК_{\text{ар}}$, представленного детритными формами $П^{1, 2, 7, 8, 13}$ (классификация Е. С. Ларской), что отражено в элементном составе нерастворимого ОВ ($H/C_{\text{ат}} = 0,71—0,77$). Увеличение мористости разреза (развитие прибрежно-морских фаций) в направлении областей максимального погружения позволило О. П. Четвериковой [8] установить здесь присутствие ОВ смешанного типа при преобладании арконовой компоненты ($H/C_{\text{ат}} = 0,83—0,86$) с дисперсными $П^{1, 9, 13}$ и детритными $П^{1, 2, 6}$ формами.

Исходные концентрации ОВ в глинах, восстановленные на начало диагенеза (здесь и далее дан расчет на $C_{\text{орг}}$), значительно превышают кларковые концентрации для данного литотипа и составляют 0,87—3,46 % (степень диагенетической переработки — 6,3—35,7 %). Гумусовый состав ОВ нижне-среднеюрского комплекса и малая доля в нем полимерлипидных структур обусловили высокое массовое соотношение газообразных и жидких продуктов трансформации ОВ на всех грациях катагенеза от 2 : 1 ($МК_{1-2}$) до 7—10 : 1 ($МК_4$).

Динамика реализации $P_{\text{нм}}$ нижне-среднеюрских отложений Амударьинской ГНП (территория Туркменистана) показала, что данный комплекс достиг условий главной фазы нефтеобразования (ГФН) с позднеюрского (Мургаб-

ская ГО, Предкопетдагская ПНГО), мелового (Заунгузская ГО, Беурдешик-Хивинская ГО) и палеогенового времени (Центрально-Каракумский ГР). Кроме того, отмечается прогрессирующее до настоящего времени развитие ГФН, за исключением Мургабской ГО и Предкопетдагской ПНГО, где уже с позднемеловой эпохи отмечается истощение $P_{\text{нм}}$ и достижение условий главной фазы газообразования (ГФГ).

Объемно-генетический расчет масштабов нефтеобразования показал, что наиболее крупный очаг миграции жидких УВ в пределах исследуемого региона выявляется в наиболее погруженных участках (Предкопетдагская ПНГО, Мургабская ГО, южная часть Заунгузской ГО). Количество мигрировавших здесь жидких УВ (плотность миграции свыше 200 тыс т/км²) превысило 70 % в общем балансе микро-нефти, выделившейся в коллекторские горизонты данного комплекса. Однако, несмотря на значительные объемы миграции жидких УВ в коллектор, следует признать недостаточно благоприятные условия в исследуемом разрезе для аккумуляции первично рассеянных УВ в скоплениях (доля коллекторов в разрезе нередко превышает 40—50 %). Оценка удельного объема мигрировавших из нефтепроизводящих толщ жидких УВ в коллектор показала, что количество выделившейся в коллектор микро-нефти несущественно превышает его кларковые концентрации, составляя в редких случаях 400—500 г/м³. Интенсивная газогенерация в условиях жесткого термобарического режима способствовала растворению жидких УВ в газовой фазе и формированию преимущественно газоконденсатных скоплений. В отдельных случаях, где $P_{\text{нм}}$ нереализован в полном объеме и благоприятно соотношение генерирующих толщ и коллекторов (генерационно-концентрационный потенциал по В. П. Строганову), возможно обнаружение небольших нефтяных оторочек (Бухарская ГНО, Беурдешик-Хивинская ГО и др.).

Это подтверждено результатами поисково-разведочных работ: преимущественное развитие в нижне-среднеюрском комплексе получают газоконденсатные скопления с отдельными непромышленными нефтепроявлениями (Гугуртли, Северный Дарганата, Кир-

пичли, Хазарли, Ислим и др.) и небольшие нефтяные залежи в пределах Бухарской ГНО (Шурчи, Акджар).

Выявленные в данном комплексе нефти характеризуются повышенной плотностью 0,869—0,893 г/см³, парафинистостью до 10 % с широкой вариацией содержания серы 0,12—1,1 %. Выход бензиновых компонентов крайне низок и не превышает 10,4 %, в групповом УВ балансе которых преобладают метановые соединения, доля ароматических УВ составляет 19,9—41 % [4, 5, 12].

Конденсатосодержание природных газов изменяется от 10 до 160 г/м³, что обусловлено как различиями исходных соотношений газообразных и жидких УВ, поступивших в ловушки, так и спецификой термобарических условий их взаимодействия. Плотность конденсатов варьирует в пределах 0,755—0,822 г/см³, сопровождается широким спектром выхода бензиновой фракции 31,9—97 % и изменениями в балансе нефтей концентрации ароматических УВ 6,9—41,6 %. Рост содержания ароматических компонентов в нефтях и конденсатах прослеживается в направлении Чарджоуской, Бухарской ГНО и Бадхыз-Карабильской ГО.

Для всех выявленных в нижне-среднеюрском комплексе УВ скоплений установлено генетическое единство нефтей и конденсатов, что подтверждается близостью генетических показателей: $iC_{19}/iC_{20}=1,82-3,97$; $\Sigma ЦГ/\Sigma ЦП=2,1-5,3$; $\Sigma Б/\Sigma К=0,11-0,26$; H/i алканы = 2—4,5. При этом проведенное сопоставление их составов с одноименными фракциями РОВ данного комплекса позволяет обосновать автохтонность УВ флюидов вмещающим отложениям.

Особый интерес представляют результаты нефтегазопонсковых работ в нижне-среднеюрских отложениях Чеменибид-Моргуновской зоны Кушкинского ГР, где были установлены промышленные притоки газоконденсата (Моргуновская площадь) и нефтепроявление (Чеменибид). Специфика составов данных УВ флюидов (низкая концентрация ароматических УВ — 0,37—2,54 % даже в нефractionированных пробах; $C_{19}/C_{20}=4,4-5,1$) и высокая степень катагенетической превращенности (H/i алканы = 19,2—31,2; $nC_{27} + nC_{29}/nC_{17} + nC_{18} = 0,33 \div 0,06$)

позволяют выделить их в самостоятельный генотип. Причем отсутствие здесь следов вертикального перемещения УВ флюидов в разрезе подстилающих продуктивный горизонт отложений предполагает формирование данных УВ скоплений в процессе миграции УВ в струйном виде из доюрских образований по дизъюнктиву, осложняющему строение южной части Чеменибид-Моргуновской зоны поднятий. Таким образом, в пределах южной части Бадхыз-Карабильской ГО можно допустить расширение продуктивного стратиграфического диапазона, включая доюрские отложения (триас, девон — карбон?).

Основные перспективы прироста запасов жидких УВ связаны с келловей-оксфордской карбонатной формацией в пределах Амударьинской ГНП. На большей части региона она представлена известняками, доломитами, мергелями, однако к периферийным частям позднеюрского бассейна отмечается постепенное замещение карбонатной формации терригенной.

Относительная удаленность источников сноса, а также аридизация климата способствовали накоплению в данных отложениях ОБ алиной природы, представленного двумя подтипами. Первый подтип СК_{ам-ал} развит в области преимущественно терригенной седиментации и представлен дисперсными ^{1,2} и детритными формами ^{1,13}, в его составе, по данным О. П. Четвериковой [8], функционируют структуры, унаследованные от сапропелевых кислот меланоидинового характера ($H/C_{ат}=1,1 \div 1,2$). Для второго подтипа СК_{ал}, формировавшегося в отложениях глубоководных и мелководно-морских фаций, установлена большая доля липидных компонентов $H/C_{ат}=1,25 \div 1,46$, дисперсные формы ^{1,6,9}.

К началу диагенеза количество фоссилизированного в келловей-оксфордских отложениях ОБ составляло 0,17—1,43 % (масштабы диагенетических потерь более значительны — до 50 %). Наиболее низкими концентрациями ОБ отличаются карбонатные литотипы, в которых доля терригенной примеси не превышает 10 %.

В формировании сингенетичной нефтеносности комплекса, как отмечают многие исследователи, существенная роль принадлежит битуминозным

глинисто-карбонатным образованиям «высокогазменной пачки» толщиной до первых десятков метров, залегающей в кровле карбонатной формации. Аномально высокие концентрации 4,68—7,32 % в ней ОБ сапропелевой природы позволили А. М. Акрамходжаеву выделить ее в качестве среднеазиатского аналога баженитов Западной Сибири [3].

Таким образом, повсеместное развитие в отложениях карбонатной формации ОБ сапропелевого типа $СК_{ал}$, $СК_{ам-ал}$ создало благоприятные предпосылки для продуцирования относительно повышенных содержаний жидких УВ. Проведенный анализ эволюции ОБ данного комплекса в катагенезе показал, что соотношение газообразных и жидких УВ — продуктов миграции практически для всех изученных литотипов — составляет 2 : 1 ($МК_1$) — 1 : 1 ($МК_2$ — $МК_4$), что однозначно свидетельствует об исключительно высокой его нефтегенерационной способности.

Начало интенсивной реализации $\Pi_{нм}$ в рассматриваемом комплексе фиксируется с апт-альбского времени, достигая максимума в позднем мелу, причем в условиях больших глубин (4—5 км) участие данных нефтепроизводящих отложений в нафтидогенезе еще далеко от полного завершения, на что указывают как повышенные значения остаточного (нереализованного) $\Pi_{нм}$ ($H/C_{от} = 0,8 \div 1,1$), так и существенная доля сингенетичных УВ в балансе ОБ. В значительной степени это обусловлено «растянутостью» глубинной шкалы катагенеза ОБ мезозойских отложений Амударьинской ГНП, особенно на грациях $МК_3$ (1100 м) и $МК_4$ (1300 м) при достижении $МК_5$ на глубинах свыше 5200 м, что аналитически обосновано в работе Л. Н. Киресовой и др. [7]. При этом возможность деструкции жидких УВ, продуцированных ОБ сапропелевого типа на фоне общего истощения $\Pi_{нм}$, в условиях больших глубин исключается из-за их вторичной сорбции высокомолекулярными нерастворимыми компонентами битумоидов с последующим выделением в определенных термобарических условиях, о чем свидетельствуют материалы исследований А. М. Акрамходжаева, А. В. Кирина и др. [1].

Как показали объемно-генетические

расчеты, плотность миграции жидких УВ в келловей-оксфордских образованиях исследуемого региона варьирует от 17,3 до 170,8 тыс т/км², причем наиболее крупные очаги миграции жидких УВ охватывают районы Предкопетдагской ПНГО, Мургабской ГО и Бешкентского ГНР, где количество продуцированной микронефти превышает 60 % в общем балансе генерированных данным комплексом жидких УВ. Важно отметить, что значительная часть мигрировавших УВ оставалась во внутриформационных резервуарах благодаря наличию исключительно хорошего регионального флюидопора (соленосная гаурдакская свита кимеридж-титонского возраста толщиной до 1000 м).

Гетерогенный состав карбонатной формации, расчлененность ее фильтрационной системы литологическими и тектоническими экранами [6, 15] затрудняли и дальнюю латеральную миграцию, что способствовало повышенной консервации УВ залежей в пределах внутриочаговых зон нефтегазонакопления. При этом указанная выше близость массовых соотношений жидких и газообразных продуктов трансформации ОБ в данном комплексе позволяет прогнозировать двухфазный характер УВ скоплений (нефтегазовые, нефтегазоконденсатные) первичного генерационного ряда.

Следует учесть, что зональность размещения УВ скоплений определенного фазового состояния обусловлена не только генерационными процессами, но и спецификой развития миграционных, аккумуляционных и консервационных процессов в нефтегазоносном комплексе. Так, отсутствие четкого флюидопора между карбонатной и терригенной формациями юрского возраста, наряду с мощным развитием процессов газогенерации в последней, привело к вертикальному межформационному перетоку значительных количеств газообразных УВ в келловей-оксфордские образования и соответственно нарушению в них первичной фазовой зональности.

Затрудненность дальней латеральной разгрузки по карбонатным коллекторам могла привести к массопереносу жидких УВ в газовом растворе или фазообособленном состоянии в коллекторские горизонты вышележающей соленосной формации в пре-

делах тектонически ослабленных зон и районов ее выклинивания, что находит подтверждение практикой нефтегазописковых работ. При наличии хорошего флюидоупора и невозможности вертикальной межформационной миграции УВ флюидов могло произойти вытеснение газом жидких УВ от сводовых частей структур в зоны литологического и тектонического экранирования в объеме самой карбонатной формации.

В этой связи целесообразно подчеркнуть, что традиционная схема поисков структурных скоплений жидких УВ не всегда оправдана в карбонатной формации, которая заслуживает пристального внимания как важнейший объект поиска неструктурных типов залежей УВ, на что неоднократно обращал внимание А. Г. Бабаев [15], указывая на соответствующие залежи УВ месторождений Уртабулак, Денгизкуль, Аккум, Даяхатын и др.

Условия развития миграционных, аккумуляционных и консервационных процессов нафтидогенеза в карбонатной формации в пределах наиболее изученных бурением Чарджоуской и Бухарской ГНО определили, как справедливо отмечал В. В. Кушников [10], мозаичную картину современного распределения в них фазовых типов УВ скоплений. Проведенная им реконструкция исходных соотношений газообразных и жидких УВ для месторождений указанных регионов позволила обосновать возможность формирования в келловей-оксфордских отложениях промышленных скоплений нефти, провести районирование по фазовому состоянию УВ скоплений и предложить ряд оригинальных способов оценки нефтеносности локальных объектов.

Исследования В. И. Ермолкина [5] по прогнозу фазовой зональности УВ скоплений позволяют рассчитывать на обнаружение промышленных скоплений нефти в пределах глубокопогруженных горизонтов келловей-оксфордского комплекса Амударьинской ГНП в районах повышенной тектонической активности, где наблюдаются высокие скорости накопления плиоцен-антропогенных отложений и соответственно высокий $K_{авплд}$ (Бешкентский ГНР, Серахский ГР, Гамбарский ПГР, за-

падная часть Предкопетдагской ПНГО).

Невысокие масштабы генерации жидких УВ в келловей-оксфордских отложениях Бухаро-Хивинской, Бадхыз-Карабильской и северной части Центрально-туркменской ГО обусловлены сокращенными мощностями нефтепроизводящих пород и в меньшей степени реализацией их $P_{нм}$ (градации $MK_1 - MK_2$, реже MK_3), что позволяет прогнозировать преимущественное развитие здесь газоконденсатных скоплений. Возможно наличие лишь небольших оторочек и проявлений нефти, причем не исключено поступление жидких УВ из ниже-среднеюрских образований.

Подтверждается изложенное открытием в данном комплексе в пределах Чарджоуской и Бухарской ГНО нефтегазоконденсатных скоплений — Кокдумалак, Крук, Умид, Марковское, Сардоб, С. Мубарек и др., нефтяных и газонефтяных залежей Северный Уртабулак, Шурчи, Джаркак и др. На территории Туркмении во вскрытой части разреза в промышленных кондициях установлены только газоконденсатные скопления (Кирпичли, Хазарли, Ходжамбас, Малай и др.), фиксируются многочисленные нефтепроявления (Сабур, Атасары, Тамдырли, Северный Балкуи и др.) в т. ч. и в глубокопогруженных горизонтах (Яшлар, Шахмолла, Астанабаба). Однако следует учесть слабую изученность данного комплекса особенно в пределах наиболее перспективных в отношении поиска скоплений жидких УВ территорий (Предкопетдагская ПНГО, Мургабская ГО).

Выявленные в келловей-оксфордском комплексе нефти характеризуются широкой вариацией физико-химических свойств. Плотность нефтей изменяется от 0,820 до 0,912 г/см³ при содержании смолисто-асфальтеновых компонентов 2,4—14,8 %. Выход бензиновых фракций как легких, так и тяжелых нефтей невелик и не превышает 34 %, при этом отмеченное разнообразие физико-химических свойств нефтей региона в значительной степени коррелируется с содержанием ароматических и нафтеновых УВ и степенью их цикличности.

Так, бензиновая фракция легких нефтей характеризуется преимущественно метановым и метано-аромати-

ческим типами (доля ароматических УВ не превышает 27,4 %), степень цикличности нафтеновых K_n и ароматических УВ K_a составляет соответственно 0,7 и 1,1, тогда как для тяжелых нефтей характерны метано-ароматический и метано-нафтенно-ароматический УВ составы (доля ароматических УВ варьирует от 26,4 до 42,2 %), а K_n и K_a составляют соответственно 1,5 и 2,2.

Необходимо отметить сернистость нефтей, причем в легких нефтях содержание серы изменяется от 0,17 до 1,9 %, а в тяжелых ее концентрация возрастает до 2,95 %.

Анализ площадной зональности размещения нефтей с различными физико-химическими параметрами показывает, что тяжелые нефти развиты, с одной стороны, в относительно приподнятых участках региона с широким проявлением разгрузки пластовых УВ систем (Сардоб, Марковское, Умид, Керкидаг, Гаурдаг, Тамдырли, Атасары и др.), с другой — в зонах фазово-ретроградных процессов в жестких термобарических условиях при значительных объемах свободных газов (Шуртан, Северный Нишан, Бузахур, Кемачи и др.). Распространение легких нефтей контролируется, с одной стороны, невысоким соотношением газовой и жидкой фаз в условиях жесткого термобарического режима (Яшлар, Кокдумалак, Крук, Новый Алан и др.), а с другой — участками, где имели место процессы ретроградной конденсации жидкой фазы из газоконденсатного раствора.

Конденсатосодержание природных газов УВ скоплений келловей-оксфордского комплекса варьирует от 10 до 800 см³/м³, причем максимальный его выход пока установлен в пределах Чарджоуской ГНО и приурочен к ловушкам, связанным с одиночными органогенными постройками: Кокдумалак, Бешкент, Зафар, Сардоб и др. В Мургабской и Бадхыз-Карабильской ГО газовые скопления недонасыщены жидкими флюидами (Чаача, В. Учаджи, Шоргель и др.).

Плотности выявленных конденсатов также характеризуются широким разбросом значений 0,745—0,813 г/см³ при вариации неуглеводородных компонентов от 0,5 до 6,55 %. Выход бензиновой фракции составляет 27—83 % и по групповому УВ составу отвечает

метановому, метано-ароматическому и метано-нафтенно-ароматическому составам. Важная особенность бензиновой компоненты конденсатов — повышенное содержание ароматических УВ, достигающее 50 % (Сакар, Фараб, Самантепе и др.) и наличие сернистых соединений 0,13—1,06 %.

Тем не менее, несмотря на отмеченное разнообразие физико-химических свойств нефтей и конденсатов данного комплекса, для них характерны близкие значения генетических показателей $iC_{15}/iC_{20}=0,5—1$; $ЭВ/\Sigma K=0,06—0,18$; H/i алканы $=4 \div 12,5$; $\Sigma ЦГ/\Sigma ЦП=1,3 \div 3,9$, что позволяет выделить их в единый генотип, автохтонный вмещающим отложениям.

Обобщение накопленной информации по геохимическим исследованиям нефтей и конденсатов [4, 5, 10, 12] позволяет выделить в рамках данного генотипа пять геохимических подтипов, обусловленных спецификой вторичных изменений составов нефтей и конденсатов (гипергенез, катагенез, миграция), а также смешанный генотип в зонах межформационных перетоков.

Берриас-барремский терригенно-карбонатный комплекс Амударьинской ГНП характеризуется наиболее высокой изученностью поисково-разведочным бурением. Накопление его происходило в условиях частой смены физико-географических условий седиментации, что обусловило развитие широкого спектра литофаций от мелководно-морских до лагунных и континентальных. Продолжающаяся аридизация климата существенно ограничила распространение высшей наземной растительности и способствовала накоплению ОБ смешанного типа со значительной долей алиновой компоненты ($H/C_{ат}=0,9—1,4$; дисперсные формы ^{1,2,4,9} и детритные формы ^{П^{1,6}}). Исходная концентрация ОБ на начало диагенеза варьирует от 0,23 до 1,23 %, в основном составляя 0,4—0,6 % (диагенетические потери — 30—73 %).

Низкие концентрации ОБ, как и малые мощности нефтегазопроизводящих пород, обусловили низкую продуктивность комплекса, что позволило ряду исследователей [4, 8, 13] исключить его из числа нефтегазопроизводящих в промышленных кондициях. Наряду с этим развиваются представления о том, что выявленные здесь УВ скопле-

ния в значительной степени обязаны реализации собственного $P_{\text{нм}}$ [5, 11].

Изучение особенностей эволюции ОВ берриас-барремских отложений с катагенезом показало, что наряду с образованием газообразных УВ происходило продуцирование жидких УВ в близких массовых соотношениях. Достижение условий ГФН фиксируется с конца позднемеловой эпохи для наиболее прогнутых частей Предкопетдагской ПНГО и Мургабской ГО, где в неогеновый период произошло завершение этапа интенсивного продуцирования жидких УВ. Для остальной части исследуемой территории (за исключением Бухарской ГНО и Центральнокаракумского ГР, где максимальный прогрев берриас-барремского комплекса не превышал 70—80 °С), реализация $P_{\text{нм}}$ началась в палеогене — неогене и продолжается до настоящего времени.

Невысокие плотности генерации жидких УВ на большей части территории 4—25 тыс. т/км² в сочетании с развитием в разрезе комплекса высокотемпературных коллекторов обусловили крайне низкие значения удельной плотности миграции жидких УВ в коллектор (30—140 г/м³) и соответственно невозможность их миграции в зоны нефтегазонакопления в фазообособленном состоянии (допускается массоперенос в газовом растворе). Наиболее полная реализация $P_{\text{нм}}$ берриас-барремских отложений имела место в Предкопетдагской ПНГО, где катагенез ОВ достиг градации МК₄. При этом на примере крупного газоконденсатного месторождения Шатлык, расположенного вблизи данного очага нефтегазообразования, А. Ф. Семенцовым [11] обоснована возможность формирования в данном комплексе автохтонных УВ скоплений.

Важно отметить увеличение плотностей генерации жидких УВ до 40 тыс. т/км² в центральной и западной частях Предкопетдагского прогиба, что обусловлено нарастанием мощности и мористости разреза. Это могло способствовать формированию двухфазных или газоконденсатных скоплений с повышенной концентрацией жидких УВ в паровой фазе, как на внешнем борту прогиба, так и в поднадвиговой части его внутреннего борта. В качестве позитивного момента необходимо также отметить на-

личие зон литологического замещения и выклинивания в карбонатной секции разреза в пределах Бахардокской моноклинали вблизи внешнего борта прогиба, что существенно сократило потери УВ на дальнюю латеральную миграцию и обусловило более высокие масштабы их аккумуляции в неструктурных типах ловушек.

Результаты нефтегазописковых работ в берриас-барремском комплексе фиксируют преимущественную газонность разреза. Отдельные нефтепроявления установлены в диапазоне глубин 500—4200 м (Даулетабад, Кошабулак, Карабиль, Чирли, Теджен, Кырк, Модар и др.). Своеобразие нефтей и конденсатов данного комплекса заключается в наличии здесь резко различных геохимических типов УВ состава, большой пестроте их физико-химических параметров [4, 5, 12], что в значительной степени обусловлено их вторично-миграционным и смешанным генезисом. Лишь только для УВ скоплений, выявленных в пределах западной части Бахардокского ГР (Сабур, Денгли, Кырк, Атасары), а также Шатлыкского и Серахского ГР (Теджен, Чаача, Шоркель, Моллакер и др.), можно констатировать наличие генотипа, в значительной степени автохтонного вмещающим отложениям. Нефти данных районов имеют повышенную плотность 0,884—0,922 г/см³, высокопарафинистые 5 %, низкосернистые до 0,35 %. Доля бензиновой фракции в них не превышает 34 % и по УВ составу отвечает метано-нафтеновому типу. По генетическим показателям они довольно четко отличаются от нижне-среднеюрского и верхнеюрского генотипов: ($iC_{19}/iC_{20}=0,85—1,4$; H/i алканы $=1,2÷4,8$; $\Sigma ЦГ/\Sigma ЦП=1,42÷1,6$). Конденсаты легкие (плотность 0,73—0,788 г/см³), малосмолистые, бессернистые, низкопарафинистые. По углеводородному составу бензиновой фракции конденсаты, как и нефти, метановые и метано-нафтеновые.

Близость составов одноименных фракций нефтей и конденсатов с ОВ берриас-барремских отложений позволяет рассчитывать на обнаружение в данных районах УВ скоплений за счет реализации собственного нефтегенерационного потенциала.

Обобщая вышеизложенное, в качестве генерального направления

нефтепоисковых работ в пределах платформенной части Туркменистана, можно выделить глубокопогруженные отложения позднеюрского возраста. Вместе с тем эффективность поисково-разведочных работ здесь может быть достигнута лишь в результате разработки научно обоснованной программы «Нефть» и ее последующей реализации вследствие целенаправленного выделения части объемов глубокого бурения на поиск нефтяных месторождений и залежей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акрамходжаев А. М., Кишин А. В., Кушнир М. И. Об образовании и сохранении скоплений жидких углеводородов на больших глубинах//Узбекский геологический журнал. 1980. № 3. С. 11—16.
2. Акрамходжаев А. М. Нефть и газ — продукты преобразования органического вещества. — М.: Недра, 1982.
3. Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э. Отложения ходжаинякской свиты верхней юры — возможные среднеазиатские аналоги баженитов Западной Сибири//Геология нефти и газа. 1985. № 2. С. 19—24.
4. Барташевич О. В. Нефтегазопоскоковая битуминология. — М.: Недра, 1984.
5. Ермошкин В. И. Зональность нефтегазоаккумуляции на платформенных территориях. — М.: Недра, 1986.
6. Ильин В. Д., Фортунатова Н. К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазоносных рифовых комплексов. — М.: Недра, 1988.
7. Киреева Л. Н., Ивахненко О. С. Зональность катагенеза органического вещества мезозойских отложений платформенной части Туркменистана. Состояние и перспективы развития геологоразведочных работ в Туркменистане//Тез. докл. Ашхабад, 1991. С. 85—86.
8. Корчагина Ю. И., Четверикова О. П. Методы оценки генерации углеводородов в нефтепродуктирующих породах. — М.: Недра, 1983.
9. Крылов Н. А., Мальцева А. К. Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. — М.: Наука, 1967.
10. Кушнирова В. В. Ретроградные газожидкостные системы в недрах. — Ташкент: Фан, 1987.
11. Семенов А. Ф., Маня А. А. О механизме и времени образования Шатлыкского газоконденсатного месторождения//Изв. АН ТССР. 1979. № 5. С. 79—84.
12. Старобинец И. С. Распространение и условия формирования различных типов газоконденсатных залежей и их нефтяных оторочек//Советская геология. 1980. № 1. С. 20—28.
13. Строганов В. П. Особенности формирования газовых залежей на территории платформенной части запада Средней Азии//Геология нефти и газа. 1974. № 3. С. 57—61.
14. Пайтыков Ч. М. Перспективы поисков нефти в платформенной части Туркменистана//Топливо-энергетический комплекс Туркменской ССР. Ашхабад, 1987. С. 29—33.
15. Формации юрских палеоседиментационных бассейнов Узбекистана и их нефтегазоносность/А. Г. Бабаев, А. Н. Симоненко, Г. А. Бабаев, Р. Р. Юсупов, Н. К. Эйдельмант. — Ташкент: Фан, 1990.

Принята редколлегией 28 августа 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.06:553.81

© А. Д. Харьков, 1992

Геолого-генетическая типизация коренных месторождений алмазов

А. Д. ХАРЬКОВ (ЦНИГРИ)

В настоящее время в мире известно четыре геолого-генетических типа коренных месторождений алмазов.

1. На протяжении 120 лет успешно эксплуатируются коренные месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми трубками взрыва или диатремами. Из них, а также из россыпей, образованных за счет разрушения кимберлитов, за всю историю добычи извлечено примерно 2455 млн каратов алмазов или 491 т. Большинство исследователей считает, что алмаз кимберлитов кристаллизовался на большой глу-

бине (порядка 150—200 км) в мантии Земли в области его стабильности ($p > 45$ ГПА, $T = 850—1400$ °C) намного раньше образования кимберлитовых тел. Алмаз в кимберлитах — ксеногенный минерал. Его первоисточником являются дезинтегрированные мантийные породы — перидотиты и эклогиты, фрагменты которых вынесены кимберлитовой магмой в земную кору. Форма залегания алмазоносных кимберлитов — трубки и дайки; силлы этих пород обычно не содержат алмазов.

2. В середине 70-х годов в Австра-

лии были открыты трубки взрыва, vyplненные алмазоносной породой — лампроитом, отличающимся от кимберлитов высокими содержаниями Ti, K, P и некоторых других некогерентных элементов. Лампроитовая магма, как и кимберлитовая, служит транспортером алмазов, источником которых являются так же, как и у кимберлитов, породы верхней мантии — перидотиты и эклогиты. Кроме состава, лампроиты практически ничем не отличаются от кимберлитов. Нет также существенных различий и между алмазами этих двух типов магматитов [2].

3. В 60-х годах в нашей стране был открыт новый генетический тип коренных месторождений алмазов, связанный с так называемыми импактитами — породами, сформировавшимися в результате удара космических тел о поверхность Земли. Образование алмазов в них связано с твердофазным переходом графита в алмаз при шоковых давлениях, возникающих в процессе удара. Графит присутствовал в породах, подвергшихся удару. Импактные алмазы характеризуются специфической морфологией, часто унаследованной от формы зерен замещенного графита, и содержат иногда гексагональную модификацию алмаза — лондсдейт. Алмазы принадлежат к техническим сортам [1].

4. В середине 60-х годов был открыт еще один новый генетический тип коренных месторождений алмазов, приуроченный к кристаллическим породам метаморфического комплекса, локализованного в Кокчетавском массиве Казахстана (О. М. Розен и др., 1972). Это пока единственное коренное месторождение подобных алмазов в мире. Алмазы метаморфогенного комплекса необычны: размеры их зерен редко превышают десятые доли миллиметра. Они образуют кристаллы кубического габитуса, а также скелетные формы кристаллов и их сростки. Близкие по форме алмазы обнаружены в тонкозернистых титансодержащих песках южного обрамления Украинского кристаллического массива в районе побережья Азовского моря и Приднепровья (Ю. А. Полканов, 1967), а также в Западной Австралии в районе Кинг Джордж Ривер [10]. По всей вероятности, коренным источником алмазов из титансодержащих песков Украины и аллювиальных отложений Западной Австралии служат метаморфиты крис-

таллического комплекса. По мнению Н. В. Соболева и В. С. Шацкого [9], алмазы метаморфического комплекса образовались в коровых условиях при рТ-параметрах, стабильных для этого минерала.

Сведения о перечисленных типах коренных месторождений алмазов приведены в таблице.

В специальных публикациях неоднократно появляются сообщения о находках алмазов в различных типах изверженных пород: базальтах, пикритах, ультрабазитах и др. В частности, информация об этих находках приведена в работе Ф. В. Каминского [3]. Достоверность некоторых находок алмазов вызывает сомнение. В ряде случаев обнаружение алмазов бывает связано либо с засорением обрабатываемых проб алмазами других пород (например, кимберлитов или метаморфических образований), обогатившихся на тех же фабриках, либо с попаданием алмазов в пробы из буровых коронок. Тем не менее следует подчеркнуть, что нельзя полностью исключить возможность аксессуарной алмазоносности тех пород, магматические расплавы которых имеют мантийное происхождение.

Характерная особенность промышленных коренных месторождений алмазов, связанных с кимберлитами (предлагаем их называть мантийными), — приуроченность главным образом к трубкам взрыва. В некоторых довольно редких случаях экономически рентабельные концентрации алмазов отмечаются в дайках, тесно связанных с трубками кимберлитов.

Два других типа коренных месторождений алмаза локализируются в коровых породах, в связи с чем предлагаем их называть коровыми. Алмазы в них, как правило, мелкие (преобладают сотые или десятые доли миллиметра). Они могут быть использованы только для технических целей. Месторождения импактных алмазов в виде изометрических тел — астроблем — протягиваются на многие десятки или даже сотни метров на глубину. Тела, содержащие метаморфогенные алмазы, имеют линзовидную, неправильно вытянутую форму. Они прослежены на сотни метров по латерали и на глубину.

Зональность алмазоносных провинций. Практически все коренные месторождения алмазов мантийного происхождения сосредоточены в древних кратонах, время консолидации которых за-

Геолого-генетические типы коренных месторождений алмазов

Генетический тип алмаза	Тип первоисточника	Форма залегания	Порода	Характеристика алмазов	Индикаторные минералы
Мантийный	Кимберлитовый	Диатремы, редко дайки	Осадочно-вулканогенные, туфы, ксено-туфобрекчии, эруптивные брекчии, массивные порфировые кимберлиты	Октаэдры, додекаэдры, двойники, сростки, редко кубы	Пироп, пикроильменит, хромшпинелид, хромдиопсид, циркон, апатит, титанклиногумит
	Лампроитовый	Диатремы, редко дайки	То же, лампроиты	Октаэдры, додекаэдры, двойники, сростки, редко кубы	Хромшпинелид, пироп, пикроильменит, хромдиопсид
Коровый	Ударно-метаморфогенный	Метеоритные кратеры (астроблемы)	Импактиты	Пластинчатые, гексагональные таблички, агрегаты	Графит
	Динамо-метаморфогенный	Зоны линейные, неправильной формы линзовидные тела сложных очертаний	Гнейсы, эклогитоподобные, метасоматиты	Кубы, кубооктаэдры, скелетные формы, сростки	Пироп-альмандин, высокобарический клинопироксен

вершилось в архее, что отражено в известном правиле Т. Н. Клиффорда (1966). Согласно данному правилу, кимберлиты могут быть также распространены в пределах протерозойских подвижных поясов, но их алмазонасность в этом случае должна быть весьма ограниченной или полностью отсутствовать. На такую особенность алмазонасности провинций указывали многие исследователи после Т. Н. Клиффорда. Действительно, в краевых зонах кратонов до последних полутора десятка лет не были известны коренные месторождения алмазов промышленного значения, хотя россыпи этого минерала с установленными коренными источниками здесь имели место (например, в северных районах Якутской алмазонасной провинции).

Однако за последние годы были открыты коренные месторождения алмазов в периферийных частях кратонов. Примером алмазонасных образований, приуроченных к подвижной верхнепротерозойской зоне, может быть лампроитовая трубка Аргайл в Западной Австралии. В периферийной зоне провинций располагаются алмазонасные трубки кимберлитов Восточно-Европейской платформы, алмазонасная кимберлитовая трубка Дьянга на севере

Якутской провинции и некоторые другие. Эти месторождения алмазов отличаются рядом особенностей, на основании которых их можно выделить в самостоятельные периферийные алмазонасные зоны, обрамляющие центральные районы практически всех провинций мира.

Основными характеристиками алмазонасности центральных и периферийных зон провинций являются следующие.

Для центральных зон (районов).

1. Алмазонасные диатремы выполнены в основном классическими кимберлитами, характеризующимися всеми главными типоморфными признаками этих пород.

2. Алмазы представлены в основном плоскогранными и скульптурированными октаэдрами, ромбододекаэдрами и промежуточными морфологическими типами; среди включений в алмазах резко преобладает ультраосновной парагенезис минералов; доминируют алмазы с обычным мантийным ($\delta C^{13} - 5... - 8 \%$) изотопным составом углерода; размер алмазов варьирует от мелких (десятые и сотые доли карата) до крупных (десятки и сотни каратов); алмазы дифференцированы по физическим свойствам и морфологическим особенностям.

3. В повышенных количествах присутствуют все основные индикаторные минералы: пироп, пикроильменит, хромдиопсид, хромшпинелид и некоторые другие. Размер зерен минералов колеблется от мельчайших до гигантских выделений, достигающих первые десятки сантиметров в поперечнике. Значительны вариации состава практически каждого минерала-индикатора.

4. Отмечается повышенное количество и широкий спектр составов ксенолитов глубинных пород (от высокоультраосновных до основных и титанисто-щелочных).

Для периферийных зон.

1. Характерно отклонение вещественного состава алмазоносных пород от типичных кимберлитов. Например, в Австралии они представлены лампроитами — ультракальными высокотитанистыми породами, содержащими К-рихтерит, клинопироксен, лейцит и ряд других минералов щелочного состава. В северной части Восточно-Европейской платформы в районе Зимнего берега породы, имеющие промышленные концентрации алмазов, наоборот, принадлежат к высокоультраосновным образованиям с низким содержанием Al, Fe, K, Ti, F и некоторых других базальтоидных компонентов. Они могут пространственно тесно ассоциировать с другими платформенными магматитами (пикритами, мелилититами, карбонатитами и пр.).

2. Алмазы месторождений периферийных зон отличаются от таковых центральных районов следующими признаками: наличием двух генераций кристаллов: более крупные $>1,5$ мм имеют форму додекаэдров, мелкие $<0,5$ мм — плоскогранных октаэдров; в алмазах повышается роль твердых включений эклогитового парагенезиса; повышено количество алмазов с облегченным изотопным составом углерода; многие кристаллы алмаза подверглись химической коррозии, выразившейся в появлении на их поверхности многочисленных каверн и каналов травления; размер кристаллов небольшой; алмазы слабо дифференцированы по свойствам (камни разных трубок отличаются мало).

3. Индикаторные минералы присутствуют, как правило, в небольшом количестве. Среди них наиболее распространены хромшпинелид и пироп; пикроильменит нередко представлен единичными зернами. Вариации состава

минералов менее значительны, чем в породах центральных районов.

4. Понижено содержание ксенолитов глубинных пород, состав их более однородный, чем в кимберлитах центральных районов.

Согласно нашей концепции, алмазность мантийных вулканитов определяется глубиной заложения магматических очагов: продуктивными могут быть лишь те породы, очаговая часть которых достигала области стабильной кристаллизации алмаза. Быстрый вынос на поверхность глубинного материала препятствовал окислению и полному уничтожению алмаза при перемещении его в область метастабильного существования. В противном случае даже относительно глубинные магматиты могут оказаться слабоалмазоносными или вовсе не содержать алмаза.

Вещественно-индикационные модели кимберлитовых пород. Кимберлитовые породы представляют собой сложную гетерогенную систему, состоящую из различных пропорций мантийного и корового материала. Глубинный (мантийный) материал кимберлитов составляют: реликты недоплавившегося в области заложения кимберлитового очага субстрата (ксенолиты и ксенокристаллы); обломки пород и отдельных минералов, залегающих выше очаговых зон кимберлитов (они прорваны и захвачены кимберлитовой магмой при ее перемещении вверх); расплавленная часть мантийных пород.

Коровая составляющая кимберлитов включает: ксеногенный материал вмещающих пород; материал, привнесенный в кимберлиты постмагматическими растворами из вмещающей среды.

Кроме того, определенная часть компонентов кимберлитов выносятся за их пределы при вторичных изменениях этих пород (в процессе серпентинизации, карбонатизации и других изменений).

Соотношение переплавленного и раскристаллизованного на уровне земной коры материала, с одной стороны, и обломков глубинных пород и минералов, с другой, в разных кимберлитовых телах неодинаково. Отмечаются постепенные переходы от кимберлитовых пород с незначительным содержанием дезинтегрированного мантийного материала (первый тип кимберлитовых брекчий, по Е. В. Францессон [11] до кимберлитовых брекчий, представленных обломками мантийных пород и ми-

нералов и небольшим количеством продуктов раскристаллизации расплава. Наиболее типичные представители первых — кимберлитовые породы жил, даек и некоторых трубок. Они сложены главным образом идиоморфными фенокристаллами оливина первой генерации без признаков их существенного дробления, заключенными в апостекловатую или раскристаллизованную основную массу. Главными составными компонентами основной массы являются псевдоморфозы кальцита или сапонита по мелилиту (?), монтичеллит флогопит и агрегаты серпентина, сапонита, кальцита.

Кимберлитовые породы с высоким содержанием дезинтегрированного мантийного материала широко распространены в северной части Якутской алмазоносной провинции. Ими выполнены некоторые трубки Нижнеоленинского района (Обнаженная, Русловая, Дьянга). Кимберлиты представлены литокристаллокластическими брекчиями, среди ксеногенного мантийного материала которых отмечается повышенное количество гранатовых и шпинелевых перидотитов, пироксенитов и эклогитов, а также индивидуальных зерен минералов указанных пород. Наиболее часто встречаются обломки зерен оливина, в некоторых трубках устанавливается повышенное количество граната-пироба, флогопита и некоторых других минералов. Обломочный материал этих пород сцементирован изотропным бесструктурным серпентином с примесью карбоната, в котором «плавают» редкие обломки зерен измененного оливина, реже пироксенов. Среди пиробов преобладают зерна неправильной формы, лишенные келифитовой оболочки или с обрывками последней. Несомненно, что в данном случае в земную кору внедрялась флюидизированная кашеподобная масса, в которой незначительное количество расплава (флюида) играло роль смазки.

В зависимости от состава пород верхней мантии, продуцирующих кимберлитовую магму, выделено пять петрохимических моделей алмазоносных вулканитов.

За счет плавления деплетированных ультраосновных пород образуются кимберлиты существенно магнезиального состава с низким содержанием базальтических компонентов. Кимберлиты такого петрохимического типа выполняют

некоторые трубки Якутии (Айхал, Интернациональная и др.) и подавляющее большинство кимберлитовых тел Восточно-Европейской платформы.

Источником расплава кимберлитовых пород большинства трубок Якутии и Африканской провинции служили глубоко дифференцированные слои верхней мантии.

Отличительная особенность алмазоносной породы трубки Маджгаван (Центральная Индия) — высокотитанистый состав, повышенное содержание фосфора и умеренное кальция [4]. Наиболее реальный путь формирования пород подобного состава — практически полное плавление сильно метасоматизированного материала верхней мантии, содержащего повышенное количество Ti и P.

Магматический расплав лампроитов Австралии образовался за счет метасоматизированного мантийного субстрата, обогащенного Ti, K, Ba, Rb, Sr, U, TR. Однако наиболее глубокие компоненты лампроитов, как и высокотитанистой породы индийской трубки Маджгаван, принадлежащие к алмаз-хромпировой фации (продуктивная часть системы), представлены фрагментами деплетированных пород. Они лишены характерной геохимической нагрузки лампроитов, которая присуща менее глубинным ассоциациям минералов этих пород: клинопироксену, Ti-флогопиту, K-рихтериту и другим минералам основной массы.

К последней модели можно отнести обнаруженные в Западной Австралии трубки взрыва, силлы и дайки алмазоносных пород — пикритовых мончикитов, сложенных фенокристаллами оливина (Fo 87—92 %) и основной массой в виде кристаллов Ti-Al-диопсид-салита, шпинелида и апатита. В интерстициях данных минералов присутствует Al-серпентин. Средний состав этих пород следующий, %: SiO₂ — 40,53, TiO₂ — 0,98, Al₂O₃ — 5,82, Fe₂O₃ — 4,59, FeO — 5,55, MnO — 0,17, MgO — 24,47, CaO — 7,28, Na₂O — 1,02, K₂O — 0,75, P₂O₅ — 0,25, H₂O⁺ — 4,28, H₂O⁻ — 1,11, CO₂ — 2,82, П.П.П. — 0,73 [2]. Исходными породами магматического расплава пикритовых мончикитов могут быть магнезиальные пироксениты верхней мантии, редкие разновидности которых содержат алмазы [5].

Несмотря на различный химический

состав, все указанные алмазоносные магматиты содержат комплекс глубинных минералов (гранат-пироп, хромшпинелид, пикроильменит, хромдиопсид), образующий с алмазом равновесную ассоциацию.

Учитывая зависимость состава мантийных магматитов, в т. ч. алмазоносных, от состава пород мантии, подвергшихся плавлению, а также сильную дифференцированность породы верхней мантии, можно утверждать, что алмазоносными могут быть и вулканические образования, состав которых будет отличаться от перечисленных выше. Это необходимо учитывать при поисках коренных источников мантийных алмазов, особенно в новых районах.

Результатами изучения кимберлитов, залегающих в различных осадочных и изверженных породах, доказано, что на их вещественный состав сильное влияние оказывает вмещающая среда. Особенно наглядно это видно на примере кимберлитов и других вулканитов, образующих трубчатые тела, формирование которых происходило при бурных вулканических процессах, сопровождавшихся дроблением и захватом большого количества фрагментов вмещающих пород. В зависимости от состава и механических свойств вмещающих пород, а также объемов и степени минерализации находящихся во вмещающей среде захороненных подземных вод изменяется химический состав кимберлитов, определяются особенности их вторичной минерализации и физических свойств.

По характеру проявления экзогенных факторов выделяются три типа моделей алмазоносных вулканитов трубчатой фации.

Первый тип — вмещающие породы сложены карбонатно-терригенными осадочными комплексами. Кимберлитовые породы в них подвержены сильной карбонатизации ксеногенной и инфильтрационной природы. Один из основных породообразующих минералов таких образований — серпентин. Данный тип кимберлитов широко распространен на Сибирской платформе. В зависимости от степени минерализации захороненных вод породы этого типа можно разделить на два подтипа: первый развит в условиях, когда во вмещающих породах захоронены высокоминерализованные воды типа расолов; второй — когда воды слабо ми-

нерализованы. Первый подтип кимберлитов распространен в центральной части Сибирской платформы (Малоботубинский, Далдыно-Алакитский, Верхнемунский районы). Второй — охватывает все кимберлитовые районы и поля северной части платформы. Для первого подтипа характерна обильная и разнообразная гидротермальная минерализация: брусит, амакинит, пироаурит, барит, целестин, стронцианит, кальцит, серпентин, пирит, гипс, галит, сепиолит, таумасит, хантит, екатеринит, ферросайбелинит, шортит, земкорит и др. Источником большинства составных компонентов перечисленных минералов служат вмещающие породы.

Второй тип — вмещающие породы сложены слабо литифицированными глинисто-кварцевыми алевролитами и песчаниками. Захороненные воды в них минерализованы незначительно (почти пресные). В составе кимберлитов присутствует много дезинтегрированного ксеногенного материала, представленного кварцем и глинистой составляющей. Кимберлиты сильно изменены, главный породообразующий вторичный минерал — сапонит, встречаются также тальк, серпентин, кальцит. Сапонит в этих породах образуется вместо серпентина вследствие кислой специализации постмагматических растворов, вызванной растворением SiO_2 из терригенной примеси. Слабая минерализация захороненных вод не способствовала формированию гидротермальных минералов и многообразию их минеральных фаз. В прожилках развиты сепиолит, кварц, сапонит и некоторые другие. Кимберлиты второго типа локализованы на севере Восточно-Европейской платформы.

Третий тип — вмещающими породами служат хорошо литифицированные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы или изверженные и метаморфические образования: гранитоиды, нориты, долериты, фельзиты, габбро, кристаллические сланцы и гнейсы. Обводненность вмещающих толщ, как правило, понижена. Кимберлиты относительно слабо изменены, присутствует повышенное количество «свежего» оливина как первой, так и второй генераций, сохранилась слабо измененная хорошо раскристаллизованная основная масса. Третий тип кимберлитов реализован на большей части Африканского континента. Здесь кимберлиты

менее всего загрязнены обломками вмещающих пород, они наиболее близки к исходному составу, хотя и среди африканских кимберлитов нередко наблюдаются породы с повышенным содержанием SiO_2 за счет ассимиляции вмещающих кислых образований. Преобладающими вторичными фазами в кимберлитах данного типа являются серпентин, тальк, сапонит; содержание карбоната в несколько раз ниже, чем в якутских кимберлитах. Специфична гидротермальная минерализация: довольно часто встречаются цеолиты, отмечается авфиллит и некоторые другие минералы, характерные только для кимберлитов этого региона.

В заключение следует подчеркнуть, что в настоящей работе на новой фактурной основе рассмотрены региональные закономерности размещения мантийной алмазности и показана роль эндогенных (мантийных) и экзогенных (коровых) факторов в формировании вещественных особенностей алмазных вулканитов. В периферийных зонах алмазных провинций, наконец-то, открыты коренные источники округлых алмазов «уральского» или «бразильского» типа (лампроиты Австралии и кимберлиты Восточно-Европейской платформы). По мнению В. К. Соболева [8], а также и автора, вопрос происхождения этого особого морфологического типа кристаллов алмаза, обсуждавшийся на протяжении многих десятилетий со времени выделения их на Урале А. А. Кухаренко (1945), решен.

Важный вывод сделан в отношении перспектив алмазности более широкого спектра составов мантийных вулканитов, помимо кимберлитов и лампроитов, на том основании, что мантийные породы, продуцирующие глубинные магмы, включают широкий набор различных петрохимических групп. В зависимости от доли расплавленной части породы того или иного состава могут образовываться смеси, варьирующие по содержанию всех основных компонентов.

Существенно также установление формы залегания коренных месторождений алмазов, особенно прогнозируемых в новых районах. Как известно, все промышленные скопления алмазов мантийного генезиса приурочены к трубкам взрыва, редко дайковым телам, тесно ассоциирующим с трубками. Вряд ли можно ожидать еще какие-то другие

морфологические типы тел с промышленной алмазностью. Этот вывод базируется на том, что при быстром перемещении мантийного расплава — непременно в условиях обеспечения сохранности алмаза в метастабильной для него обстановке — при встрече в земной коре на глубине от нескольких сотен метров до 2 км (наибольшие глубины перехода подводящей дайки в трубчатый канал диаметром) с захороненными подземными водами могут реализоваться только взрывные трубчатые структуры, выполненные брекчиевидной породой.

В случае относительно медленного подъема и длительной раскристаллизации поднявшегося в верхние горизонты литосферы магматического расплава при наличии в нем алмазов последние будут либо превращаться в графит, как это имеет место в массиве Бени Бушера в Марокко [7], либо окисляться, частично или полностью уничтожаясь, как, например, в некоторых кимберлитовых породах с раскристаллизованной основной массой, слагающих отдельные блоки в трубках или целиком выполняющих даечные тела [6, 12].

С учетом ряда специфических особенностей алмазных магматитов периферийных зон: слабой намагниченности пород, низкого содержания и небольших размеров индикаторных минералов, пониженной доли пикроильменита и преобладания хромшпинелида над другими индикаторными минералами — следует соответственно трансформировать методические подходы к поискам этих образований. Необходимость изменений методики поисков коренных месторождений алмазов периферийных зон обусловлена тем, что здесь геологоразведочные работы ориентированы прежде всего на поиски традиционных алмазных кимберлитов, рабочей моделью которых служат коренные месторождения центральных районов (высокомагнитные тела с повышенным содержанием всего комплекса индикаторных минералов и относительно крупными размерами их зерен). Основные рекомендации по изменению методических приемов поисков коренных источников в периферийных зонах сводятся к следующему.

1. Необходимо опробовать на содержание алмазов вулканиты трубчатой фации, включающие комплекс глубинных минералов (хромшпинелид, пироп,

иногда пикроильменит), представленные не только кимберлитами, но и породами другого состава.

2. Наряду с высококонтрастными магнитными аномалиями заверять также аномалии с пониженными значениями магнитной восприимчивости.

3. Шлихо-минералогические поиски ориентировать на открытие коренных источников с низким содержанием индикаторных минералов, характеризующихся малым размером зерен, что предусматривает детальное изучение, кроме крупных фракций шлихов, также мелкой $<0,5$ мм, исследование с помощью рентгеновского микроанализатора состава зерен хромшпиннелида. Для типизации ореолов хромшпиннелида и разбраковки их на кимберлитовые и связанные с другими магматитами нужно использовать типохимические признаки этого минерала кимберлитовых и лампроитовых пород, установленные автором и Н. В. Соболевым. Они заключаются: в широком спектре состава, особенно по содержанию Cr_2O_3 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 ; проявлении двух трендов состава — один выражен в переменном содержании Cr_2O_3 и Al_2O_3 , второй — в повышенном Fe_2O_3 и TiO_2 ; последние оксиды указывают на высокий окислительный потенциал образования хромшпиннелида.

Прогнозно-поисковое значение имеет также установление тесной зависимости вторичной минерализации кимберлитов и состава последних от состава и литолого-механических свойств вмещающей среды. От степени переработки вулканитов вторичными процессами и направленности эти процессов зависят магнитные, плотностные свойства и электропроводимость искомых объектов, т. е. те свойства, на которых базируются основные геофизические методы поисков. Планируя поисковые работы в новых районах, геологи обычно знают разрезы пород, вмещающие прогнозируемые кимберлиты. Они могут предсказать физические параметры кимберлитов или других магматитов и в соответствии с этим подобрать наиболее оптимальные варианты геофи-

зических методов их поисков. Сильно измененные кимберлиты могут оказаться трудно диагностируемыми традиционными методами, что также необходимо учитывать при их поисках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология астроблем*/В. Л. Масайтис, А. Н. Данилин, М. С. Мацак и др. — Л.: Недра, 1980.
2. *Джейкс А., Луис Д. Ж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
3. *Каминский Ф. В.* Алмазность некимберлитовых изверженных пород — М.: Недра, 1984.
4. *Особенности вещественного состава алмазносной трубки Маджгаван (Центральная Индия)/А. Д. Харьков, П. Ю. Жердев, И. Л. Махоткин и др.*//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 123—132.
5. *Пономаренко А. И., Специс З. В., Соболев Н. В.* Новый тип алмазносных пород — гранатовые пироксениты//Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 2. С. 438—441.
6. *Признаки каталитического окисления при высокотемпературном воздействии кимберлитового расплава на алмазы/А. Д. Харьков, В. П. Афанасьев, В. Н. Квасница и др.*//Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 4. С. 949—952.
7. *Сладкович В. В.* Параморфизм графита по алмазу//Зал. Всесоюз. минер. об-ва. 1982. Ч. 61. Вып. 1. С. 13—33.
8. *Соболев В. К.* Опыт разработки некоторых аспектов проблемы коренных источников округлых алмазов (на примере территории Архангельской области)//Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск. 1990. С. 123—126.
9. *Соболев Н. В., Шацкий В. С.* Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород//Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 77—80.
10. *Сравнительная характеристика морфологии, включений и изотопного состава углерода алмазов аллювиальных отложений Кинг Джордж Ривер и лампроитового месторождения Аргайл (Западная Австралия)/Н. В. Соболев, Э. М. Галимов, К. Б. Смит и др.*//Геология и геофизика. 1989. № 12. С. 3—18.
11. *Францесон Е. В.* Типизация кимберлитовых брекии и этапы формирования кимберлитовых полей//Геология, минералогия и методы прогнозирования алмазносных месторождений. М., 1984. Вып. 188. С. 3—9 (Тр. ЦНИГРИ).
12. *Харьков А. Д., Афанасьев В. П.* Термальное воздействие кимберлитового расплава на алмазы//XI Съезд Международной минералогической ассоциации. Новосибирск. 1978. Т. II. С. 16—17.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Градиентно-векторные характеристики зональности Основной рудной залежи Западного участка месторождения Айнак в Афганистане

АБДУЛ КАХЕР АХМАДИ (Кабульский политехнический институт)

Уникальное по масштабам месторождение медистых песчаников Айнак в Афганистане приурочено к вендским отложениям Кабульского блока. При общих запасах меди, превышающих 11,2 млн т, около 6,7 млн т приходится на главную залежь Центрального участка и более 4,5 млн т на Основную залежь Западного участка.

Основные черты геологического строения месторождения Айнак рассмотрены в отдельных русскоязычных публикациях, дающих представления об этом уникальном объекте (С. Б. Яшинин, 1981). Вместе с тем многие материалы пока не опубликованы, а ряд принципиальных вопросов еще не решен. В числе этих вопросов — зональность рудных тел и ее природа. Для исследования зональности автором использовались методы градиентно-векторного анализа (А. И. Кривцов, 1991).

Западный участок месторождения Айнак отвечает западному замыканию Айнакской антиклинали, в строении которой участвуют амфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы рифея свиты вилайити, вендские карбонатно-терригенные отложения свиты лойхвар, ортоамфиболиты и амфиболовые сланцы свиты гульхамид. На Западном участке эти образования слагают северо-западное крыло и западное замыкание Айнакской антиклинали с крутыми углами падения 60—80° на северо-восток.

Свита лойхвар, выделяющаяся в качестве продуктивной (меденосной), на Западном участке состоит из семи литологически различных пачек. Основная рудная залежь, представляющая собой согласное с напластованием крутопадающее рудное тело, приурочена к главному рудоносному уровню, который соответствует пачкам 3¹⁻⁴, 3⁵⁻⁷, 4 и 5. Главный объем рудной минерализации приходится на рудоносные кварц-полевошпатсодержащие доломитовые мрамора и доломит-кварц-полевошпатовые породы пачек 3⁵⁻⁷ и 5.

Залежь, протягивающаяся от поверхности до выклинивания на 1400 м при ширине 1100 м и максимальной мощности более 300 м, осложнена частыми

раздувами и пережимами, связанными с колебаниями мощностей отдельных рудоносных пачек и интенсивностью развития в них оруденения. Длинная ось залежи вытянута по ее падению.

Залежь образована борнитовыми и халькопиритовыми рудами. Первые из них развиты в породах пачки 5 и 3⁵⁻⁷ и обрамляются переходными по составу и собственно халькопиритовыми рудами. По предварительным данным для Основной залежи характерно зональное распределение рудной минерализации как по мощности рудовещающей залежи, так и по ее простираению.

От центра залежи вверх и вниз по разрезу существенно халькопиритовые руды закономерно сменяются халькопирит-борнитовыми и затем борнитовыми (через борнит-халькопиритовые). Далее борнитовые руды в обратной последовательности переходят в халькопиритовые. В связи с наличием переходных зон граница между двумя основными типами руд нечеткая. За пределами рудной залежи в ее висячем и лежащем боках проявлена пирит-пирротиновая минерализация с содержаниями сульфидов от 1 до 5 %. С пирит-пирротиновым оруденением ассоциируют небольшие количества халькопирита и кобальтина.

Самые богатые борнитовые руды тяготеют преимущественно к породам, отличающимся повышенной карбонатностью и содержащим грубообломочный материал. Более бедные халькопиритовые руды развиты главным образом в тонкообломочных породах с пониженной карбонатностью.

Наиболее высокие концентрации меди характерны для пачек 3⁵⁻⁷ и 5, а минимальные — приурочены к пачке 4, которая находится между двумя богатыми рудоносными уровнями (пачки 3⁵⁻⁷ и 5).

Первичная горизонтальная зональность выражается в смене существенно борнитовых руд на северо-восточном и юго-западном флангах халькопирит-борнитовыми и далее — халькопиритовыми (через борнит-халькопиритовые).

Это связано с закономерным уменьшением доли грубообломочного материала рудовмещающих пачек.

Для получения количественных характеристик изменения мощностей и распределения концентраций меди применялись методы градиентно-векторного анализа.

На основе планов изопакит и изоконцентраций меди на пресс-проекциях рудного тела по квадратной сети были построены векторы убывания мощностей и снижения содержаний меди. Полученные результаты сводились в розы-диаграммы, ориентированные по осям рудного тела — по длинной LL_1 ($0-180^\circ$) и короткой NN_1 ($270-90^\circ$). Кроме того, использовалась проекция (прессовки) векторов на короткие оси залежи с выносом их средних длин и ориентировок на сводную схему.

Для анализа распределения содержаний меди в поперечных сечениях градиентно-векторные построения были выполнены в двух разрезах рудного тела раздельно по рудоносным пачкам. Результаты этих построений обобщены в виде роз-диаграмм, вертикальные оси которых ($0-180^\circ$) ориентированы по мощности, а горизонтальные ($270-90^\circ$) — по длинной оси рудного тела (по падению).

Таким образом, устанавливаются изменения указанных характеристик Основной залежи по трем ее осям.

Распределение и ориентировка векторов убывания мощности Основного рудного тела на его пресс-проекции позволяют выделить три главные части, разграниченные своеобразными «водоразделами», близкими по ориентировке длинной оси рудного тела (рис. 1, А). Эти разграничивающие линии отвечают выдержанным экстремумам мощностей и безградиентным участкам, от которых в обе стороны происходит убывание мощностей с различной интенсивностью. Значения градиентов колеблются в широком диапазоне — от 5 до 50 м (среднее 24 м на 150 м). При этом наибольшие значения градиентов характерны для восточного фланга рудного тела.

Сводная картина распределения векторов на розе-диаграмме (см. рис. 1, Б) отражает их подчиненность короткой оси рудного тела — преимущественную ориентировку векторов по нормали к длинной оси рудного тела и продольным разграничительным линиям. Гра-

диенты убывания мощностей по короткой оси рудного тела составляют около 20 м на 50 м, а по длинной оси от 12 до 25 м на 50 м при минимальной доле векторов. В распределении мощностей устанавливается двусторонняя симметричная зональность относительно длинной оси рудного тела (см. рис. 1, В).

Исходя из осадочной природы рудоносных пачек и общего характера распределения мощностей, можно считать, что эти пачки выполняют депрессионную структуру с двумя продольными желобами в основании. Значительные уклоны бортов депрессии и локальных впадин отражаются в высоких градиентах мощностей.

Изучение ориентировки векторов убывания концентраций меди в Основном рудном теле позволяет, как и при анализе мощностей, выделить пресс-проекции три главные части (рис. 2, А). Эти части разграничиваются двумя продольными линиями, которые фиксируют максимумы содержаний меди и близки к положению экстремумов мощностей.

На периферии рудного тела векторы ориентированы почти по нормали к его ограничениям, а во внутренних частях нередко имеют встречную направленность. Значения градиентов содержания меди колеблются в широком диапазоне — 0,2—1,6 % на 50 м (среднее 1,1 % на 50 м). Наибольшие градиенты тяготеют к флангам рудного тела, а также к локальным участкам с изменчивой ориентировкой векторов.

Распределение векторов на розе-диаграмме (см. рис. 2, Б) иллюстрирует господство поперечного к длинной оси рудного тела направления при локальных максимумах диагональной ориентировки. Градиенты убывания концентраций меди по короткой оси колеблются от 0,8 до 1,2 % на 50 м. Максимальные значения тяготеют к продольной оси и диагональным направлениям, на долю которых приходится минимальное число векторов. Распределение содержаний меди отражает двустороннюю симметричную зональность, подчиненную длинной оси рудного тела (см. рис. 2, В).

Сравнение распределения мощностей рудного тела и содержаний меди показывает, что убывание обоих параметров в целом подчинено поперечной (короткой) оси рудного тела. По их распе-

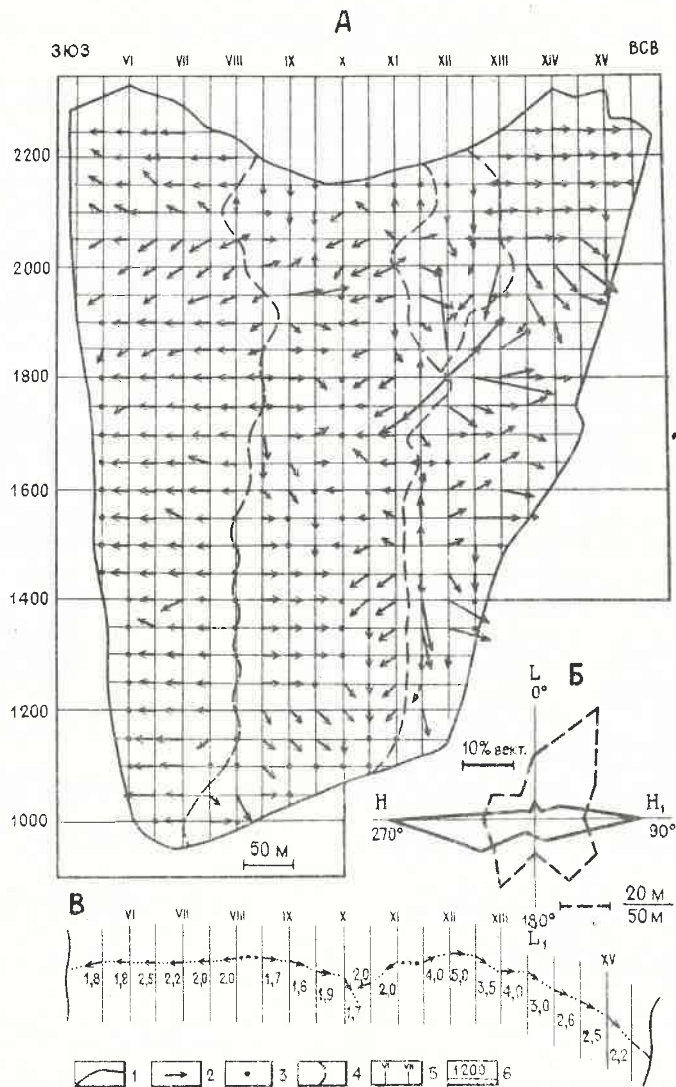


Рис. 1. Градиентно-векторные характеристики распределения мощностей в Основной рудной залежи:

А — распределение мощностей на пресс-проекции рудного тела. 1 — границы рудного тела, 2 — векторы убывания мощностей, 3 — безградиентные участки, 4 — границы участков с различной ориентировкой векторов, 5 — линии разведочных

профилей, 6 — горизонты; Б — роза-диаграмма векторов (сплошные линии) и градиентов (пунктир) убывания мощностей относительно длинной LL_1 и короткой HH_1 осей рудного тела; В — сводная диаграмма ориентировки векторов убывания мощностей (проекция на короткую ось рудного тела); цифры у стрелок — градиенты мощностей в м на 50 м

делению устанавливается наличие близких по ориентировке, но пространственно не совпадающих разграничительных продольных линий. Это отражает пространственную разобщенность максимальных значений рассматриваемых величин при общности направлений их изменений. Выявляются определенные различия в пространственной приуроченности максимальных градиентов мощностей и содержаний при подчиненности умеренных значений поперечной (короткой) оси рудного

тела.

В результате проведенного анализа выясняются общий характер распределения мощностей и содержаний, а также общность направлений убывания мощностей рудного тела и содержаний меди в нем, что требует соответствующей генетической интерпретации. Зависимости между изменениями рассматриваемых характеристик иллюстрируют данные табл. 1.

Как уже отмечалось, Основное рудное тело охватывает четыре литологи-

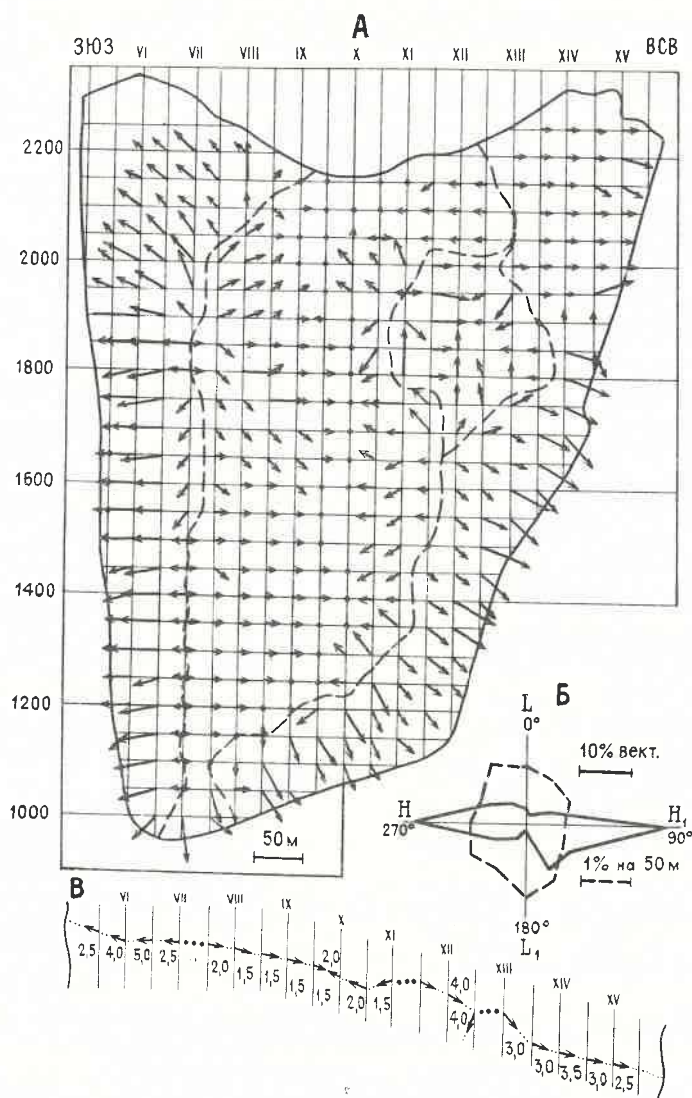


Рис. 2. Градиентно-векторные характеристики распределения содержаний меди в Основной руд-

ной залежи:

усл. обозн. см. рис. 1.

чески различных пачки, несущих рудную минерализацию. Вследствие этого распределение содержаний меди на пресс-проекции отражает обобщенную картину, нивелирующую возможные различия между пачками. Для выявления таких различий в двух поперечных разрезах (XII и VII), удаленных друг от друга на 500 м, построены векторы убывания концентраций этого металла в каждой из пачек (табл. 2, рис. 3).

В рудоносной пачке 5 по разрезу XII векторы содержаний меди имеют весьма изменчивую ориентировку при господстве двух направлений — по мощности (к висячему и лежащему боку) и по длинной оси рудного тела.

Менее выражены диагональные направления с ориентировкой векторов к основанию пачки. При среднем значении градиентов содержаний меди, равном 5 % на 100 м, по мощности они варьируют в пределах 4,5—7,5 % на 50 м, а по длинной оси рудного тела — от 3,5 до 4,5 % на 50 м. Большую часть пачки занимают безградиентные участки — равных либо близких содержаний меди (как максимальных, так и минимальных). Для пачки характерна как восходящая, так и нисходящая зональность с элементами центробежности.

Пачка 4 в этом же разрезе отличается значительной долей безградиентных участков, векторы убывания содержаний меди в ней ориентированы

1. Распределение ориентировки векторов и градиентов содержаний меди

Пачки (сверху вниз)	Разведочные профили	Сектора роз-диаграмм, вертикальные оси которых ориентированы по мощности											Средние значения градиентов по пачке (в скобках без учета нулевых значений)	
		0	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300		330
5	VIII	$\frac{22}{5}$	$\frac{3}{5}$	—	—	$\frac{3}{6,5}$	$\frac{9}{6,5}$	$\frac{19}{4}$	$\frac{19}{5}$	$\frac{10}{5}$	$\frac{3}{1,5}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{9}{6}$	3,87 (4,65)
5	XII	$\frac{16}{5}$	$\frac{7}{4,5}$	$\frac{2,5}{6,5}$	$\frac{13}{3,5}$	$\frac{14}{4}$	$\frac{10}{5,5}$	$\frac{8}{4}$	$\frac{1}{7,5}$	$\frac{2,5}{5}$	$\frac{14}{4,5}$	—	$\frac{12}{5}$	4,58 (5,0)
Среднее по пачке 5		$\frac{19}{5}$	$\frac{5}{4,75}$	$\frac{1,25}{3,25}$	$\frac{6,5}{1,75}$	$\frac{8,5}{5,25}$	$\frac{9,5}{6}$	$\frac{13,5}{4}$	$\frac{10}{6,25}$	$\frac{6,25}{5}$	$\frac{8,5}{3}$	$\frac{1,5}{1}$	$\frac{10,5}{5,5}$	4,22 (4,82)
4	XII	$\frac{5}{2}$	$\frac{10}{2,5}$	$\frac{5}{3,5}$	$\frac{25}{2,5}$	—	$\frac{10}{3,5}$	$\frac{35}{2,5}$	$\frac{5}{4}$	$\frac{5}{2,5}$	—	—	—	1,91 (2,87)
3 ⁵⁻⁷	VII	$\frac{36}{1,5}$	—	—	$\frac{9}{2,5}$	—	—	$\frac{41}{1,5}$	$\frac{9}{3}$	—	—	—	$\frac{5}{2}$	0,87 (2,1)
3 ¹⁻⁴	XII	$\frac{26}{2,5}$	$\frac{5}{3,5}$	—	$\frac{4}{4}$	—	$\frac{4}{2,5}$	—	—	—	$\frac{5}{5}$	$\frac{4}{4}$	$\frac{52}{3,5}$	2,08 (3,57)
Средние значения по направлениям		$\frac{21,5}{2,75}$	$\frac{5}{2,7}$	$\frac{1,55}{1,7}$	$\frac{11,1}{2,7}$	$\frac{9,1}{1,31}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{22,37}{2}$	$\frac{6}{3,06}$	$\frac{2,81}{1,9}$	$\frac{3,38}{2}$	$\frac{1,4}{1,25}$	$\frac{16,88}{2,75}$	2,27 (3,34)

Примечание. В числителе — доля векторов, %; в знаменателе — градиенты в % на 50 м.

2. Средние градиенты (на 50 м) для пресс-проекции рудного тела

Сектора роз-диаграмм	Мощность, м	Содержание, %	Метрпроцент, м
330, 0, 30	$\frac{29}{5}$	$\frac{1,2}{9}$	$\frac{25}{5}$
60, 90, 120	$\frac{23}{33}$	$\frac{0,9}{43}$	$\frac{40}{41}$
150, 180, 210	$\frac{22}{17}$	$\frac{1,2}{13}$	$\frac{43}{18}$
240, 270, 300	$\frac{20}{45}$	$\frac{1,1}{35}$	$\frac{43}{36}$

Примечание. В знаменателе — доли векторов, %.

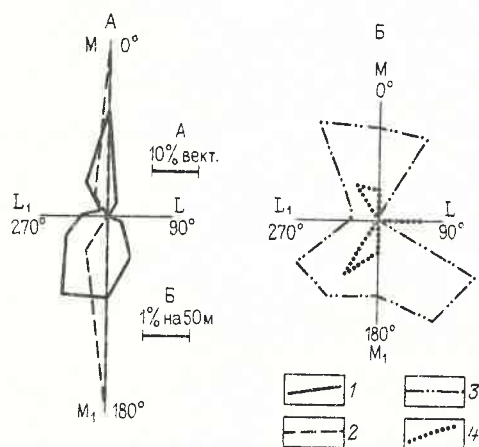


Рис. 3. Розы-диаграммы векторов (А) и градиентов (Б) убывания содержания меди в пачках 5 и 3^{5-7} по разрезу VII:

доля векторов: 1 — пачка 5, 2 — пачки 3^{5-7} ; значения градиентов: 3 — пачка 5, 4 — пачки 3^{5-7} ; М—М₁ — ось мощностей

преимущественно вниз по мощности. Значения градиентов в 1,5—2 раза ниже, чем в пачке 5.

В пачке 3^{1-4} при высокой доле безградиентных участков подавляющее большинство векторов направлено к кровле рудного тела под разными углами к оси мощности. По значениям градиентов эта пачка близка пачке 4.

В соответствии с данными по разрезу XII можно считать, что на распределение векторов и значений градиентов содержания меди на пресс-проекции рудного тела определяющее влияние оказывает пачка 5.

В разрезе VII эта пачка выделяется ярко выраженной подчиненностью век-

торов оси мощности с убыванием содержаний меди к кровле и подошве в нескольких параллельных слоях. Значения градиентов несколько ниже, чем в разрезе XII. Общая картина представляется здесь более упорядоченной, отражающей повторяющуюся двустороннюю симметричную зональность относительно длинной оси рудного тела (см. рис. 3).

Пачка 3^{5-7} в разрезе VII отличается относительно равномерным, практически безградиентным распределением содержаний. Вместе с тем в ней господствуют векторы, ориентированные вверх и вниз по мощности. В разрезе VII рудоносные пачки характеризуются большей упорядоченностью распределения содержаний меди.

Как видно из рис. 3, во всех пачках доминируют векторы убывания содержания меди, подчиненные оси мощности. При этом имеет место снижение концентраций меди как к кровле, так и к подошве пачек, при относительно большей интенсивности в последнем случае. По продольной оси рудного тела ориентирована существенно меньшая доля вектора, а интенсивность изменения содержаний в этом направлении в целом ниже, чем по мощности.

Таким образом, в поперечных разрезах преобладает вертикальная (по мощности) составляющая в распределении концентраций меди.

Градиенты изменений концентраций меди в поперечных разрезах в 3—5 раз превышают значения этих характеристик, полученные на пресс-проекции. Отсюда следует, что распределение меди в Основной залежи отражает различия в изменениях ее концентраций от разреза к разрезу и по мощности рудоносных пачек.

В результате градиентно-векторных построений установлено, что рудная зональность Основной залежи определяется прежде всего распределением мощностей рудоносных пачек. Изменения мощностей подчинены короткой оси рудного тела. При этом в его поперечных сечениях обнаруживается восходящая и нисходящая рудная зональность, подчиненная мощности рудовмещающих пачек.

Полученные результаты требуют генетической интерпретации с учетом минералогических исследований руд. Однако, с одной стороны, они подтверждают ведущую роль литолого-фациль-

ных факторов в накоплении меди, а с другой, — свидетельствуют о том, что метаморфизм пород и руд не сопровож-

дался перегруппировкой рудного вещества в значительных масштабах.

Принята редколлегией 27 апреля 1992 г.

УДК 551.735.1:549.52.4

© В. А. Туркин, 1992

Нордстрандит как потенциальный источник глиноземного сырья

В. А. ТУРКИН (ПГО «ЗапСибгеология»)

До настоящего времени в нижнекаменноугольных отложениях Алтае-Саянской области не было известно находок минералов свободного глинозема. Выявление нордстрандитовой минерализации в нижнекаменноугольных отложениях восточной окраины Кузбасса заставляет обратить самое пристальное внимание на их дальнейшее изучение и дает оценку перспектив на высокоглиноземистое сырье указанного стратиграфического уровня в данном регионе.

Нордстрандит ($Al(OH)_3$) — редкий политип тригидроксида алюминия — до 1963 г. был известен только как искусственный минерал. Имеющиеся сведения о находках нордстрандита в природных условиях немногочисленны и указывают на значительное разнообразие возраста вмещающих отложений и условий нахождения этого минерала. Впервые он был обнаружен на о-ве Гуам в пустотах выщелачивания на контакте миоценовых известняков с выветрелыми базальтами и туфами [3]. В пермской формации Берри (Австралия) нордстрандит образует своеобразные выделения, окаймляя нодули с давсонитом [2], в эоценовой формации Грин-Ривер (Колорадо, США) слагает тонкие прослойки среди доломитизированных глинистых известняков и горючих сланцев [4]. Имеются данные о совместном нахождении всех трех политипов — гиббсита, байерита и нордстрандита — в кирпичных глинах Венгрии [5]. В пегматитах горы Сен-Илер (Канада) он встречается в виде агрегатов крупных кристаллов в миоценовых пустотах [1].

Нордстрандит обнаружен в бокситах Соколово-Сарбайских магнетитовых рудников (Г. З. Куликова, Д. И. Цеховольская, В. А. Шитов, 1974; В. А. Бронева, Н. Н. Земнова,

Г. В. Куликова и др., 1973). Сухомежянского и Нижнеподсопочного проявлений на Сибирской платформе (М. Ф. Соколова, 1975), а также в бокситовых корах выветривания Южного Урала (В. М. Новиков и др., 1975) и северо-западной части Кузнецкого Алатау (Б. Г. Краевский, Ю. Я. Храмов, В. Д. Дергачев, 1979). Практически во всех указанных случаях нордстрандит приурочен к мел-палеогеновым латеритным образованиям, находится совместно с гиббситом, обычно заполняет пространство между бобовинами бокситов в виде радиальнолучистых агрегатов и только в одном случае образуется по алюмогидрокальциту не среди глинистых продуктов выветривания, а в оторочках останцовых блоков мало измененного габбро (М. Ф. Соколова и др., 1976; В. М. Новиков и др., 1975).

Нордстрандит представляет собой мелкие обособленные скопления чисто минералогического характера. По мнению исследователей, описавших эти проявления, он имеет вторичный характер и формируется за счет преобразования алюминийсодержащих минералов — давсонита, алюмогидрокальцита, гиббсита.

Проявление нордстрандита в нижнекаменноугольных отложениях Кузбасса по условиям залегания резко отличается от известных находок этого минерала. Здесь нордстрандит непосредственно с бокситоносными отложениями не связан и концентрируется в составе выдержанного стратифицированного горизонта нордстрандит-кремнистых терригенных пород, пока не описанных в отечественной и зарубежной литературе.

Участок проявления нордстрандитсодержащих пород находится в Крапивинском районе Кемеровской области на правобережье р. Томь

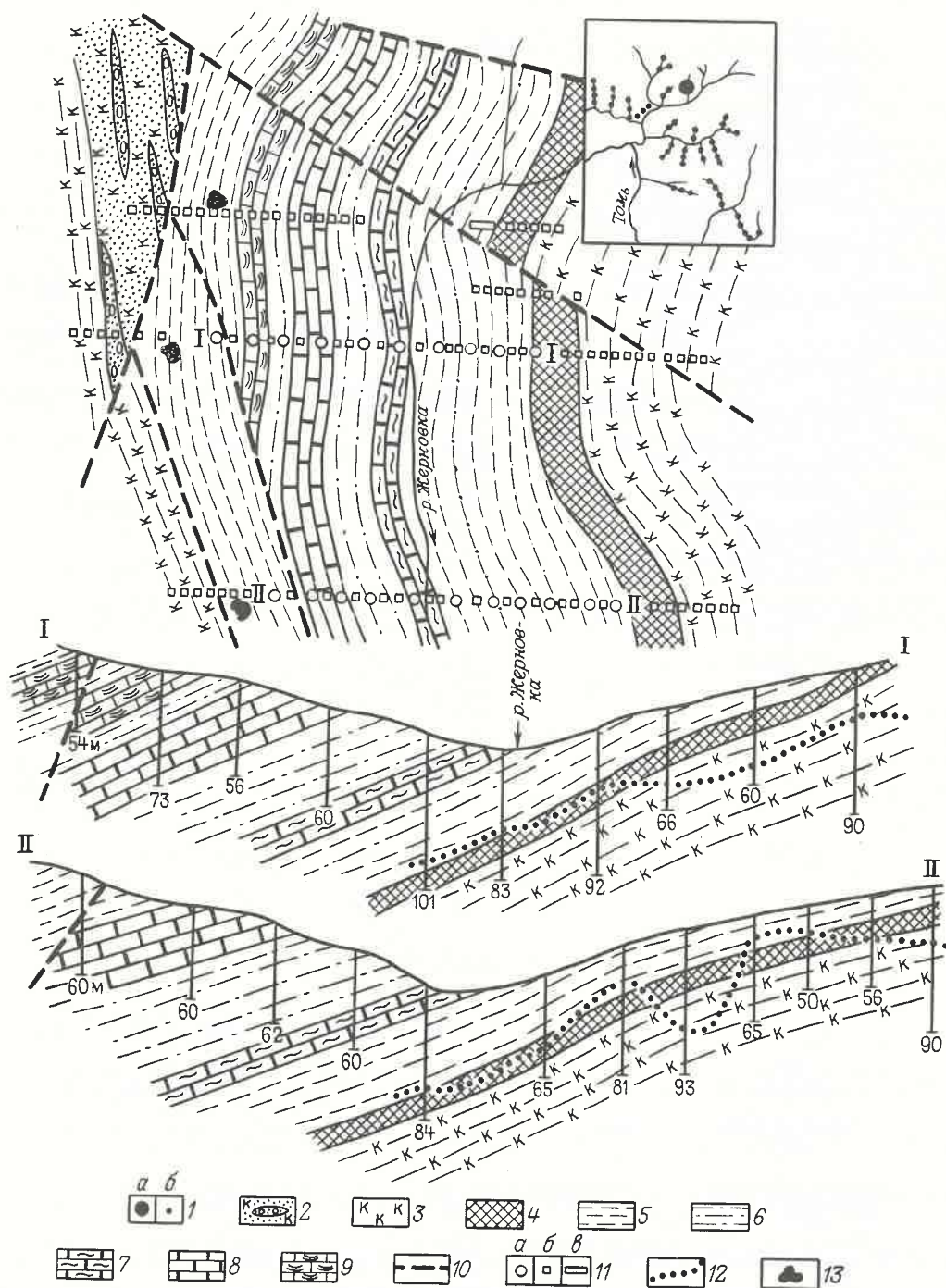


Рис. 1. Схема геологического строения Жерновского проявления:

1 — Жерновское проявление нордстрандита (а), местонахождение проявлений нордстрандитосодержащих делювиально-аллювиальных обломков пород (б); верхнедевонские отложения: 2 — вишнево-серые полимиктовые песчаники с линзами конгломератов, 3 — вишнево-красные известковистые алевролиты; отложения турнейского яруса нижнего карбона: 4 — нордстрандитосодержащие породы, 5 — темно-серые, серые, зелено-

ватые аргиллиты, 6 — темные, серые, зеленые алевриты, 7 — комковатые глинисто-карбонатные породы, 8 — кремнисто-карбонатно-глинистые породы, 9 — органогенно-детритовые известняки; 10 — разрывные нарушения; 11 — колонковые скважины (а), шурфы (б), каналы (в); 12 — верхняя условная граница вторичной лавсонитизации пород; 13 — делювиальные обломки и глыбы нордстрандит-кремнистых пород; I-I, II-II — буровые профили

(рис. 1). Породы с данной минерализацией приурочены к моноклинально залегающим нижнекаменноугольным отложениям, слагающим совместно с верхнедевонскими красноцветными осадками небольшой тектонический клин, расчлененный несколькими мелкими разрывными нарушениями. Горизонт нордстрандитсодержащих пород и вмещающие отложения вскрыты в коренном залегании четырьмя профилями шурфов и прослежены на глубину двумя профилями мелких скважин (см. рис. 1). На слабо сцементированных красноцветных неокремненных верхнедевонских алевролитах снизу вверх согласно залегают следующие породы.

	Мощность, м	
1. Горизонт светло-серых кремнистых нордстрандитсодержащих пород. Нижняя его часть сложена кремнистыми алевролитами, слонистыми за счет микрослоев углистой органики и содержащими редкие тонкие (0,3—0,5 м) прослои обогащенных органикой аргиллитов без следов окремнения. Верхняя часть представлена массивными неслоистыми разнозернистыми кремнекlastит-кварцевыми песчаниками с крупными фрагментами обугленных растительных остатков. Породы вмещают спорово-пыльцевой комплекс, однозначно свидетельствующий о их турнейском возрасте	10	45
2. Пачка серых и темно-серых микропереслаивающихся аргиллитов и алевролитов с редкими мало мощными прослоями зеленых алевролитов и светло-серых полимиктовых песчаников. Аргиллиты и глинистый цемент алевролитов гидрослюдистого и каолинит-гидрослюдистого состава. Терригенный материал представлен обломками полевых шпатов и кварца (15—50 %) при резком преобладании последнего, а также глинистых пород каолинитового и гидрослюдистого составов (иногда до 20—25 %). В нижней части толщи отмечаются отдельные невыдержанные прослои и линзы алевролитов и полимиктовых песчаников с рассеянной нордстрандитовой минерализацией (5—10 %). Породы содержат турнейский спорово-пыльцевой комплекс	48	40
3. Горизонт серых комковатых глинисто-карбонатных пород с неравномерным сгустковым, гнездовым распределением глинистого и карбонатного материала. Глинистое вещество представлено тончайшими гидрослюдой и каолинитом, карбонатное — изоморфной смесью микрозернистых доломита и анкерита. Встречаются линзочки черных и темно-серых кремней	13	17
4. Пачка переслаивающихся зеленовато-серых и зеленых аргиллитов и разнозернистых алевролитов с мало мощными прослоями полимиктовых песча-		19
5. Горизонт буровато-серых кремнисто-глинисто-карбонатных пород с неравномерным распределением криптозернистого кремнистого вещества, глинистого материала и карбонатов. Глинистое вещество гидрослюдистого и каолинит-гидрослюдистого составов, карбонаты представлены смесью микрозернистых кальцита, доломита и анкерита. Суммарное содержание карбонатов от 10 до 15 %. Характерная особенность толщи — наличие линзочек серых кремней, а также присутствие в породах округлых стяжений размером 2—3 мм кремнистого и кремнисто-глинистого состава, имеющих зонную или сферолитовую структуру. Иногда скопления стяжений достигают 20—25 % от общего объема породы. Кроме того, встречаются прослои алевроитовых кремнистых пород, сложенных криптозернистым халцедоном. В составе пород по отдельным шурфам эпизодически отмечалась рассеянная нордстрандитовая минерализация с сильно колеблющейся концентрацией минерала (до 10 %)		50
6. Горизонт зеленых гидрослюдистых мелкозернистых алевролитов с равномерной вкрапленностью округлых миндалевидных включений карбонатов размером 0,5—1 см, сложенных кальцитом, доломитом и анкеритом		40
7. Известняки серые, органогенно-детритовые, представлены обломками колоний мшанок, раковин брахиопод и остатками водорослей; насыщены брахиоподами, указывающими на их турнейский возраст		17
8. Аргиллиты зеленовато-серые, каолинит-гидрослюдистые, с редкими прослоями полимиктовых песчаников и горизонтами карбонатно-терригенных пород с неравномерным, сгустковым распределением терригенного материала и карбонатов, представленных кальцитом, доломитом и анкеритом		19

Следует отметить, что рассматриваемое проявление пород с нордстрандитовой минерализацией в районе не единственное. Как установлено площадными исследованиями, нордстрандитсодержащие породы широко распространены на всей территории развития нижнекаменноугольных отложений и за пределами характеризуемого проявления. На Жерновском участке, где нордстрандитсодержащие породы изучались более детально, установлена выдержанность продуктивного горизонта по падению и простиранию. Здесь в результате

буровых работ обнаружен один горизонт нордстрандитсодержащих пород. В то же время по правому борту руч. Жерновка (см. рис. 1), где в перекрывающей толще нордстрандитсодержащие породы не выявлены, среди рыхлых четвертичных отложений в ряде шурфов по трем профилям встречены делювиальные обломки и глыбы выветрелых нордстрандитсодержащих пород, по облику и составу аналогичных породам нижней части продуктивного горизонта. Это позволяет полагать, что ранее в разрезе стратиграфически выше присутствовал и второй горизонт нордстрандитсодержащих пород, размытый впоследствии в приподнятой части тектонического блока. В 2,5 км юго-западнее Жерновского проявления на том же стратиграфическом уровне одной скважиной вскрыт горизонт аналогичных нордстрандитсодержащих пород. Кроме того, маршрутными исследованиями в бассейнах правых притоков рек Томь и Тайдон также установлено широкое развитие делювиально-аллювиальных обломков и глыб нордстрандитсодержащих пород, аналогичных породам Жерновского участка.

Причем породы с нордстрандитом обнаружены не только в пределах распространения турнейских, но и визейских отложений нижнего карбона. Все это свидетельствует о том, что нижнекаменноугольные отложения в пределах значительной части территории содержат не менее двух-трех, а, возможно, и более выдержанных по площади горизонтов нордстрандитсодержащих пород. Судя по петрографическим шлифам (более 200 штук), породы, как правило, содержат 10—30 % нордстрандита, нередко до 35—45 %, а иногда и до 60—80 %. Все это говорит о том, что процессы формирования нордстрандитсодержащих пород охватывали значительную площадь (первые десятки километров только в изученной полосе) с образованием ряда продуктивных горизонтов, а также о том, что данные процессы протекали достаточно интенсивно, в связи с чем не исключена вероятность выявления в пределах площади участков, где нордстрандитсодержащие породы могут нести глиноземную минерализацию высокой концентрации.

Ниже приводится описание типов нордстрандитсодержащих пород, слагающих продуктивный горизонт.

Макроскопически алевритовые норд-

страндит-кремнистые породы, слагающие нижнюю часть горизонта, представляют собой светло-серые плотные мелко- и криптозернистые породы с прерывисто-волнистой и горизонтальной слоистостью, обусловленной наличием микрослойков углистой органики. Макровыделения нордстрандита чрезвычайно редки. Минерал образует тонковолокнистые радиально-лучистые агрегаты размером 0,5—1,5 см белого цвета твердостью около 3. Для этого типа пород характерно наличие стяжений (0,5—5 см) уплощенно-округлой и неправильно-округлой формы с желваковой корочкой толщиной 1—3 мм и белой кремнисто-нордстрандитовой основной массой, в которой содержание микрозернистого нордстрандита обычно превышает 50 %. Иногда концентрация таких стяжений довольно высокая; выветрелая поверхность пород в связи с выщелачиванием стяжений приобретает кавернозный облик.

Как показало изучение данных пород под микроскопом, основная их масса сложена крипто-тонкозернистым кварцем, халцедоном и крипто-мелкопластинчатым нордстрандитом с незначительной примесью (10—20 %) псаммито-алевритового материала в виде обломков кварца и кремнистых пород. Количество нордстрандита по оценкам в шлифах варьирует от 5 до 30 %. Нордстрандит образует мелкие гнезда, агрегаты, розетки и мельчайшие равномерно рассеянные пластинки в основной криптозернистой кварц-халцедоновой массе. Чаше всего наблюдается сгустковое распределение нордстрандита, иногда послойное, согласное с первичной слоистостью пород, подчеркивающейся послойной концентрацией алевритового материала. В таких слоях или обогащенных участках концентрация нордстрандита достигает 30—40 % и более. Наблюдается зависимость между содержанием и распределением нордстрандита и алевритовой примеси — концентрация нордстрандита выше в прослойках и участках, обогащенных алевритовым материалом. Взаимоотношения нордстрандита и кварца—халцедона свидетельствуют о их практически одновременном выделении: они образуют тесные микросрастания в виде неправильных нордстрандит-халцедоновых или халцедон-нордстрандитовых агрегатов.

Нордстрандитсодержащие породы, слагающие верхнюю часть продуктив-

ного горизонта, представлены светло-серыми массивными неслоистыми разнотекстурными песчаниками, для которых характерны кремнисто-кварцевый состав обломочного материала и слабая степень его окатанности и сортировки. В составе обломков резко преобладает кварц (30—40 %) и крипто- и мелкозернистые кремнистые породы (до 25—30 %), в небольших количествах (5—10 %) присутствуют полевые шпаты, серицит-кварцевые сланцы, каолиновые и гидрослюдистые глинистые породы. Цемент песчаников поровый, по составу смешанный, представлен в различных соотношениях крипто- и тонкозернистым кварцем и халцедоном, нордстрандитом, карбонатами и гидрослюдой. Нордстрандит обычно заполняет поровые пространства между обломками, иногда замещает обломки полевых шпатов и глинистых пород. Содержание нордстрандита колеблется от единиц до 15—25 %, редко до 30 %.

По вертикальному разрезу горизонта нордстрандит распределяется весьма неравномерно. Данные изучения петрографических шлифов, отобранных в скважинах с интервалом 0,1—0,5 м, показывают, что довольно часто, даже в пределах слоя мощностью 1 м, минерализация может изменяться от единиц до 20—30 % за счет неравномерно-гнездовой или послойной концентрации минерала. В целом среднее содержание нордстрандита по горизонту 10—15 %.

В пределах Жерновского участка в верхнедевонских и нижнекаменноугольных породах отмечается наложенная карбонатная минерализация, выражающаяся в замещении обломочного материала и глинистого вещества доломит-анкеритом, давсонитом и кальцитом. Степень давсонитизации вмещающих пород низкая, всего 2—5 %. Там же, где в зону давсонитизации попадает горизонт нордстрандитсодержащих пород, количество давсонита повышается до 30 %, нордстрандит замещается давсонитом частично или полностью. Степень замещения пород доломит-анкеритом и кальцитом более высокая, но одинаковая для вмещающих и нордстрандитсодержащих пород (от 20 до 50 %). Граница вторичной минерализации неровная, интенсивность замещения пород указанными минералами в целом уменьшается снизу вверх; верхняя граница расплывчатая. За пределами Жерновского участка ни в скважинах,

ни в многочисленных делювиально-аллювиальных обломках нордстрандитсодержащих пород давсонитовая минерализация не отмечалась (минеральный состав контролировался рентгеноструктурным анализом).

Нордстрандит в макро- и микровыделениях (более 200 проб) однозначно идентифицирован рентгеноструктурным анализом*. Характеризуется хорошо выраженным базальным рефлексом $d_{002} = 4,79 \text{ \AA}$ и рядом менее выраженных пиков в интервалах 2,384—2,390 $\text{\AA}$, 2,010—2,014 $\text{\AA}$, 1,892—1,902 $\text{\AA}$ и др. (на рис. 2 заштрихованы). В шлифах нордстрандит бесцветный, имеет волнистое погасание и желтоватые цвета интерференции. Выделения нордстрандита размером 0,004—0,08 мм неправильной, изометрической, узкопластинчатой, реже лучистой формы, двусосные отрицательные, характеризуются двупреломлением 0,012—0,014, косым погасанием с углами 30—32° и отрицательным удлинением. Пластинчатое строение нордстрандита хорошо видно на электронно-микроскопических снимках. Неоднократные замеры показателей преломления изучаемого нордстрандита ($N_d = 1,582—1,589 \pm 0,003$, $N_p = 1,570—1,577 \pm 0,003$) показывает, что они занимают промежуточное положение между показателями преломления нордстрандита ($N_d = 1,595—1,602$, $N_p = 1,577—1,582$) и байерита ($N_d = 1,580—1,584$, $N_p = 1,565—1,574$), приведенными в работах Г. И. Бушинского (1975), М. Ф. Соколова, Р. С. Родина (1975), А. А. Чистякова, В. Б. Таттарского (1966). Имеющиеся сведения о термических характеристиках нордстрандита также неоднозначны. По данным В. М. Новикова и др. (1975), кривая нагревания характеризуется одним эндотермическим эффектом при t около 300 °С. По данным М. Ф. Соколова, В. М. Новикова, С. И. Берхина, А. В. Сивцева (1976) отмечается три эндозффекта — глубокий асимметричный при 320 °С и слабо выраженные при 100 и 600 °С. Термический анализ пород (более 100 проб) показал, что в данном случае для нордстрандита характерен глубокий симметричный эндотермический эффект в интервале

* ДРОН-2, Cu-K_α -излучение, $I = 20 \text{ мА}$, $V_{\text{Cu}} = 2 \text{ град/мин}$, $V_{\text{диаг}} = 720 \text{ мм/ч}$. Исследования проводились в Центральной лаборатории ПГО «Записбгеология» под руководством Г. М. Тиракова.

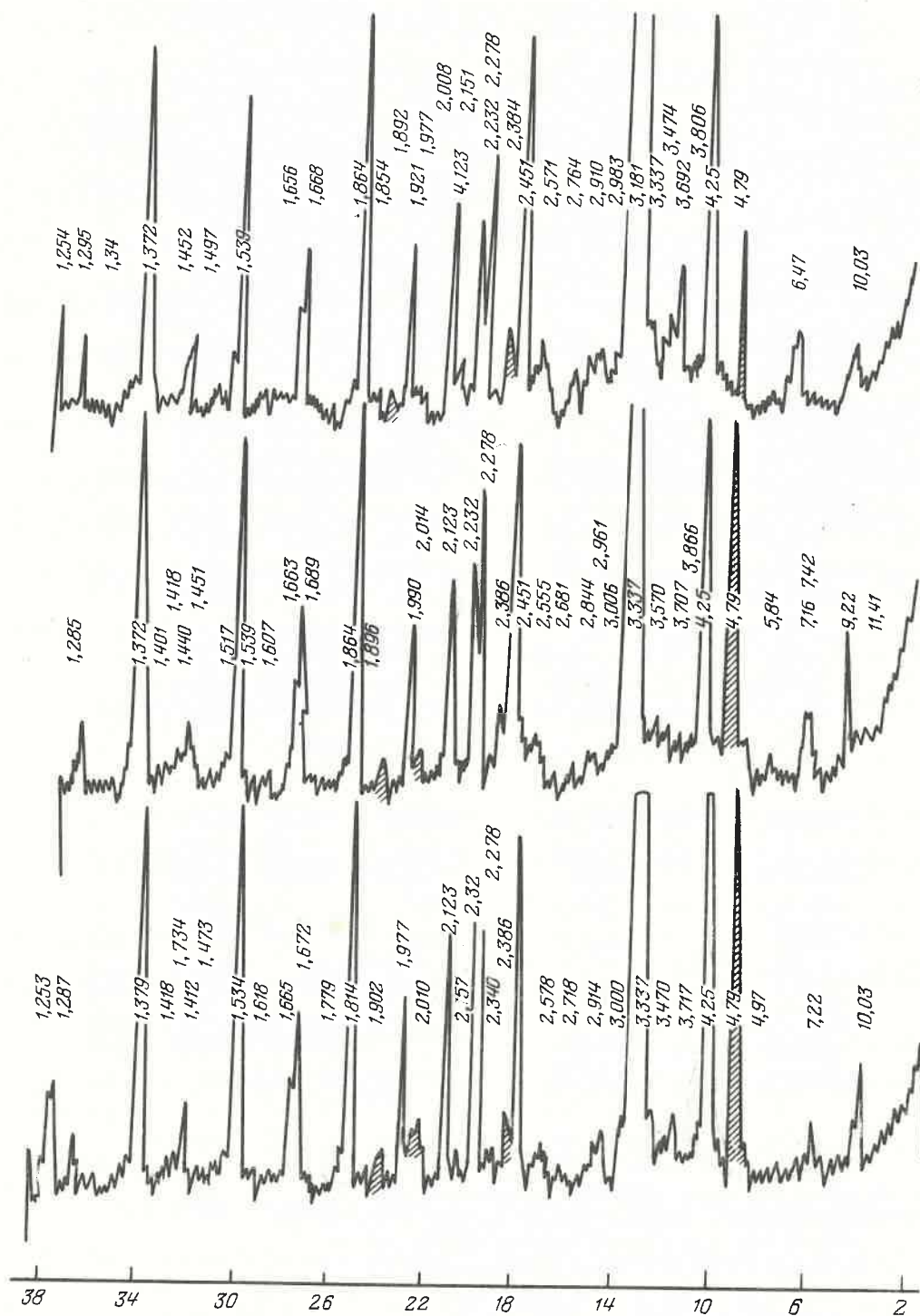


Рис. 2. Рентгенодифрактограммы нордстрандитсодержащих пород

290—310 °С (преимущественно 300—310 °С, рис. 3). Полученные термические характеристики существенно отличаются от таковых других политипов: для гиббсита отмечаются эндоэффекты при 315—350 и 540—550 °С, для байерита — при 110—150 и 260—365 °С.

Химический состав нордстрандитсодержащих пород следующий (%): SiO_2 общ. 51,9—79,54 (в т. ч. SiO_2 своб. 45—71), Al_2O_3 10,5—17,1, TiO_2 0,23—0,53, FeO 0,28—3,01, Fe_2O_3 0,43—4,92, MgO 0,15—4,93, CaO 0,21—4,9, MnO 0,03—0,17, S 0,10—0,9, P_2O_5 0,05—0,15, п. п. п. 3,81—17,2, K_2O 0,53—2,72, Na_2O 0,02—0,75.

Как видно из химического состава пород, в них существенно преобладают SiO_2 и Al_2O_3 , составляющие в сумме 85—93 %. Концентрация остальных десяти компонентов (без учета потерь при прокаливании) 3,6—15,5 %, причем повышенные содержания оксидов железа, магния и кальция обусловлены вторичной минерализацией. Характерной особенностью нордстрандитсодержащих пород является то, что в них практически все оксиды кремния находятся в свободном состоянии в виде кварца, халцедона, а также аморфного кремнезема. Последний рентгеноструктурным методом не обнаруживается, но хорошо фиксируется под электронным микроскопом. То же самое можно сказать и в отношении глинозема — практически весь глинозем находится в свободном виде и связан с нордстрандитом (по данным рентгеноструктурных и минералогических исследований такие алюмосиликатные минералы, как као-

линит, гидрослюда и полевые шпаты, присутствуют в количестве 1—6 %). Таким образом, количество в породах глинозема (10—17 %) соответствует концентрации 15—25 % нордстрандита (при теоретическом содержании глинозема в этом минерале 68,75 %).

По данным минералогического анализа в нордстрандитсодержащих породах выход тяжелой фракции 0,01—0,2 %. В ее составе преобладают гидроксиды железа и титанистые минералы — анатаз, сфен, рутил, ильменит, лейкоксен, среди которых превалирует лейкоксен (5—23 %). В крайне незначительных количествах присутствуют турмалин, циркон, хромшпинелиды, гранаты, ставролит и андалузит. Кроме того, в протоочках постоянно присутствуют обломки лимонитизированных пород кварц-эпидот-амфиболового, карбонат-гранат-эпидотового и амфибол-эпидот-гранатового состава (15—45 %) иногда с пленками азурита и микровкраплениями халькопирита и графита. Установлено также наличие обломков пород данного состава с азуритом и халькопиритом как в подстилающих продуктивный горизонт красноватых, так и в перекрывающих его сероцветных отложениях.

Анализ выделенных в монофракции обломков пород указанного состава свидетельствует о том, что в них резко повышено по сравнению с вмещающими породами содержание серебра (5—7 г/т), меди (300—500 г/т) и цинка (500—1000 г/т). В связи с этим следует отметить возможность выявления полиметаллического оруденения среди находящихся в непосредственной близости отложений рифейского метаморфического комплекса, поставивших в девонское и каменноугольное время в бассейн седиментации терригенный материал со следами оруденения указанного состава.

Поскольку промышленные месторождения такого типа пока неизвестны, а также отсутствует опыт переработки нордстрандитсодержащих пород, в ПГО «Запсибгеология» производились поисковые технологические исследования в целях предварительного выяснения возможности извлечения глинозема. Они показали, что полное извлечение глинозема из дробленых нордстрандит-кремнистых пород достигается без их предварительной обработки выщелачиванием в течение 1 ч растворами натриевой щелочи концентрацией 200—

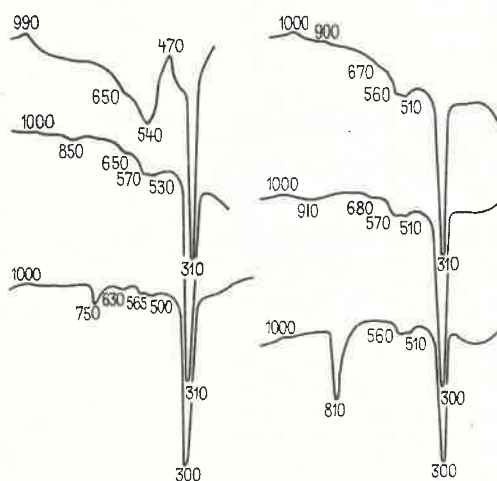


Рис. 3. Термограммы нордстрандитсодержащих пород

300 г/л при температуре 70—90 °С и нормальном атмосферном давлении. Полнота выщелачивания контролировалась рентгеноструктурным анализом шламов, в составе которых нордстрандит не обнаруживался. При этом выяснено также, что присутствующая в свободном виде SiO_2 в технологическом процессе оказалась инертной и практически не выходила в растворы выщелачивания. Предварительные технологические исследования показали, что нордстрандит-кремнистые породы могут служить сырьем для получения по весьма простой технологической схеме, помимо глинозема, кремнистых шламов.

Итак, выявлена глиноземная минерализация нового типа, неизвестная ранее в пределах Алтае-Саянской области на нижнекаменноугольном стратиграфическом уровне. Полученные данные показывают принципиальную возможность формирования высоких концентраций нордстрандита в стратифицированных горизонтах, а также широкое их развитие в полосе нижнекаменноугольных отложений протяженностью около 30 км. Предварительно подсчитанные прогнозные ресурсы P_3 нордстрандита в этой полосе даже при среднем расчетном содержании минерала 15 % составляют более

90 млн т, что при теоретическом содержании Al_2O_3 в нордстрандите 68,75 % будет соответствовать ресурсам глинозема порядка 60 млн т. Проведенные исследования свидетельствуют о высоких перспективах выявления здесь значительных по запасам скоплений этого минерала. Если же учитывать простоту извлечения глинозема и возможность утилизации шламов переработки, нордстрандитсодержащие породы могут представлять практический интерес в качестве альтернативного бокситам типа глиноземного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chao George Y., Baker J. Nordstrandite from Mont ST—Hilaire, Quebec//Can. Mineral. 1982. 20. № 1. P. 77—85.
2. Goldbery R., Loughnan F. C. Dawsonite and nordstrandite in the Permian Berry Formation of the Sydney Basin, New South Wales//Am. Mineral. 1970. 55. № 3—4. P. 477—490.
3. Hathaway J. S., Schlanger S. O. Nordstrandite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) from Guam//Am. Mineral. 1965. 50. N 7. P. 1029—1037.
4. Milton Ch., Dwornik E. J., Finkelman R. B. Nordstrandite, $\text{Al}(\text{OH})_3$, from the Groen River formation in Rio Blanco County, Colorado//Am. Mineral. 1975. 60. № 3—4. P. 285—291.
5. Naray-Szabo J., Peter E. Nachweis von Nordstrandit und Bayerit im Ungarischen—Ziegeltonen//Acta Geol. 1967. № 4. P. 375—377.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

УДК 553.2:551.2(575.22)

© В. М. Ненахов, О. В. Ваулин, 1992

Палеогеодинамические обстановки и эволюция рудообразования в Туркестано-Алае

В. М. НЕНАХОВ, О. В. ВАУЛИН (Киргизгеология)

В связи с геодинамическими исследованиями на Киргизском полигоне рассматриваются некоторые из устоявшихся представлений об истории развития Туркестано-Алтая, особенностях эволюции магматизма, формирования складчатой структуры и связанных с ними рудных процессов [10, 11].

В соответствии с моделью развития Туркестано-Алая [10] выделяется несколько этапов, отличающихся доминированием определенных геодинамических обстановок (рис. 1, 2). Это этапы заложения Ферганского палеоокеана и рифтогенной структуры внутри Алайского микроконтинента (1), автономного развития Алайского микроконтинента (2), формирования островодужных систем (3) и коллизии (4).

Каждому этапу отвечали свои металлогенические процессы, причем последний — коллизионный — интегрирует металлогению предыдущих.

Ферганский палеоокеан заложен в ордовикское время, когда Алайский микроконтинент откололся от Казахстанского. Рудные процессы, связанные с этим этапом, контролировались магматической деятельностью, типичной для спрединговых структур. Спрединг носил главным образом рассеянный характер, однако на ряде участков его реализация происходила вдоль определенных зон, где формировались расчлененные тела базит-гипербазитового состава с рассеянной хромитовой (Cr 0,11—0,36 %) минерализацией. Изредка встречаются шилровые скопле-

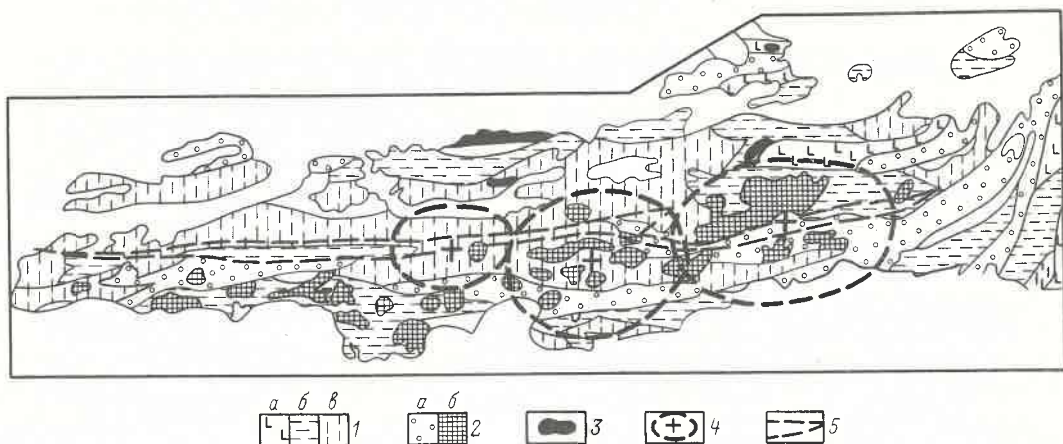


Рис. 1. Схема структурно-вещественных комплексов:

1 — доверхнепалеозойские СВК: а — вулканогенно-осадочный, б — терригенно-кремнистый, в — карбонатный; 2 — верхнепалеозойские СВК:

а — флишидно-молассоидный, б — коллизионные магматиты; 3 — офиолиты; 4 — очаговые структуры и их геометрические центры; 5 — палеорифтогенная структура

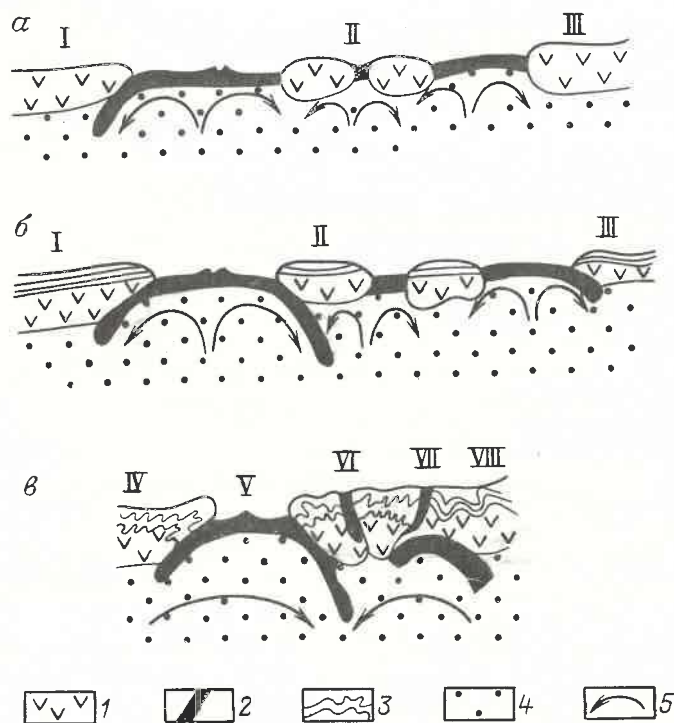


Рис. 2. Модель развития Туркестано-Алая в герцинском цикле в силуре—девоне (а), раннем—среднем карбоне (б), позднем карбоне—ранней перми (в):

1 — блоки с континентальной корой; 2 — океаническая кора и ее фрагменты в сутурах; 3 —

осадочный чехол континентальных блоков; 4 — мантия; 5 — конвективные течения; I — Казахстанский континент, II — Алайский микроконтинент, III — Таджикско-Афганский континент, IV — Курама, V — Ферганский остаточный бассейн, VI — Аугульская сутура, VII — Ягнобская сутура, VIII — Гиссар

ния, в которых концентрация оксидов хрома достигает 5 % (проявление Джейранбель и др.). Здесь же отмечаются повышенные содержания золота и платиноидов. Для габброидов этого комплекса характерно увеличение кон-

центраций титана до 2,8 %, который в основном присутствует в ильмените. В это же время в океанических впадинах накапливались магнетит-гематит-кремнистые осадки с повышенными содержаниями меди, ртути, марганца,

серебра, никеля, кобальта, хрома (проявление Надр). Позднее, в девоне — раннем карбоне, в условиях абиссальных равнин отлагались слабомарганцовистые (Mn до 1,5 %) терригенно-кремнистые осадки с геохимической специализацией на медь, кобальт, никель.

В ордовике началось формирование рифта внутри Алайского микроконтинента. Здесь магматическая деятельность проявилась в виде трещинных излияний основных расплавов раннесилурийского возраста повышенной титанистости (TiO_2 до 4 %). Параллельно происходило седиментация углеродистых кремнисто-сланцевых металлоносных осадков с образованием пиритовых фрамбоидальных стяжений и линзовидных прослоев осадочно-диагенетического характера. Наряду с повышенным содержанием углерода (1—4 %) в них фиксируются значительные концентрации Mo до 0,04 %, Ag до 12 г/т, As до 0,02 %, V до 0,15 %, Au до 0,1 г/т, Cu до 0,12 %, Zn до 0,12 %, а также Hg , U , Cd , Ba , Sb .

К концу силура и на протяжении девона, раннего и частично среднего карбона в условиях внутриконтинентального рифта накапливались мощные эвапоритовые толщи. Повышенная засоленность бассейна благоприятствовала связыванию привносимых из мантии ртути и, возможно, сурьмы [7]. Повышенные содержания ртути $2 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ % отмечаются в относительно неизменных ангидритах и доломитах асангаварского подтипа алайского типа разрезов [12]. Здесь же наряду с органическим углеродом (0,2—3,8 %) концентрировались стронций, скандий, барий и фтор [15]. При частичном восстановлении сульфатной серы органическим веществом возникали сульфат-сульфидные парагенезисы минералов от наиболее богатой серы пары ангидрит—пирит до пары барит—киноварь [4]. Ангидрит-доломитовые толщи в коллизийное время могли стать источником ртути и серы при формировании таких месторождений, как Сымап, Адыракоу, Кштут, Шамыши, Черекты, Хайдаркан и др. В девоне в рифтогенной структуре довольно интенсивно проявился бимодальный магматизм (урусайский вулкано-плутонический комплекс). С магматизмом этого этапа генетически связаны зоны альбитизации с повышенными концентрациями ниобия, бериллия, олова, галлия, а также проявление

тантало-ниобатов (Урусай).

В ордовике—силуре вполне сформированными геодинамическими элементами становятся северная и южная пассивные окраины Алайского микроконтинента. На протяжении всех этапов развития вплоть до среднего карбона в пределах континентального склона преобладали различные обстановки осадконакопления, иногда приводившие к первичному накоплению ряда полезных компонентов. В ранне-среднеордовикское время (?) на склонах микроконтинента в условиях бассейнов с чрезвычайно замедленным осадконакоплением образовались металлоносные фтанитовые формации [2] с концентрацией Ag до 30 г/т, Mo до 0,2 %, $Zn > 1$ %, $V > 1$ %, Cu до 0,5 %, Au до 0,15 г/т, U , P , Cr до 0,3 %, As до 0,09 % и повышенными значениями As , Hg , Sb , Co (проявления Каратанга, Ходжакорум, Ичкесу, Пешкаут). Фтанитовые образования встречаются в виде глыб-отторженцев в меланже и склоновой олистостроме.

На перегибе континентального склона в резко восстановительных условиях, в т. ч. в условиях апвеллинга, в лан-довери—венлоке и отчасти лудлове накапливались углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинистые металлоносные осадки, несущие значительные концентрации Mo , Ag , V , P , Fe , W , Se , As , Hg , Sb , Au , Ni , Cr , Zn , редких земель [3, 5, 15]. Здесь присутствуют прослои (желваки и пластовые залежи) кремнистых фосфоритонесных пород, а также конкреции, линзы и пласты пиритовых и марказит-пиритовых руд с повышенными содержаниями золота, мышьяка, серебра, меди, цинка. Соотношение $Ni/Co > 1$ в пирите указывает на его осадочно-диагенетическое происхождение [6]. Важную концентрирующую роль играло органическое вещество сапропелевого типа, содержание которого изменялось от 0,2 до 3 %. Геохимическая специализация углеродистых структурно-вещественных комплексов на сурьму, мышьяк, ртуть могла служить предпосылкой для эпитепимального рудообразования месторождений Хайдаркан, Кадамджай, Чаувай и др.

В металлогеническом отношении важное значение имеет этап формирования островодужных систем, с которыми во всем мире связана основная часть месторождений колчеданного и порфирового типов [9]. И хотя в сов-

ременной структуре региона реликты этих систем встречаются в незначительных по размерам блоках (карташская толща среднего карбона), они, по-видимому, играли существенную роль в предварительной сепарации рудного вещества. Островные палеодуги заложились в позднем девоне на коре океанического типа. В результате субдукции и тектонической эрозии в среднем карбоне островодужная система была практически полностью разрушена. Рудные концентрации островодужного типа сохранились в виде отдельных колчеданно-полиметаллических залежей среди пород вулканогенно-осадочной формации, характеризующейся наличием биогермных известняков. Кроме того, медно-колчеданное оруденение отмечается в кремнисто-вулканогенных породах Восточно-Алайского вулканогенного прогиба (проявление Казык).

Большой интерес представляет четвертый этап, отвечающий формированию коллизионной структуры. В условиях сжатия в позднекаменноугольное—раннепермское время складчатая структура приобретает в основном современный облик (рис. 3; см. рис. 1). В зоне взаимодействия континентальной и океанической коры образуются благоприятные для локализации руд структуры — шарьяжи, ретрошарьяжи. Временем начала этого процесса следует считать средний карбон. С ним в регионе связано возникновение полимиктового серпентинитового меланжа, с которым ассоциируют проявления магнезита, хризотил-асбеста и полиметаллов, образующиеся в результате метаморфизма офиолитового комплекса. Здесь же развиты офиокальцитовые брекчии, совместно с которыми образовывались подводные россыпи хромита и, возможно, платиноидов.

Одновременно с формированием складчатой структуры на различных уровнях коры и мантии происходили процессы магмогенерации [11]. Коллизионные магматиты, внедрившиеся в кору континентального типа в конце карбона—ранней перми, в значительной степени определили металлогению Туркестано-Алайского полисульфидного пояса, его пространственное размещение и непосредственную локализацию месторождений. Магматические очаги играли различную роль [14]: рудогенерирующую при магматическом источнике рудного вещества; рудообразую-

щую при мобилизации рудных компонентов окружающей среды; рудоуничтожающую при ассимиляции и рассеянии рудного вещества. Металлогеническая специализация коллизионных магматитов детально изучена в последние годы [1, 11, 13].

С гранитоидами J-типа (караказыкский, чалкуйрюкский, трумсуйский комплексы) мантийного происхождения связана локализация медно-золоторудного, золото-мышьякового, серебро-полиметаллического, скарново-шеелитового промышленного оруденения и проявлений медно-молибденовой минерализации.

Гранитоиды S-типа (каравшинский комплекс) палингенного внутрикорового генезиса формировались в условиях, благоприятных для возникновения низкотемпературных эвтектик, насыщенных флюидами и соединениями металлов (олово, бериллий, литий, рубидий, цезий, вольфрам, висмут), которые кристаллизуются почти одновременно с породообразующими минералами [8]. Гранитоиды наследуют и в значительной степени фиксируют региональную геохимическую специализацию более древних осадочных (часто металлоносных) толщ. С каравшинским комплексом палингенно-анатектических гранитов связаны пегматитовые месторождения олова, бериллия, лития, рубидия, цезия, урана, кварц-вольфрамитовые проявления. Помимо магматитов «чистой» линии, широко проявлены гибридные гранитоиды. Гранитоиды арчабашинского комплекса — результат взаимодействия подкоровой магмы и корового силала [11]. Промежуточные условия образования этих гранитоидов не способствовали дифференцированному пегматитообразованию (подобно S-типу гранитоидов), а смешение корового вещества с агрессивными хлористыми флюидами (характерными для гранитоидов J-типа) привело к рассеянию полезных компонентов.

С образованием латитовой серии (сурметашский и улуккольский комплексы) связана концентрация олова, вольфрама (проявление Аллаудин, Исфайрам), реже золота (Апрельское). С позднеорогенными щелочными породами миаскитового ряда (матчайский комплекс) ассоциируют тантал-ниобиевые, ториевые и редкоземельные проявления (Джилису, Тутек, Чекенды) альбититового, фенитового, карбонатитового, пегматитового типов.

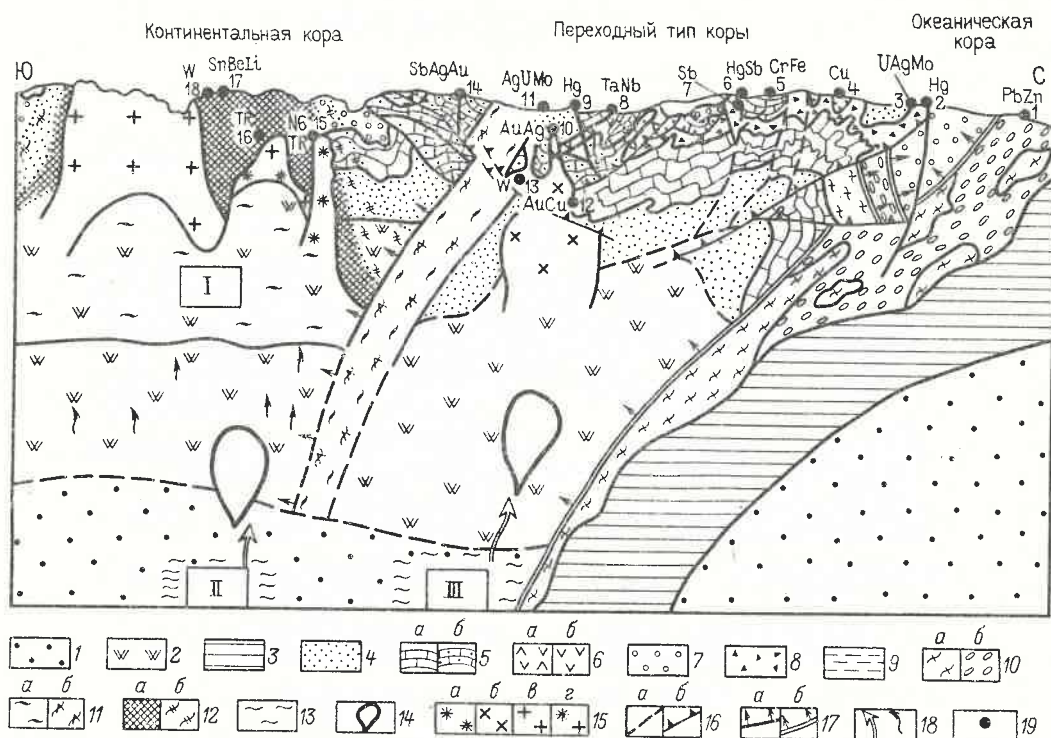


Рис. 3. Генерализованная геолого-генетическая модель металлогении:

1 — мантия; 2 — сиалическое основание континентальной коры; 3 — океаническая кора; 4 — терригенные СВК внутриконтинентального рифта, континентальных склонов и подножия; 5 — карбонатные СВК шельфовых (а), рифогенных (б) фаций; 6 — вулканиты внутриконтинентального рифта (а), островной дуги (б); 7 — терригенные СВК коллизионных прогибов; 8 — терригенный меланж; 9 — терригенно-карбонатные СВК альпийского цикла; 10 — метаморфогенные и микститовые СВК Б-субдукции (а — глаукофан-кросситовые динамосланцы по породам офиолитовой ассоциации, б — серпентинитовый меланж с глинами динамосланцев); 11 — метаморфогенные и микститовые СВК А-субдукции (а — динамосланцы по терригенным, гипс-карбонатным отложениям, б — гипс-карбонатный меланж); 12 — образования термальных куполов (а — кристаллические сланцы гранулитовой, амфиболитовой фации, б — породы зелено-

сланцевой фации); 13 — очаги магмогенерации; 14 — магматические диапиры; 15 — магматиты коллизионной стадии (а — щелочной, б — известково-щелочной, в — палингено-коровой, г — смешанных серий); 16 — тектонические нарушения (а — чешуйчатые надвиги, б — шарьяжи и ретрошарьяжи); 17 — граница зоны А-субдукции (а), Б-субдукции (б); 18 — пути подъема магмы и направления флюидного подкорового потока; 19 — типовые рудные объекты: 1 — Кан, 2 — Чонкой, 3 — Каратанга, 4 — медноколчеданные вулканогенные, 5 — Надир, Джейранбель, 6 — Хайдаркан, 7 — Кадамджай, 8 — Урусай, 9 — Симан, Адыракоу, 10 — Чакуш, Верхний Джилису, 11 — Шаабас, Ангуш, 12 — Алтынджилга, Караказык, 13 — Меликсу, 14 — Сарыкунгей, Шаркратма, Нурлау, 15 — Джилису, 16 — Тутек, 17 — пегматиты рек Ляйляк, Каравшин, 18 — Сабах; I — генерация лавовых расплавов, II — генерация щелочных подкоровых расплавов, III — генерация известково-щелочных подкоровых расплавов

В результате внедрения больших объемов коллизионных магматитов возрос геотермический градиент, началось перераспределение элементов с низким энергетическим потенциалом — ртути, сурьмы, мышьяка, фтора. Их отгонка из рифтогенной структуры и металлоносных толщ континентального подножия началась в московское, а возможно, и в более раннее время, причем рудоотложение происходило параллельно с шарьированием, благодаря чему часть рудных тел тектонизировалась и в виде глыб попадала в терригенный меланж. Расположение ртутно-

сурьмяных месторождений и проявлений увязывается с позицией магматических очаговых структур. Последние являются результатом функционирования мантийных конвективных ячеек, энергетический потенциал которых определяется наклоном поддвигающейся плиты. В изучаемом регионе выделено несколько таких очаговых структур (см. рис. 1). К Кичикалайской структуре приурочена чонкойская группа ртутных проявлений, к Сурметашской — Кадамджайское месторождение, Гавианской — месторождение Хайдаркан.

Рудоотложение происходило в периферической части теплового потока при наличии благоприятных локализирующих структур. Для проявлений ртути характерна большая удаленность от центра очаговых структур, чем для сурьмы. Мономинеральные ртутные месторождения формировались во внешней зоне теплового потока, ближе к центру они сменялись комплексными ртутно-сурьмяными или мономинеральными сурьмяными. Такая зональность свойственна очаговым структурам с мощным энергетическим потенциалом.

С этих позиций хорошо объясняется и симметричная зональность в размещении рудных объектов относительно Туркестанского метаморфического термального купола [5]. Для центральной части купола с наиболее выраженными процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма характерны проявления олова, бериллия, лития, ниобия, вольфрама, висмута. Во внешних зонах зеленосланцевой фации и за ее пределами отмечаются многочисленные проявления сурьмы, золота, свинца, серебра, меди, образующие симметричные относительно метаморфического комплекса рудные пояса. Еще далее расположены ртутные объекты. Источником металлов для рудоотложения, по мнению авторов, послужили металлоносные углеродистые осадки Южного континентального склона и палеорифтогенной структуры Алайского микроконтинента.

Таким образом, к решающим факторам в размещении ртутно-сурьмяного, полиметаллического и редкометалльного оруденения Южной Ферганы, на наш взгляд, относятся: длительное развитие рифтогенной структуры внутри Алайского микроконтинента; специализированные отложения континентальных склонов микроконтинента и его рифтогенной структуры, аккумуляировавшие значительные массы ртути, сурьмы, благородных и редких металлов; наличие благоприятных структур — покровов, осложненных ретрошарьяжами с геохимически резко контрастными породами (известняками и терригенными); наличие очаговых магматических структур и термальных куполов с зональным метаморфизмом; температурно-флюидный режим, обусловленный формационно-серийной принадлежностью магматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумова Л. Н., Ненахов В. М., Леонов В. А. Акцессорные минералы орогенных гранитоидных комплексов Туркестано-Алая // Вест. ЛГУ. Сер. 7. 1987. Вып. 1. С. 68—72.
2. Авдеев А. В., Ковалев А. А. Возможности использования мобилистской модели развития территории Казахстана для металлогенического анализа // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. М., 1987. С. 74—82.
3. Асаналиев У. А., Турдукеев И. Д. Стратиформные рудные месторождения в углеродисто-кремнистых черносланцевых формациях Тянь-Шаня // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе, 1981. С. 5—13.
4. Бадалов С. Т. Геохимические свойства главнейших пород и рудообразующих элементов. — Ташкент: Фан, 1987.
5. Ваулин О. В., Кирсанов А. В. Влияние регионального метаморфизма на миграцию рудогенных элементов в углеродистых отложениях Туркестанского хребта // Зап. Узб. отд. ВМО. 1990. Вып. 43. С. 102—108.
6. Ляхович В. В., Ипатьева И. С., Крутов Г. С. Акцессорные минералы «черных сланцев» // Минералогический журнал. 1989. Т. 11. № 1. С. 3—14.
7. Масленников В. В. Геодинамические условия формирования ртутных, сурьмяных и оловянных месторождений // Сов. геология. 1989. № 7. С. 15—24.
8. Мауленов А. М. Логические основы геологии. — Алма-Ата: Наука, 1987.
9. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
10. Модель тектонического развития Южного Тянь-Шаня / С. И. Белов, С. А. Куренков, В. М. Ненахов, А. С. Перфильев // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1987. С. 9—13.
11. Ненахов В. М. Коллизонный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Л., 1988.
12. Никифоров Н. А., Воронов В. Г., Исаходжаев Б. А. Некоторые особенности ртутно-сурьмяных рудных полей и месторождений Южного Тянь-Шаня // Мат-лы 1-й Всесоюз. науч. конф. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, 1987. С. 239—241.
13. Петрография орогенных гранитоидных комплексов Туркестано-Алая / В. М. Ненахов, Л. Н. Абакумова, Л. В. Кузнецов, П. А. Хрестенков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 18—26.
14. Сургай В. Т. О природе сурьмяно-ртутного оруденения // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 3—14.
15. Турдукеев И. Д. Углеродистые формации Туркестано-Алайской структурно-формационной зоны и перспективы их рудоносности // Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе, 1981. С. 13—24.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.72(571.53/55)

© Коллектив авторов, 1992

Рифейские несогласия Забайкалья

М. Н. АФАНАСОВ, Л. Б. МАКАРЬЕВ, Г. В. ДИТМАР, А. В. МОЛЧАНОВ,
П. М. МАСЛАКОВ (ВСЕГЕИ)

Проблема изучения древних структурно-стратиграфических несогласий (ССН) приобрела особую актуальность в связи с открытием за рубежом крупных комплексных месторождений полезных ископаемых в зонах докембрийских ССН. Рассмотрим типовые рифейские ССН Северо-Восточного (Патомское нагорье, Чарское поднятие) и Восточного (Приаргунье) Забайкалья (рис. 1). Предлагаемый материал включает данные, полученные при проведении геологических исследований в указанных районах с участием Е. С. Белевкина, Г. И. Давыденко, Е. Н. Гушина, А. М. Ковешникова, В. В. Кудряшова, М. В. Павлова, В. В. Павловой и др.

Патомское нагорье. Территория Патомского нагорья, охватывающая северную часть Байкальской горной области (рис. 2), — классический регион формирования предрифейского ССН, маркируемого продуктами выветрива-

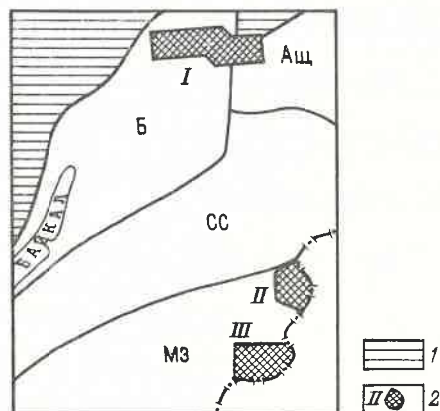


Рис. 1. Районы исследований:

Структурные элементы (по А. Л. Яншину и др., 1980): АИ — Алданский щит (Чарское поднятие); складчатые области: Б — Байкальская, СС — Селенгино-Становая, МЗ — Монголо-Забайкальская; I — Сибирская платформа; 2 — районы работ: I — Патомско-Чарский, II — Уровский, III — Урулунгуский

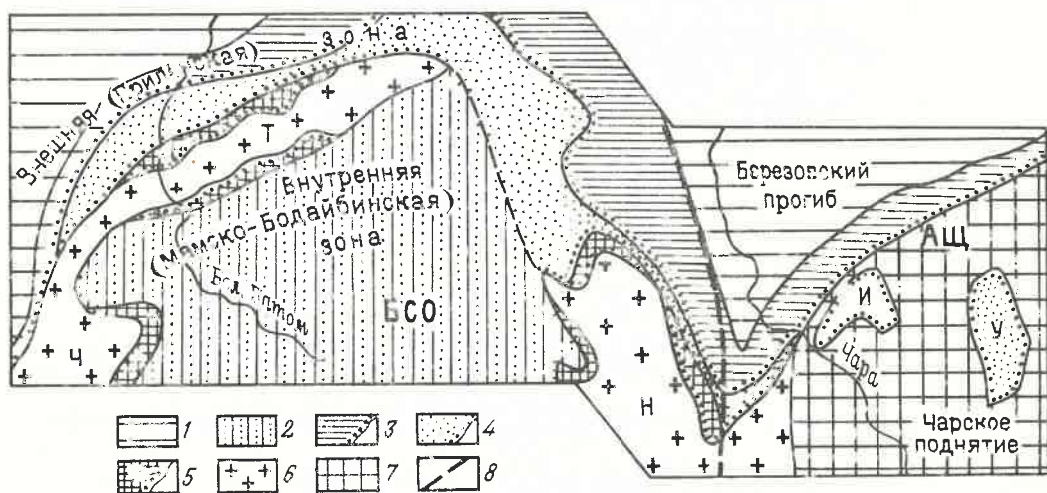


Рис. 2. Геолого-структурная схема Патомско-Чарской площади:

осадочные отложения: 1 — венд-палеозойские нерасчлененные, 2 — венд-рифейские нерасчлененные, 3 — Средне-верхнерифейские, жуинская и дальнетайгинская серии, 4 — среднерифейские, балаганская серия, 5 — нижнерифейские, пурпильская свита; образования фундамента: 6 — раннепротерозойские гранитоидные и метасо-

дочные, 7 — архейские гранитоидно-метаморфические; 8 — Жуинский разлом БСО — Байкальская складчатая область, АИ — Алданский щит (предпурпильское и предбалаганское несогласие не показаны в областях повышенного метаморфизма); буквы на рисунке: И — Имальский грабен, Н — Нечерское поднятие, Т — Тонодское поднятие, У — Угуйский грабен, Ч — Чуйское поднятие

ния [5, 10]. Древние коры выветривания обнажены в основании байкалит по периферии выступов раннедокембрийского фундамента (Чуйского, Тондского и Нечерского поднятий), расположенных вдоль границы внешней перикратонной и внутренней геосинклинальной зон Патомского нагорья. Пene-пленизация и длительное корообразование на данной территории связано со стабилизацией тектонического режима в конце раннего протерозоя (завершение карельской складчатости и пост-складчатой активизации) и последующим субплатформенным развитием в течение раннерифейского времени. Собственно предрифейские (предпурпольское) несогласие фиксируется остаточной элювиальной корой выветривания, или реголитом, сохранившимся в виде реликтов под несогласно залегающими отложениями чехла — красноцветными монокварцевыми и суперглиноземистыми породами пурпольской свиты R₁. Эта свита объединяет продукты глубокого химического изменения подстилающих образований и представляет собой переотложенную кору выветривания латеритного типа [10]. Остаточная и переотложенная коры выветривания испытали зональный метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации. В последующем изложении анализируются продукты выветривания только областей зеленосланцевого метаморфизма (внешней зоны Патомского нагорья).

Предпурпольский реголит распространен на раннепротерозойских гранитоидах чуйско-кодарского, амандракского, ничатского комплексов и вмещающих их терригенных породах кевактинской и кодарской серий. Кроме площадных, характерны и линейные формы, например, вдоль долгоживущих разломов «приосевой» части Нечерского поднятия. Следует подчеркнуть, что возраст ничатских гранитоидов и сопряженных с ними кремнeshелочных метасоматитов [8] — наиболее молодых образований фундамента — определяет нижний возрастной рубеж корообразования на Патомском нагорье (не древнее 1,65—1,7 млрд. лет).

В профиле реголита принято выделять две зоны [4, 9], именуемые в дальнейшем подзонами. В наиболее полных разрезах максимальная мощность нижней подзоны достигает 30—45, а верхней — 5—15 м. Нижняя под-

зона дезинтеграции, на примере апогранитового реголита, включает сильно трещиноватые породы, в которых наблюдаются псевдоморфные кварц-серицит-хлорит-альбитовые изменения. Верхняя подзона сложена аркозовыми гравелитоподобными породами и гравелистыми кварц-серицитовыми сланцами, непосредственно контактирующими с анхимономинеральными кварцитами основания пурпольской свиты. Цемент гравелитоподобных пород составляет новообразованные кварц и серицит (до 70—80 %), характерны скопления лейкоксена и гематита. Анализ изменения состава и структурных особенностей пород по профилю реголита свидетельствует о частичном перемыве продуктов выветривания в верхней подзоне. По петрохимическим данным [4, 9] в кварц-серицитовых породах верхней подзоны наблюдается накопление Al_2O_3 , K_2O и TiO_2 , сопровождающееся выносом CaO , MgO , Na_2O и резким возрастанием отношения оксидов Fe (II) к Fe (III). По геохимическим данным авторов в этих породах концентрируются литофильные элементы (Rb, Cs, $Li \pm Sn$, W, Y, Nb) и деконцентрируются сидерофилы (Mn, V, Cr и др.) при инертном поведении элементов халькофильной группы.

Дальнейшее преобразование предпурпольского реголита и окружающих пород выражается высокотемпературными плутогенными фельшпатоид-мусковитовыми и низкотемпературными тектоногенными (амагматичными) гидрослюдистыми и карбонат-хлоритовыми изменениями, связанными с процессами позднерифейской-раннепалеозойской тектоно-магматической активизации. Регионально проявленное низкотемпературное кислотное выщелачивание (гидрослюдизация) и сопряженный железо-магнезиальный метасоматоз характерны для территории Нечерского поднятия. Интенсивность этих изменений возрастает на участках (в узлах) сочленения и пересечения долгоживущих разломов фундамента с поверхностью анализируемого ССН. В породах фундамента, а также в нижней подзоне реголита, гидрослюдизация (иллит, гидробиотит) постоянно сопровождается хлоритизацией (рипидолит) и карбонатизацией (анкерит, кальцит, сидерит), а также обильной сульфидной минерализацией и прожилково-вкрапленным флюоритом. В орео-

лах гидрослюдизированных пород закартированы жилы- и линзовидные тела гидрослюдитов, хлоритолитов, брекчий с хлоритовым и анкеритовым цементом, мощностью до 5 м. В базальных горизонтах пурпольских кварцит-песчаников и подстилающих гравелитоподобных породах реголита проявлены преимущественно пирит-гидрослюдистые изменения. Вверх от поверхности ССН их интенсивность резко ослабевает. Рудно-геохимической особенностью гидротермально-метасоматических процессов гидрослюдизации и сопряженного железо-магнезиального метасоматоза является отчетливая тенденция к концентрированию халькофильных элементов (As, Ag, Pb, Cu, Zn и др.) в форме полисульфидной минерализации.

Таким образом, преднижнерифейское несогласие на Патомском нагорье представляет региональную долгоживущую структуру, экранируемую нижнерифейским осадочным покровом или, на участках размыва последнего, отложениями балаганахской серии среднего рифея.

Чарское поднятие. На территории Чарского поднятия западной части Алданского шита режим платформенного развития установился в среднем — позднем рифее. Региональное предсредне—позднерифейское ССН проявлено в основании платформенных отложений Березовского перикратонного прогиба, изолированных грабенов (см. рис. 2), а также на различных стратиграфических уровнях в Березовской и Чаро-Токкинской структурно-фациальных подзонах (рис. 3).

В Березовской подзоне основание платформенного чехла слагают пестроцветные породы среднего рифея, сохранившиеся в грабенообразных понижениях фундамента под средне-верхнерифейскими отложениями ничатской, или джемкуканской, свиты. В разрезе среднерифейской балаганахской серии на этой территории, составленном по данным документации картировочных скважин, преобладают аркозовые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с полевошпат-кварцевыми гравелитами, конгломератами и алевросланцами. Для всего разреза характерны неравномерные пестрые окраски пород и присутствие в них обломочного мусковита. Мощность среднерифейских отложений варьирует от первых десят-

ков до 250 м с явной тенденцией увеличения вглубь платформенного чехла. В зоне предбалаганахского несогласия выделены следующие разновидности пород.

1. Массивные гравелитоподобные, залегающие на неравномерно трещиноватых и измененных раннепротерозойских образованиях фундамента — гранитоидах ничатского комплекса и карбонатно-кремнистых породах кодарской (?) серии. Эти породы закартированы в виде выклинивающегося горизонта мощностью не более 11 м. В их составе преобладают новообразованные минералы (в т. ч. глинисто-гидрослюдистой ассоциации), цементирующие корродированные обломки полевошпат-кварцевого и существенно кварцевого состава;

2. Кварцитовидные (кварцевые дресвяники, кварцито-песчаники и гравелистые разновидности), маркирующие собственно поверхность предбалаганахского несогласия. Образуют однородную по составу сероцветную пачку невыдержанной мощности (от первых до 53 м), на которую налегают аркозовые песчаники балаганахской серии. По мнению Е. С. Белевкина, в кварцитовидных породах проявилось вторичное окварцевание за счет частичного растворения и перекристаллизации в пострифейское время.

Охарактеризованные породы в профиле предбалаганахской (предсреднерифейской) коры выветривания по составу и генезису, как считают авторы, сопоставимы с образованиями предпурпольского реголита и нижней (кварцитовой) подсвиты пурпольской свиты Патомского нагорья. Отметим, что под отложениями ничатской свиты подобные продукты выветривания в настоящее время не установлены.

В целом предсредне-верхнерифейское (предбалаганахское и предничатское) ССН на данной территории может рассматриваться в качестве региональной структуры длительного развития. Наиболее контрастно эпигенетические преобразования проявились на предбалаганахском уровне рассматриваемого ССН. Рифейские экзогенно-эпигенетические изменения выразились здесь в интенсивной пластовой гематитизации, охватившей среднерифейские и подстилающие породы фундамента. По трещинам среди последних гематитизация прослеживается на глубину до 10 м и

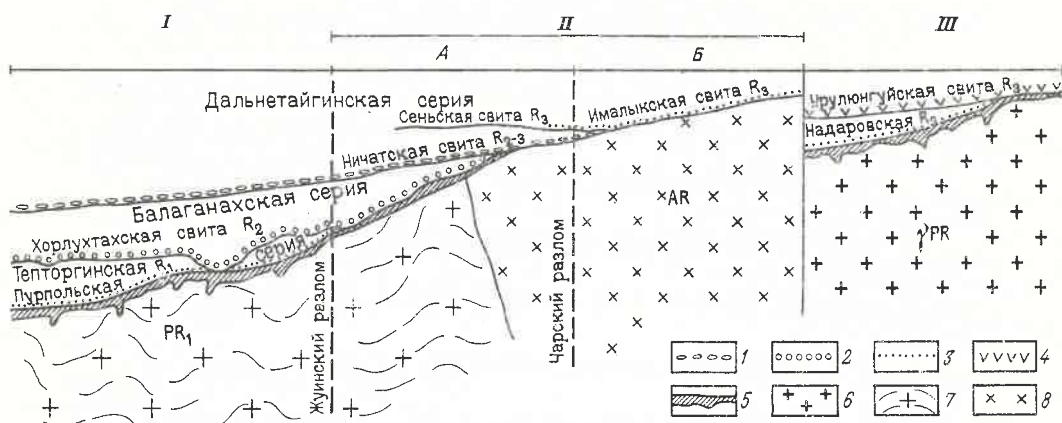


Рис. 3. Рифейские несогласия Патомского нагорья Чарского поднятия и Приаргунья:

I — Патомское нагорье (Приленская СФЗ), II — Чарское поднятие (Причаская СФЗ): А — Березовская подзона, Б — Чаро-Токкинская подзона; III — Приаргунье (Уровский и Урулюнгуйский блоки) составы базальных слоев рифей-

ских отложений: 1 — полимиктовый (грубообломочный), 2 — олигомиктовый аркозовый, 3 — мономиктовый кварцевый; 4 — вулканомиктовый; 5 — рифейские коры выветривания; составы образованного фундамента; 6 — существенно гранитоидный, 7 — гранитоидный и метасадочный, 8 — гранитоидно-метаморфический

более от поверхности несогласия. В зоне сплошных изменений вмещающие породы характеризуются пятнистой окраской и содержат гематитовые прослойки мощностью до 5 см. Возраст гематитовых (красноцветных) изменений определяется их наложением на валунно-галечные конгломераты основания ничатской свиты. Характерно, что этот процесс затрагивает базальные слои свиты только на участках ее непосредственного налегания на породы фундамента. Предположительно, в это же время в обстановке смены окислительных условий восстановительными формировались ранние вкрапленные генерации хлорита, карбоната и сульфидов-железа. С этапом позднемезозойской (раннемеловой) тектоно-магматической активизации связано, в частности, проявление гидротермальной аргиллизации (гидрослюдистая фация) в основании платформенного чехла Березовской подзоны [6]. Ореолы мезозойских хлорит- и глинисто-гидрослюдистых изменений включают геохимические зоны контрастного привноса и перераспределения Ag, Pb, Bi, Ni, V, Cd и др. [7]. Сильно измененные образования установлены на глубине 5—20 м от поверхности предбалаганахского ССН (под кварцитовидными породами). В узлах сочленения с крутопадающими активизированными разломами фундамента глубина распространения аргиллизации возрастает. В осадочных породах балаганахской серии и в валунно-галечных конгломератах ничатской свиты гидротермальные

изменения проявлены слабо и крайне неравномерно.

В Чаро-Токкинской подзоне разрез платформенных отложений начинается с кварцитовидных пород ималыкской (нижнесеньской) свиты верхнего рифея, субгоризонтально залегающих на дислоцированных кристаллических породах архейского основания. Зона предималыкского ССН к настоящему времени не изучена. Имеются данные, например, по Ималыкскому грабену, о проявлении мезозойской калишпатизации в базальных горизонтах кварцит-песчаников и гравелитов ималыкской свиты и о локализации межпластовых тел и силлов мезозойских щелочных пород непосредственно вдоль контакта кварцит-песчаников и подстилающих архейских образований.

Иной геологической ситуацией отличается Угуйский грабен (см. рис. 2), выполненный в основном красноцветными отложениями кебектинской свиты. Эти отложения с размывом и угловым несогласием залегают на гранитоидно-метаморфических образованиях олекмо-станового комплекса позднего архея и на слабо метаморфизованных карбонатно-терригенных породах раннепротерозойской чинейской серии. В разрезе кебектинской свиты, параллелизуемой нами с хорлухтахской свитой среднего рифея, преобладают аркозовые песчаники и алевропесчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Суммарная мощность свиты не превышает 1200 м. Базальный горизонт (мощ-

ностью до 10 м) слагает полимиктовые и олигомиктовые валунно- и крупногалечные конгломераты, гравелиты. В зоне предкебектинского несогласия локализованы (сконцентрированы) продукты позднемезозойской гидротермальной деятельности. Интенсивность гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород увеличивается на участках пересечения поверхности ССН разломами и дайками мезозойских магматических пород, где формируются пирит-адюляровые (с хлоритом, карбонатом) метасоматиты — гумбеиты. В гумбеитах и гумбеитизированных породах зоны предкебектинского ССН, например, на юго-западном фланге грабена, установлено накопление As, Mo, Bi, Ag, Au, W и других элементов, определяющих рудно-геохимическую специализацию подобных гидротермально-метасоматических образований западной части Алданского шита [7].

Приаргунье. В Юго-Восточном Забайкалье объектами исследования явились Уровский и Урулюнгуйский блоки — фрагменты Приаргунского среднего массива [2, 3], — в составе которых преобладают рифейские? гранитоиды дырбылкейского комплекса. В пределах этих блоков выделены предпозднерифейская и переотложенная коры выветривания [1], формирование которых происходило на этапе постинверсионной субплатформенной стабилизации региона в позднем рифее. Продукты выветривания часто зонально метаморфизованы и гранитизированы, что затрудняет их диагностику и, в ряде случаев, выделение самой поверхности ССН.

В обобщенном виде, в профиле предпозднерифейской остаточной коры выветривания, вещественно близкой преднижнерифейскому реголиту Патомского нагорья, также выделены две подзоны суммарной мощностью до 100 м. В нижней подзоне на катаклазированных и калишпатизированных гранитах дырбылкейского комплекса развиты перекристаллизованные дресвянистые породы гранитоидного облика с бластокатакластической структурой. Здесь наблюдается заполнение трещин песчанистыми и дресвяно-щебнистым материалом, превращенным на участках гранитизации в трептоморфный гранит. Дресвянистые породы перекрываются образованиями верхней подзоны — гра-

велистыми кварц-серицитовыми сланцами с включениями обломочного и метаморфогенного кварца. В этих породах содержится до 18 % глинозема, 6—7 % суммарного железа и 5—6 % щелочей при резком преобладании калия над натрием [1]. На кварц-серицитовых сланцах, фиксирующих собственно поверхность несогласия, залегают осадочные породы низов верхнерифейской надаровской свиты — серицитовые кварциты, кварцевые гравелиты, алевросланцы, кремнистые сланцы, красноцветные гематитовые породы. По составу и условиям образования надаровская свита отвечает переотложенным корам выветривания и рассматривается авторами в качестве формационно-генетического аналога пурпольской свиты нижнего рифея. Преднадаровской коре выветривания свойственны площадные и линейные формы. В зонах разломов среди дырбылкейских гранитов продукты выветривания (серицитовые сланцы) прослежены на глубину более 200 м. На участках размыва пород надаровской свиты, например, в районе пади Дырбылкей, остаточная кора выветривания перекрывается отложениями урулюнгуйской свиты (см. рис. 3).

В течение позднего рифея — раннего палеозоя и позднего палеозоя — мезозоя (метаморфизм, гранитизация, кремнещелочной метасоматоз, грейзенизация и др.) зона предпозднерифейского ССН в Уровском и Урулюнгуйском блоках Приаргунья неоднократно изменялась. О частом проявлении кремнещелочного метасоматоза свидетельствуют результаты геохронологического изучения порфиروبластической калишпатизации в подстилающих дырбылкейских гранитах (720—680, 560—530, 240—220 млн. лет, Rb—Sr изохроны Ю. П. Шергина, ВСЕГЕИ). С процессами калишпатизации и грейзенизации связаны, например, проявления Sn, Mo, TR и других металлов, локализующихся вблизи или в зоне предвхнерифейского ССН.

В заключение подчеркнем наиболее важные геологические и металлогенические результаты проведенного исследования.

1. В рассматриваемых районах Северо-Восточного и Восточного Забайкалья начало рифейского платформенного (субплатформенного) развития знаменуется региональным корообразо-

ванием. Рифейские ССН маркируются остаточными корами выветривания элювиального типа и перекрываются продуктами их переотложения. Наличие таких кор, их своеобразный состав и зональность, по-видимому, определяют специфику рифейских поверхностей выравнивания в Забайкалье и отражают общие особенности рифейской пенепленизации.

2. Зоны рифейских ССН — преданнерифейская Патомского нагорья, предсредне-позднерифейская Чарского поднятия и предпозднерифейская Приаргунского срединного массива — представляют собой протяженные геологические тела сложного строения со специфическими структурными (пологое залегание) и вещественными (литолого-геохимическими) признаками. Высокая дифференцированность вещества в пределах этих зон определяется ранними экзогенно-эпигенетическими (коробразовательными) и последующими, в т. ч., гидротермально-метасоматическими процессами различных петрохимических типов. Интенсивность и масштабность гидротермально-метасоматических преобразований обусловлены наличием в фундаменте под поверхностью ССН активизированных разрывных нарушений древнего заложения. Металлогеническая роль этого фактора приобретает особое значение в районах развития линейных (приразломных) кор выветривания.

3. Исходя из благоприятной общегеологической ситуации в рассмотрении региона имеются предпосылки (условия) для формирования различного полигенного оруденения в зонах рифейских ССН. Вещественный состав этого оруденения будет определяться, например, «изначальной» рудно-геохимической специализацией геологических образований фундамента. В этом отношении особое упоминание заслуживают металлоносные и потенциально металлоносные углеродистые отложения раннего протерозоя.

4. Предполагается возможность формирования эндогенного литофильного оруденения (редкие земли, редкие металлы) в зонах рифейских ССН в связи с процессами метаморфизма, гранитизации и кремнечелочного метасоматоза (Приаргунье, Чуйское поднятие Патомского нагорья), а гидротермального халькофильного (благородные, возможно цветные ме-

таллы и др.) — в зонах несогласий, маркируемых неметаморфизованными и слабо метаморфизованными корами выветривания (Тонодское и Нечерское поднятия Патомского нагорья, Чарское поднятие). Определенный интерес представляют погребенные линейные зоны преданнерифейского реголита на Патомском нагорье, где возможно формирование полигенного золотого оруденения (кластогенного, регенерированного и собственно гидротермального).

Анализ истории геологического развития региона, в частности, Приаргунья, позволяет предполагать наличие сходных ССН в других районах Востока России, например, в пределах Бурейского, Ханкайского и Омогонского срединных массивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасов М. Н. Предпозднерифейские коры выветривания в Приаргунье // *Геология и геофизика*. 1983. № 5. С. 120—125.
2. Афанасов М. Н., Павлова В. В. Основные факторы геохимической специализации Приаргунского срединного массива // *Тектоника Сибири*. Новосибирск, 1985. Т. XII. С. 160—164.
3. Афанасов М. Н., Павлова В. В. Особенности строения фундамента активизированных блоков Приаргунья // *Геология и геофизика*. 1989. № 4. С. 36—43.
4. Гирс В. М., Гладков В. С. Дорифейская кора выветривания осадочно-метаморфических пород на Тонодском поднятии (Патомское нагорье) // *Сов. геология*. 1987. № 9. С. 92—97.
5. Грейзер М. И., Ильинская Х. Г., Поленков А. Н. О возрасте пурпальной свиты протерозоя Байкало-Патомского нагорья // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 4. С. 127—130.
6. Макарьев Л. Б., Дитмар Г. В. Мезозойский пояс рудоносных метасоматитов на северо-западе Чарского поднятия // *Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Мал. БАМа*. Якутск, 1986. С. 55—64.
7. Макарьев Л. Б., Дитмар Г. В. Геохимическая специализация мезозойских метасоматитов Прибайкальско-Чарского рудного пояса // *Геохимические методы для решения задач практической геологии*. Л. 1986. С. 69—78.
8. Макарьев Л. Б., Чухонин А. П., Дитмар Г. В. Формационные ряды докембрийских метасоматитов западной части Алданского щита (и их металлогения) // *Сов. геология*. 1987. № 3. С. 83—88.
9. Попов Ю. Г., Потороченко А. Н. Дорифейские коры выветривания Патомского нагорья // *Проблема бокситов Сибири*. Новосибирск, 1975. С. 100—111.
10. Попов Ю. Г. К вопросу о взаимоотношениях рифея и дорифея Патомского нагорья // *Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири*. Л., Наука, 1983. С. 36—59.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Новый взгляд на разломную тектонику земной коры

Е. И. ПАТАЛАХА (Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева)

Как показал тектонофациальный анализ, установившееся в генетической тектонике представление о том, что все разломы неизбежно проходят эмбриональный этап упруго-хрупкого собирания трещин (трещинный этап), — не точное. Такой этап характерен для разломов, возникающих в холодной и твердой (и поэтому хрупкой) эпизоне. В теплой и вязко-пластичной мезозоне разломы сопровождаются приразломными зонами смятия (линеаризация), которые следует понимать как особую вязко-пластичную ветвь эволюции разломов, хотя сам момент зарождения разломов, возможно, и отображает все тот же упруго-хрупкий этап, ступенчатый зонами смятия. Иными словами, имеются два пути эволюции разломов: 1) вначале упруго-хрупкий этап собирания мелких трещин, а уж затем «обрастание» зонами смятия, возникающими вследствие взаимного вязкого трения проволакивающихся блоков; 2) изначально развитие в качестве зон смятия.

Упруго-хрупкий этап формирования разломов — импульсивный, его можно представить в виде чередования эпизодических сейсмоударов, а этап формирования зоны смятия — относительно спокойного односистемного сдвигового течения. Такие разломы несут дискретную амплитуду смещения, интерпретируемую как интегральная сумма непрерывно-прерывистых импульсивных смещений.

В горячей и вязкой катазоне разломы выражены в специфической форме зон концентрированного течения, почти лишенных дискретных амплитуд смещения. Эти разломы вряд ли имели обычный упруго-хрупкий этап собирания трещин, если они развивались не унаследованно за счет мезозональных и эпизональных. Возникновение и эволюция их — изначально односистемное сдвиговое течение. Это — «корешки» нормальных коровых разломов, пронизывающих твердую эпизону (в качестве хрупких) и мезозону (в качестве вязких) со всеми вытекающими отсюда динамическими и кинетическими последствиями. Импульсивность смещений при этом (обычная для эпиз- и, возможно, мезозон) вряд ли достига-

ет катазоны, где разломы имеют в основном не дискретную, а рассеянную амплитуду смещения (вязкую).

Итак, приразломные зоны смятия в эпизоне, и, вероятно, отчасти в мезозоне вторичны по отношению к собственно разлому — воплощению дискретности смещения, однако в катазоне и мезозоне — первичны, здесь они возникают как эквивалент собственно разлома изначально. Процесс образования таких первичных зон — импульсивный с разрушением и самозалечиванием материала (Ю. В. Ризниченко, 1965). Но такая импульсивность — лишь спорадические всплески на фоне спокойного односистемного сдвигового течения. Отсюда обычный рекуррентный характер тектонитов в шовных зонах даже глубокого уровня.

В литературе до сих пор под «разломами» понимаются хрупкие эпизональные их модификации, выраженные единичными плоскостями. Что касается мезозональных и катазональных вязких разломов (и особенно изученных первых), то они часто никак не вписываются в обычные понятия о разломах как достаточно плоских и прогнанных трещинах. Картина здесь совершенно иная. Во-первых, это — не двухмерные трещины, а трехмерные мощные тела (зоны смятия). Во-вторых, не плоские, а достаточно прихотливые, по своей геометрии скорее напоминающие неправильные плитообразные тела переменной мощности, извивающиеся, разветвляющиеся и соединяющиеся взаимно под самыми различными углами: от острых до прямых. Нередко это тела не просто ветвящиеся, а имеющие облик колен, разного рода изломов и «неправильностей» вплоть до змейковидных, по-видимому, отображающих геологическую неоднородность среды.

Степень «неправильности» таких вязких разломов тем выше, чем ниже вязкость среды. Вместе с тем часто это результат последовательного наложения деформаций. За рубежом в последние годы их обозначают термином (ductile) в отличие от хрупких с дискретной амплитудой смещений (brittle).

Теперь рассмотрим те же коровые разломы в ином аспекте — по их отношению к элементам стратификации и со-

ответственно ориентировке в пространстве, поскольку элементы стратификации изначально маркируют горизонтальную плоскость. Самая общая схема выглядит так. В мезозоне (включая выходящие в эпизону) доминируют субвертикальные разломы, секущие элементы стратификации почти ортогонально, тогда как в катазоне (имеются в виду только «родные» разломы), наоборот, — субгоризонтальные, в общем согласные элементам стратификации. Разломы во всех случаях отображают главную структурную триаду. Поэтому речь идет не только о разломах, но и о тектонических стилях в целом.

В деталях картина выглядит более сложной. В низах мезозоны, непосредственно покрывающих катазону, доминируют, как и в катазоне, субгоризонтальные «разломы», а точнее структурный парагенезис послойного течения $M_{ш}^n$. Это явное влияние катазонального «перегрева», например — рифей палеозонд Казахстанской складчатой области. Как и в катазоне, главная причина такой ситуации — аномально маловязкий (для мезозоны) характер пород, и отсюда характерное для катазоны реоморфное течение.

Главный смысл для нас имеет картина, фиксируемая в верхней и средней мезозонах. Здесь, помимо обычных ортогонально секущих стратификацию разломов (структурный парагенезис $M_{ш}^n$), широко распространены послойные «разломы» $M_{ш}^n$ — зоны односистемного сдвигового течения, приуроченные к аномально маловязким горизонтам и отмеченные повышенным послойным рассланцеванием. Это тонкие прослои или целые пачки и свиты пород либо существенно глинистых, углеродистых карбонатного и алевролитового ряда (особенно мергели), либо солей.

Такие «швы» изначально предопределены литологией — мощностью соответствующего аномально маловязкого легко текучего горизонта и его пространственным залеганием. Поэтому подобные структуры могут иметь следующий вид: простые послойные срывы (по отдельным горизонтам); послойно рассланцованные горизонты; сланцеватые свиты («блестящие сланцы» и т. п.); мощнейшие зоны брекчий (например, знаменитая корпешская тектоническая брекчия, с которой связано представление о шарьяжах Каратау, состоящая из аномально маловязких тефроид-

ных аргиллитов в качестве цемента и обломочного материала — отторженно-го отчасти от красноцветных терригенных тюлькубашской свиты предположительно среднего-верхнего девона, а отчасти от карбонатной серии этрена и нижнего карбона).

Такие шовные зоны образуют широкий ряд структур: от малоамплитудных вполне согласного залегания слоя, пачки, свиты, толщи рассланцованных горизонтов с полным соответствием, т. е. согласием строения покрывающего этот горизонт и подстилающего комплексов, не смещенных существенно друг относительно друга, вплоть до крупноамплитудных мощных зон срыва и брекчирования с дисгармонией строения покрывающего и подстилающего комплексов вследствие крупноамплитудного смещения («проскальзывания») их по аномально маловязким элементам разреза. Если в первом случае структуры выглядят как простые рассланцованные горизонты, то во втором — это настоящие шарьяжи. Первые изобилуют, например, в Верхоянском терригенном комплексе и связаны с аномально маловязким характером горизонтов и пачек. Колоссальной мощности Верхоянский комплекс буквально весь расслоен такого рода горизонтами и пачками. Поэтому малоамплитудное рассланцевание почти никогда не перерастает в дисгармонию комплексов и шарьяжей.

Примеры шарьяжей столь же многочисленны. Им отвечает не только Каратау (В. В. Галицкий, 1967), но и практически подавляющая масса дисгармонично построенных, резко контрастных в вязкостном отношении комплексов, прослоенных аномально маловязким горизонтом (Юрские горы и др.).

Отметим знаменитые гельветские кровы, смещенные на огромные расстояния. Срыв произошел по горизонту триасовой соли. Сюда же относятся многочисленные случаи тектоники «тонкой кожи» — «выплесков» складчатых сооружений в зонах передовых прогибов с благоприятными для скольжения соляными и глинистыми горизонтами. Много таких примеров приведено у А. Ирдли (1954) по Северной Америке, С. В. Руженцева (1971) по Памиру и Альпийскому поясу, М. А. Камалетдинова с соавторами (1981) по Предуральскому прогибу.

Структура Карпат представляет собой листрит с базисным срывом по

тому же триасовому горизонту соли, что и в гельветских покровах Альп. На примере Карпат и других регионов видно, что листрические разломы — это лишь способ базисным срывам (о которых идет речь как о новом типе разломов) реализовать себя. Повидимому, именно такой характер расслоения носит и земная кора, и литосфера в целом: приуроченные к аномально маловязким горизонтам базисные срывы, где поверхностью срыва служат в зависимости от масштаба то слои, то толщи, то внутрикоровые, то мантийные астеносферы, ищут способа реализовать возможность своего базисного горизонтального скольжения. И находят его в виде листрических разломов, которые соединяют горизонтально скользящие пластины (базисные срывы) с дневной поверхностью (выводят их на дневную поверхность) и создают возможность полной свободы перемещения пластин.

Листрический разлом с этих позиций — это лишь способ реализации крупноамплитудных горизонтальных смещений. Каждый такой разлом — результат преодоления лобового сопротивления, оказываемого скольжению горизонтальной пластины. Если данный листрический разлом облегчил выход пластины на дневную поверхность и дальнейшее беспрепятственное ее скольжение, на этом процесс листрирования может и завершиться, как в случае гельветских покровов. Если же этого не произошло и возникший листрический разлом снял лобовое сопротивление только временно и частично, уже на следующем этапе горизонтального скольжения возникает другой листрический разлом и т. д. В результате образуется множество листрических разломов с единой базисной поверхностью срыва — единый листрит. Наглядные примеры — листриты Карпат, а также аккреционные призмы активных окраин океанов.

Итак, листрические разломы и базисные срывы по аномально маловязким горизонтам — лишь разные стороны одного и того же процесса формирования структур субгоризонтального скольжения, картируемого в рамках тектонофациального анализа как послыйный шовный парагенезис или послыйная складчатость. Согласно с элементами стратификации субгоризонтальные разломы, охватывающие самые разнообразные структурные элементы

от простых послыйных зон расслаивания вплоть до гигантских шарьяжей, — не просто разломы в традиционном их понимании: они не проходят упруго-хрупкий этап собирания мелких трещин, это изначально зоны сравнительно спокойного односистемного сдвигового течения, которые лишь потом, только на каком-то последующем этапе могут перерасти в разлом — границу раздела двух дисгармонично построенных комплексов, плоскость концентрированного шва, дробления и т. д.

Место заложения такого разлома, его геометрия, условия залегания и т. д. определены не каким-то особым напряженным состоянием (как в случае типичных разломов), а спецификой литологии слоистой среды. Под воздействием разнообразных деформаций слоистая система реагирует по принципу минимальной затраты энергии: деформацию принимают на себя главным образом аномально маловязкие горизонты. В них возникает односистемное сдвиговое течение, не требующее никаких особых условий кроме наличия самого аномального маловязкого горизонта.

Вначале процесс протекает спокойно и захватывает почти все вещество аномально маловязкого горизонта. Фактически это еще не разрыв сплошности, а обыкновенное течение. Однако по мере эволюции любой процесс течения сопровождается бифуркацией, возрастающей со временем (Е. И. Патаха, И. А. Гарагаш, 1990). Это разбиение единого сравнительно равномерного потока на резко контрастные струи. В результате течение избирает определенные пути: оно локализуется в рамках некоторой узкой зоны или поверхности, на которую и приходится максимум амплитуды смещения. Как только произошла такая локализация, возникает дискретная амплитуда смещения, движение все более концентрируется в одной плоскости, материал аномально маловязкого слоя используется уже не просто как «носитель движения», а как «смазка», облегчающая процесс течения. Происходит также дробление более вязких и твердых пород подстилающего и покрывающего комплексов, дисгармонизация строения которых нарастает. Все это свидетельствует о том, что зона простого односистемного сдвигового течения превратилась в разлом со всеми его

атрибутами: единым швом, дроблением и грануляцией, дискретной амплитудой, нарастающей дисгармонией в залегании обоих комплексов. Такой разлом, естественно, — шарьяжного типа со своей спецификой.

Итак, разломная тектоника земной коры в свете данных тектонофациального анализа включает разломы двух типов. Первые залегают изначально преимущественно ортогонально по отношению к горизонту и элементам стратификации: это разломы «обычные» субвертикальные — надвиги, взбросы, сдвиги и т. п. (секущие ортогонально элементы стратификации, характерные для реологических условий мезозоны и твердой эпизоны). Исследователи до сих пор ограничиваются эмбриональным этапом развития таких разломов (упруго-хрупким этапом собирания трещин) и не хотят видеть той неизмеримо более богатой истории разлома, когда он уже существует и «обрастает» зоной смятия и линеаризации. Суть тектонофациального анализа и состоит в оценке и подробном анализе этого фактически оказавшегося «за кадром» этапа.

Разломы второго шарьяжного типа в целом субгоризонтальны (исключая листрические их оформления), формируются первоначально не как разломы, а в результате наличия в слоистой структуре аномально маловязкого горизонта, где при деформации среды возникает односистемное сдвиговое течение; и лишь вследствие бифуркации потока приобретают вид разломов, по отношению к которым вещество аномально маловязкого горизонта играет роль «смазки». Они имеют вид сорванных покровов в итоге постепенного развития дисгармонии двух комплексов, соприкасающихся через аномально маловязкий горизонт. При этом не исключена огромная роль воды (М. К. Хабберт и А. С. Руби, 1959—1965). Листрические разломы — лишь своеобразные буферные структуры шарьяжей. В виду обилия такого рода горизонтов в слоистой среде земной коры большая часть их не реализуется в качестве разломов, так и оставаясь в структуре в роли своеобразных эмбриональных или крипторазломов.

К этому следует добавить, что имеются два трансрегиональных стратиграфических уровня шарьирования (для Казахстанской складчатой области). Первый — широкий по стратигра-

фическому объему и мощности — рифейский, а местами отчасти и раннепалеозойский, сопряженный с термическим «размягчением» пород. Это нижняя мезозона на переходе ее в катазону. Парагенезисы послыйного течения, присущие данному уровню, как правило, трактуются в последние годы в качестве шарьяжей (древние ядра антиклинориев Макбал, Атасу-Моинтинского, Букантау, отчасти Кокчетавского и др.).

Другой уровень — фамен-турнейский, главным образом маловязкие мергели, покоящиеся чаще всего в самой верхней части мезозоны. Это корпешские брекчии Центрального Каратау, послыйные срывы Жаильминской мульды, Успенского синклиория и т. д. Шарьяжи ли это? Достаточно вспомнить многолетнюю дискуссию о шарьяжах Каратау (В. В. Галицкий, 1967).

Итак, предлагается новая концепция разломной тектоники земной коры на базе тектонофациального анализа. В основе ее — понимание глубокой контролирующей структуры роли реологии. Высокая вязкость стимулирует образование крутопадающих тектонических потоков (тектонические стили) и сопряженных с ними разломов, тогда как аномально низкая — субгоризонтальных. В первом случае тектонический поток как бы стимулируется собственно разломом, а во втором — сам стимулирует возникновение разлома.

Открывается реологическая перспектива изучения разломной тектоники земной коры. Благодаря тектонофациальному анализу покончено с легковесными противопоставлениями складчатых и разломных структур, установлены их единые эволюционные парагенезисы.

В заключение необходимо подчеркнуть, что наша цель состоит в поиске истинных соотношений таких, казалось бы, независимых феноменов, как «обычные» крутопадающие разломы, базисные срывы, сорванные покровы, листрические разломы, шарьяжи, шовные плоскостные структурные парагенезисы и, наконец, реологическое расслоение земной коры и литосферы.

Нет никаких сомнений в родстве и даже органической взаимосвязи всех названных столь внешне различных структурных элементов. Например, без горизонтальных площадных срывов не может произойти практически ни одно перемещение блоков по крутопадающим

сдвигам, сбросам или взбросам. Иными словами, любая сколько-нибудь значимая амплитуда смещения по коровым разломам невозможна без адекватного этому процессу площадного «сдирания» в горизонтальном направлении.

Благодаря широкому использованию тектонофациального анализа уходит в прошлое противопоставление разломных (хрупких) и складчатых (вязких) деформаций, на котором базиро-

валась классическая геология. Длительные геологические деформации регулируются главным образом вязкостью, а не упругостью (фундаментальное положение тектонофациального анализа), а это означает, что многие разломы, к примеру шарьяжи, запрограммированы вследствие наличия аномально маловязких горизонтов.

Принята редколлегией 26 августа 1991 г.

Геофизика и глубинное строение

УДК 551.241 (575-16)

© Коллектив авторов, 1992

Промежуточный структурный этаж Туранской плиты

Н. Я. КУНИН, Э. Р. ШЕЙХ-ЗАДЕ (ИФЗ. РАН), Т. Л. БАБАДЖАНОВ,
В. А. РЗАЕВА, В. В. РУБО (ПГО «Узбекгеофизика»)

Доминировавшие до середины 60-х годов представления о герцинском возрасте фундамента Туранской плиты обусловили соответствующий подход к изучению истории тектонического развития и оценке нефтегазоносности региона [5, 9 и др.]. Материалы бурения на Устюрте, в Чу-Сарысуйской депрессии, результаты сейсморазведки КМПВ, а позднее бурно развивающиеся исследования сейсморазведкой ОГТ свидетельствуют о широком развитии пологослоистых триасовых и палеозойских отложений, что не характерно для фундамента. Указанные геолого-геофизические материалы позволили обосновать наличие во впадинах Туранской плиты мощных комплексов промежуточного структурного этажа (ПСЭ), включающего толщи от нижней юры до девона, а возможно, и более древние, отличающиеся от отложений осадочного чехла фундамента [Н. Я. Кунин, 1974; 1; 2].

Сведения о ПСЭ необходимы для расшифровки тектонической эволюции Средней Азии и Казахстана, развития представлений о молодых плитах и древних платформах. В разрезе ПСЭ Туранской плиты выделены две нефтегазопроизводящие толщи, связанные с сероцветами оленекского яруса и темноцветами нижне-среднего карбона, из которых получены промышленные и полупромышленные притоки нефти на Мангышлаке, Устюрте, в Чу-Сарысуйской впадине, что свидетельствует о перспек-

тивности доюрского комплекса плиты.

Многие вопросы строения ПСЭ (ареалы распространения, мощность, глубина залегания, вещественный состав и др.), учитывающие информацию, накопленную к началу 80-х годов, были рассмотрены в монографии [2]. В предлагаемой публикации использованы более поздние результаты геолого-геофизических исследований.

Авторами частично переинтерпретированы и обобщены материалы геофизических, прежде всего сейсмических, исследований и бурения, проведенных до 1988 г. в пределах равнинных областей Средней Азии и Южного Казахстана. По результатам их анализа с учетом материалов, представленных казахстанскими (Ю. А. Волож, Р. Б. Сапожников и др.), туркменскими (В. Н. Спикин, М. С. Пашаев и др.) и таджикскими (А. Г. Дуркин, Л. М. Фихиева) специалистами, были построены схемы рельефа поверхности и подошвы ПСЭ (рис. 1).

Нижняя граница ПСЭ — поверхность фундамента. Детальное описание ее рельефа и обоснование возраста консолидации слагающих фундамент пород опубликованы ранее [2, 7 и др.]. Коротко отметим лишь следующие основные выводы.

1. Возраст консолидации фундамента большинства впадин Туранской плиты предположительно раннепалеозойский или докембрийский. Палеозойский фундамент отвечает структурам Цен-

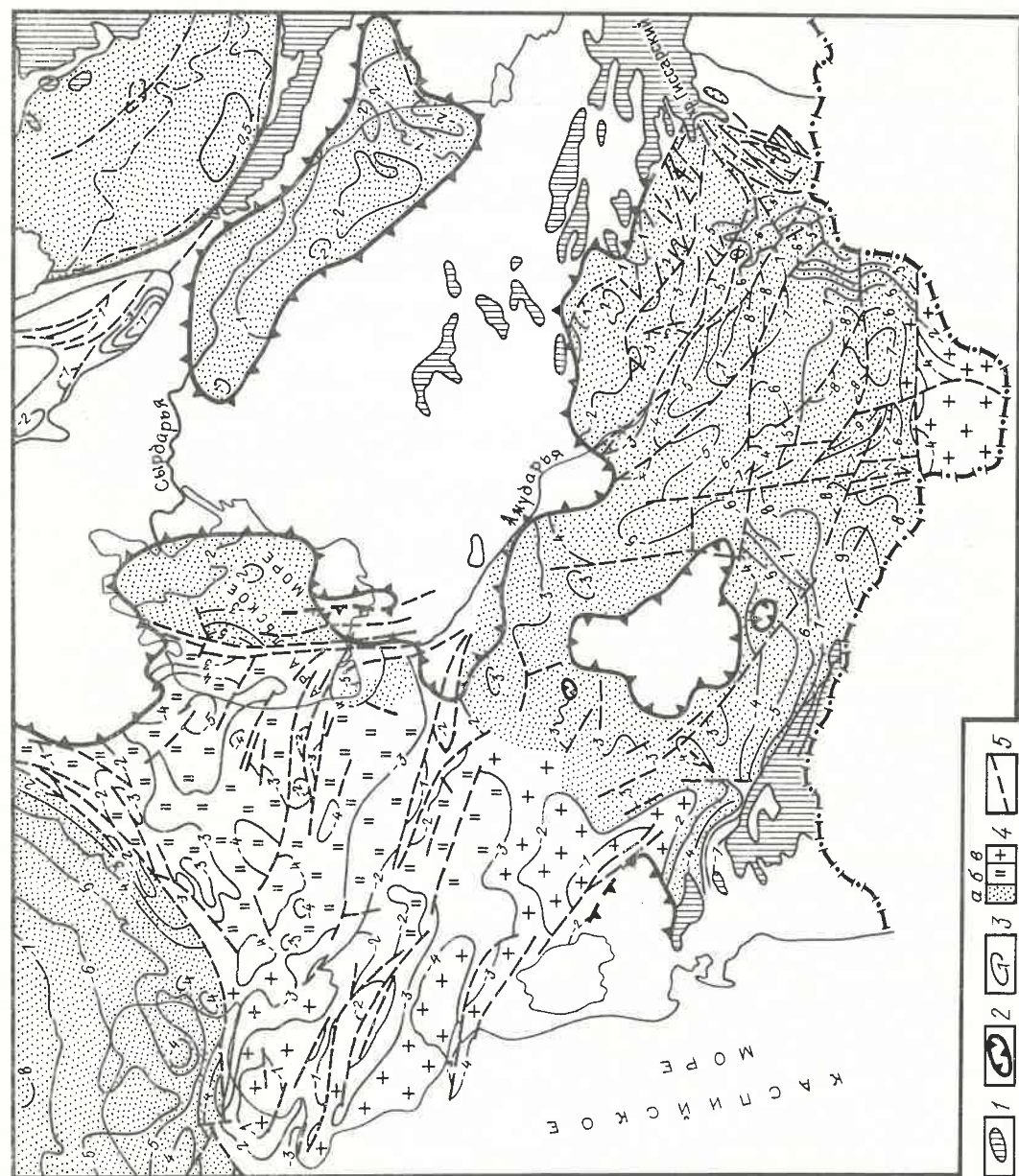


Рис. 1. Схема рельефа поверхности ПСЭ Туранской плиты:

1 — выходы фундамента на земную поверхность; 2 — границы областей отсутствия ПСЭ; 3 — изолинии рельефа поверхности ПСЭ, км; 4 — возраст пород, залегающих непосредственно вблизи кровли ПСЭ; а — триасовый, б — пермо-триасовый, в — палеозойский; 5 — разломы

тральнокаракумского, Карабогазгольского и Сырьдарьинского сводов, Центральных Кызылкумов и Приташкентского района; бортовым районам Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессий.

2. Абсолютные отметки залегания поверхности фундамента H_f в Средней Азии и Южном Казахстане достигают 15—20 км. Минимальные отметки (H_f менее 5 км) преимущественно отвечают структурам Восточного сектора Туранской плиты, а уровень H_f около 10 км — средний для Западного сектора плиты. Границе между намеченными секторами соответствует субмеридиональная геофлексура в рельефе поверхности фундамента, местоположение которой тяготеет к зоне трассирования планетарного Урало-Оманского линеамента.

3. Наиболее существенные изменения в представлениях о глубинах залегания поверхности фундамента Туранской плиты получены в пределах Бухарской ступени (зона сочленения Амударьинской впадины с центральнокызылкумскими поднятиями). По материалам обработки системы 16 профилей КМПВ, значения H_f в Бухаро-Хивинской области варьирует от 4,5 до 8 км, заметно не изменяясь при пересечении Учбаши-Каршинской флексуно-разрывной зоны, хорошо выраженной в рельефе поверхности палеозойских отложений.

Прежде чем перейти к рассмотрению рельефа кровли и возраста ПСЭ Туранской плиты, отметим некоторые особенности построенной схемы (см. рис. 1), связанные с ограничениями в объеме фактической информации:

1. Н. Я. Куни в монографии «Промежуточный структурный этаж Туранской плиты» (1974) обосновал целесообразность включения в состав ПСЭ отложений нижней юры (рэтлейасовый комплекс). Однако отсутствие в этой части разреза четких сейсмических границ затруднило определение глубины залегания кровли ПСЭ в пределах ареалов развития рэтлейасового комплекса.

2. Границы между областями ПСЭ, отличающимися по возрасту отложений, непосредственно подстилающих породы осадочного чехла, намечены ориентировочно и должны уточняться по мере накопления новых сейсмических материалов и данных бурения.

На значительной части рассматривае-

мого региона глубины залегания поверхности отложений ПСЭ H_n варьируют от первых сотен метров до 8—9 км (Ферганская, Прикаспийская и Мургабская впадины) и даже 9—11 км (Предкопетдагский прогиб). Минимальные глубины H_n (менее 3 км) установлены в пределах Чу-Сарысуьской (0,3—0,9 км), Среднесырдарьинской и Южно-Тургаьинской впадин (0,5—2 км), на большей части Бухаро-Хивинской области (БХО), Актумсукской и Центральноустуртско-Мангышлакской систем дислокаций, Южно-Эмбинского постпалеозойского поднятия и прилегающих к этим структурам бортовых зонах прогибов.

Отметки H_n 3—6 км характерны для Самского, Косбулакского, Бейнеуского, Судочьего и Бешкентского прогибов, Северо-Каспийской и обширной центральной части Амударьинской впадин, для южной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Области максимального погружения кровли ПСЭ (свыше 6 км) соответствуют южным районам Амударьинской, Мургабской и Ферганской впадинам (см. рис. 1). Отсутствие ПСЭ достоверно установлено в Северном, Восточном и Юго-Восточном Приаралье, в Центральных Кызылкумах, в пределах Центральнокаракумского и Карабогазгольского сводов, в бортовых зонах Среднесырдарьинской депрессии, включая Приташкентский район, в восточной части Центральноустуртского поднятия.

Низкая достоверность привязки сейсмических границ в пределах Южно-Таджикской впадины, где поверхность фундамента условно отождествлена А. Т. Дуркиным и Л. М. Фихневой с кровлей палеозойских отложений, перекрытых мощным юрско-кайнозойским осадочным чехлом, оставляет открытым вопрос о развитии здесь отложений ПСЭ.

Построенная схема рельефа кровли ПСЭ подтвердила сделанный выше вывод о существенных различиях западной и восточной частей региона.

Существенно более спокойный по сравнению с поверхностью фундамента рельеф кровли ПСЭ в совокупности с приведенным районированием региона по значениям H_n свидетельствует о нивелировочной роли доюрских образований, сглаживающих структурные элементы рельефа фундамента различного знака и амплитуды (центральной

ные районы Амударьинской впадины и Среднесырдарьинской депрессии, Чусарьсуйская и Южно-Тургайская впадины, прогибы Северного Устюрта). Отмечается инверсионный характер кровли ПСЭ для ряда тектонических элементов первого и второго порядка: Центральноараломорской впадины, Южно-Эмбинского постпалеозойского поднятия, Южно-Бузачинского прогиба, Бухарской ступени и др. Лишь при H_f свыше 11—12 км прослеживается конформное прогибание кровли ПСЭ и поверхности фундамента (Прикаспийская, Мургабская впадины, Предкопетдагский прогиб). Указанные особенности взаимосвязи рельефа поверхности фундамента и кровли ПСЭ отразились в смещении в западном и юго-западном направлениях на 150—200 км геофлексур, разделяющей области различного среднего уровня значений H_n по сравнению с геофлексурой, намеченной Н. Я. Куниным и Э. Р. Шейх-Заде в рельефе поверхности фундамента. Относительно неглубокое залегание толщ ПСЭ в пределах большей части Араломорской впадины (восточнее Арало-Кызылкумского вала), Бухарской и Чарджоуской ступеней, вероятно, свидетельствует о поступательном смещении в западном направлении области интенсивных прогибаний в позднем палеозое — триасе и юре.

Интересным представляется различие между Западным и Восточным секторами Туранской плиты по возрастному диапазону пород ПСЭ, залегающих непосредственно под осадочным чехлом. Для Восточного сектора наиболее характерны верхнепалеозойские отложения, лишь в системе грабенно-Южно-Тургайского прогиба установлены триасовые отложения. Можно также предположить развитие пород пермо-триаса в верхней части ПСЭ Бешкентского прогиба.

В пределах Западного сектора плиты под осадочным чехлом залегают отложения нерасчлененного пермо-триаса (восточная часть сектора, охватывающая значительные районы Амударьинской впадины, Судочий, Барсакельмский, Самский, Косбулакский, Бейнеуский прогибы) или триаса (западные районы Арало-Каспийского региона). Граница между разновозрастными отложениями, залегающими в кровле ПСЭ, Западного и Восточного секто-

ров имеет сложный, фестончатый характер. Построенная схема мощностей ПСЭ (рис. 2) свидетельствует об огромных масштабах осадконакопления на этапе развития региона от консолидации фундамента до начала формирования платформенного чехла.

Мощность ПСЭ M_n Туранской плиты и ее обрамления варьирует от сотен метров до 10 км. Для Восточного сектора характерен сравнительно утоненный ПСЭ, мощность которого остается выдержанной по латерали. Преобладающие значения M_n здесь составляют 0,5—2,5 км с раздувом до 3,5—5 км в отдельных блоках впадин, преимущественно совпадающих с прогибами по поверхности фундамента или приразломными структурами (Ферганская и Южно-Тургайская впадины).

Пониженные значения M_n в Западном секторе установлены лишь в пределах трех зон (см. рис. 2): 1) на Багдажинской ступени Амударьинской впадины мощность ПСЭ не превышает 3 км; с востока и запада зона ограничена резкими флексурами с перепадом значений M_n на 4—5 км, совпадающими соответственно с Амударьинским и Репетекским разломами; 2) разнообразные структуры Амударьинской и Южно-Устюртско-Мангышлакской впадин, заключенные между Центральноустюртско-Мангышлакской системой дислокаций, Карабогазгольским и Центральнокаракумским сводами, где значения M_n варьируют от 0,5 до 2,5 км с отдельными раздувами до 3—4 км; 3) пояс резкого утонения ПСЭ до 1—4 км в бортовой части Прикаспийской впадины, разделяющий зону мощного ПСЭ в центре Прикаспийской впадины — на севере и в Северо-Каспийской впадине и Южно-Эмбинском прогибе — на юге.

Для сравнительно ограниченного числа районов Западного сектора Туранской плиты характерны умеренно повышенные мощности ПСЭ — от 4 до 6 км (восточная часть Южно-Мангышлакской впадины и Северо-Бузачинского поднятия, муфта Барсакельмского прогиба и разнообразные структуры БХО).

Максимальное для Туранской плиты накопление отложений ПСЭ, очевидно, происходило в центральных блоках Амударьинской впадины, расположенных между Центральнокаракумским сводом и Балкунским разломом (7—

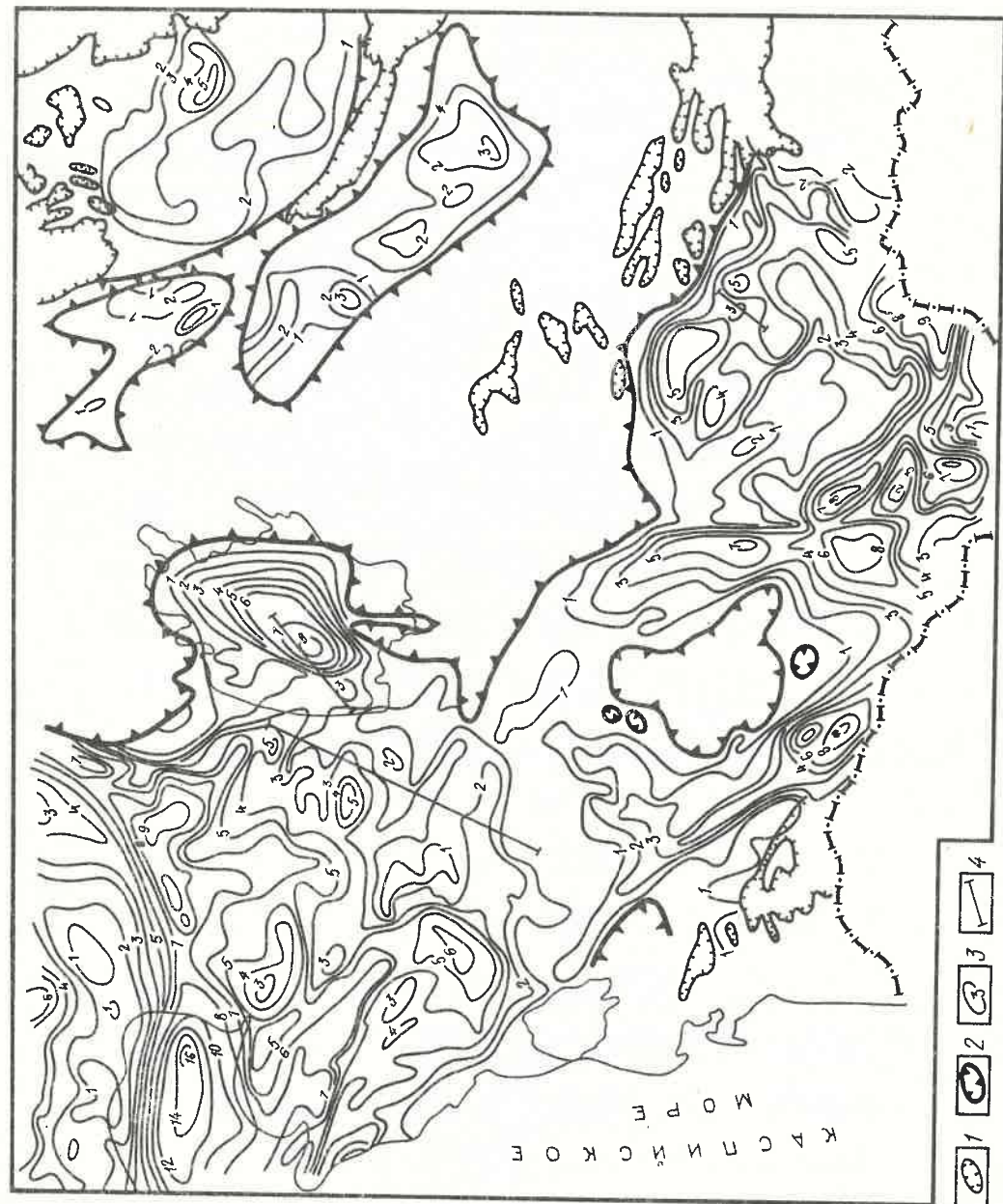


Рис. 2. Схема мощности ПСЭ Туранской
 ильи:
 1 — выходы фундамента на земную поверх-
 ность; 2 — границы областей развития
 ПСЭ; 3 — изопакты ПСЭ, км; 4 — профи-
 ли КМНВ

10 км), на юге Мургабской впадины и в сопряженных с ней восточных районах Предкопетдагского прогиба (M_n 6—10 км); в западной, прилегающей к Арало-Кзылкумскому валу части Центральноараломерской впадины (6—9 км); в пределах Северо-Каспийской впадины: Южно-Эмбинского прогиба (8—10 км) и в прилегающих прогибах Северо-Устюртской впадины (6—8 км).

Завершая рассмотрение мощности отложений ПСЭ Туранской плиты, следует отметить следующее:

1. Большинство из районов с мощным ПСЭ приурочено к зоне развития системы разломов, входящих в состав Урало-Оманского линеамента.

2. Субширотная флексура, протягивающаяся по южным бортам Косбулакского, Самского и Бейнеуского прогибов, разделяет Северо-Устюртскую впадину на две части, северная из которых в совокупности с Южно-Эмбинским прогибом является крупнейшей областью максимального накопления ПСЭ в регионе. Отметим, что эта область приурочена к развитию специфической высокоскоростной коры мафического типа [3].

3. Изучение отложений ПСЭ Туранской плиты показало, что его мощность существенно превосходит (Южно-Эмбинский, Самский, Косбулакский, Бейнеуский прогибы, Центральноараломерская, Чу-Сарысуйская и Южно-Тургайская впадины, центральные блоки Амударьинской впадины, БХО) или соизмерима (Барсакельмесско-Арстановский геоблок, Среднесырдарьинская депрессия) с мощностью осадочного чехла. Лишь в пределах некоторых структур Туранской плиты (южные районы Амударьинской и Мургабская впадины) и в Ферганской межгорной впадине [10] значения M_n меньше мощности осадочного чехла.

Развитие на значительной части Туранской плиты, преимущественно в пределах зон с докембрийским или нижнепалеозойским фундаментом, мощного ПСЭ, в верхней части которого бурением вскрыты породы триасового, пермо-триасового, каменноугольного и реже девонского возраста, позволяет предположить присутствие в низах ПСЭ средне- и (или) нижнепалеозойского комплексов.

Следовательно, для Восточного сектора региона характерен односекционный, палеозойский ПСЭ, а для Запад-

ного — двух или трехсекционный, где породы палеозоя перекрыты отложениями пермо-триаса или (и) триаса. Это заключение подтверждается наличием внутри ПСЭ Устюрта, Араломерской впадины системы выразительных отражающих и преломляющих границ, разделяющих толщи с существенно различными акустическими свойствами.

Детальный анализ сейсморазведочных материалов, данных бурения и картожа о внутренней структуре двухсекционного ПСЭ Восточного Устюрта [4] позволил наметить в составе ПСЭ два самостоятельных комплекса, представленных отложениями пермо-триаса и палеозоя, существенно различающихся по степени метаморфической переработки, дислоцированности отложений и распределению областей их максимального накопления.

Другим регионом Туранской плиты, где детальное рассмотрение ПСЭ, несмотря на его «простое», односекционное строение, представляет интерес, является Бухаро-Хивинская область — основная и крупнейшая нефтегазоносная провинция Узбекистана, где в течение 1986—1989 гг. авторами получена существенно новая сейсмическая информация. Это, прежде всего, различия в строении доюрских комплексов Бухарской и Чарджоуской ступеней — основных структурных элементов БХО.

В пределах Бухарской ступени вслед за волнами, связанными с осадочным чехлом, в первых вступлениях прослеживается непротяженное колебание с кажущейся скоростью 5,6—5,8 км/с. Ему соответствует поверхность палеозойских образований, определенных по результатам отбора керн в скважинах глубокого бурения. Рельеф данной границы, ранее отождествлявшейся с поверхностью фундамента и залегающей на глубинах 0—2,6 км, подробно описан в работах В. А. Рзаевой, М. М. Рзаева, В. В. Рубо, Л. Г. Черкашиной и др. и лишь частично был уточнен в ходе наших исследований. Эта граница отсутствует на Чарджоуской ступени.

Преломленная волна с v_k 5,8—6,2 км/с, сменяющая в первых вступлениях рассмотренную выше волну на удалении 3—12 км от пункта взрыва, является более устойчивой и протяженной (интервал прослеживания в первых вступлениях — десятки километров).

Соответствующая ей опорная граница выделена на всех профилях и уверенно построена методом «полей времен» не только на Бухарской ступени, но и в Учбаш-Каршинской флексуно-разрывной зоне, а также на Чарджоуской ступени, где по увязке с материалами глубокого бурения она отождествлена с поверхностью палеозоя. На Бухарской ступени глубины залегания описанной границы, которая здесь является внутripалеозойской, 1,4—3 км, а мощность слоя доюрских пород, заключенных между двумя описанными поверхностями, изменяется от 0 до 1,2 км. Минимальные мощности (вплоть до полного выклинивания слоя) отмечены в районе Газлинского поднятия, максимальные — вблизи Учбаш-Каршинской флексуно-разрывной зоны.

С надфундаментными доюрскими комплексами Бухарской ступени связана преломляющая граница с v_k 6—6,3 км/с, отмечающаяся на глубинах 3,5—4,5 км. Конфигурация этой границы изучена недостаточно, поскольку волна преимущественно прослежена в последующих вступлениях.

Приведенная информация о наличии внутри палеозойских отложений Бухарской ступени нескольких преломляющих границ в совокупности с материалами ОГТ последних лет, полученными в северо-западной части региона, свидетельствуют о расчлененности доюрских толщ и правомочности их отнесения к ПСЭ.

По поверхности палеозойских образований Учбаш-Каршинская флексуно-разрывная зона, разделяющая Бухарскую и Чарджоускую ступени, имеет сложное строение. В северо-западной части она представляет собой флексуру шириной 3—6 км, осложненную с юга и севера дизъюнктивными нарушениями амплитудой 200—1000 м. Внутри зоны глубины изменяются в интервале 2—3 км. В центре Бухаро-Хивинской области флексуно-разрывная зона резко сужается и переходит в тектоническое нарушение небольшой амплитуды. В юго-восточной части региона флексура вновь расширяется до 8—10 км. Амплитуда северного нарушения, по данным КМПВ, приближается здесь к 800 м, южного — к 100—200 м. На участке, заключенном между указанными разрывами, глубины залегания кровли палеозойских отложений изменяются от 3 до 3,6 км.

В доюрском разрезе Чарджоуской ступени и Бешкентского прогиба, помимо опорных волн, связанных с поверхностью палеозойских образований, отождествленных с кровлей ПСЭ, и фундаментом, достоверно повсеместно установлено наличие еще одной внутripалеозойской границы — с v_k 6—6,4 км/с. Глубина ее залегания на западе и в центре Чарджоуской ступени изменяется от 4—4,5 км (Испанлы-Чандырское, Чарджоуское поднятие) до 6 км в Каракульском прогибе. В рельефе внутripалеозойской границы не отображается четко Денгизкульское поднятие, в пределах которого как по кровле палеозоя, так и по поверхности фундамента прослеживается субширотная флексура, отделяющая расположенный восточнее Бешкентский прогиб с уровнем залегания внутripалеозойской границы 6—7,5 км.

На отдельных профилях КМПВ, помимо рассмотренной выше региональной внутripалеозойской границы, прослежены и другие сейсмические неоднородности, свидетельствующие о сложном внутреннем строении ПСЭ. Заслуживает внимания сейсмическая аномалия, зафиксированная в центральной части Чарджоуской ступени, где на фоне опорного преломления от поверхности палеозоя, в первых вступлениях появляется своеобразное, высокочастотное, быстрозатухающее колебание, прослеженное регулярно на прямых и встречных годографах. На периферии аномальной зоны аналогичное колебание проявляется менее ярко, лишь на отдельных сейсмограммах в первых вступлениях можно заметить непротяженные, малоинтенсивные высокочастотные оси синфазности. Подобная волновая картина свидетельствует об ограниченных размерах обнаруженного тела. Высокие значения граничных скоростей (6,4—6,5 км/с), отвечающие его кровле, и динамические особенности записи дали основание предполагать развитие внутри ПСЭ на глубине 4—5 км карбонатного массива (или группы массивов).

Резюмируя все вышесказанное о ПСЭ Бухаро-Хивинской области, отметим следующее.

1. Промежуточный структурный этаж, включающий в себя преимущественно палеозойские образования, широко распространен как на Чарджоуской ступени, включая Бешкентский

прогиб, так и в пределах изученной части Бухарской ступени. Впервые установленное авторами по материалам КМПВ развитие толщ ПСЭ на Бухарской ступени, независимо подтвержденное в дальнейшем по данным ОГТ и ГМТЗ, свидетельствует о необходимости критического подхода к заключениям о местоположении и возрасте фундамента, сделанным без учета геофизической информации даже в регионах, относительно хорошо изученных бурением, к которым десятилетиями приковано пристальное внимание многих исследователей.

2. Данные бурения о вскрытии на ряде разведочных площадей под юрскими отложениями палеозойских гранитоидных образований не следует экстраполировать на большие территории. Закономерности распространения гранитоидов остаются неизученными.

3. Материалы КМПВ и ОГТ определенно свидетельствуют о развитии в составе ПСЭ различных осадочных толщ и разностильной расслоенности этого этажа.

Отсутствие на значительной части Туранской плиты скважин, вскрывших полный разрез доюрских комплексов, не позволило провести повсеместное изучение внутренней структуры отложений ПСЭ. Мы надеемся, что эта работа будет проведена в ближайшее время с помощью внедренного в практику сейсморазведки принципиально нового методического приема — сейсмостратиграфического анализа материалов ОГТ [6, 8]. Накопленная геолого-геофизическая информация свидетельствует о специфическом устройстве ПСЭ, свойства которого — интенсивность развития пликативных и дизъюнктивных дислокаций, проявления магматизма — изменяются в широких пределах как по разрезу, так и по латерали. Примечательная особенность ПСЭ — повышенная дислоцированность и уплотненность в зонах поднятий и сокращения мощностей в приразломных зонах и на бортах впадин.

Толщи ПСЭ повсеместно характеризуются высокими значениями скорости — 4,5—6,4 км/с и электрическим сопротивлением в десятки ом. метров. Это свидетельствует об отсутствии в их составе мощных терригенных уплотненных пород с высокопористыми, латерально выдержанными коллекторами. Эти факторы снижают относительные перспективы нефтегазоносности ПСЭ по сравнению с осадочным чехлом. Однако большие мощности толщ ПСЭ, развитие в них карбонатных и терригенных трещиноватых и гранулярных коллекторов, содержащих промышленные запасы нефти и газа, говорят о необходимости дальнейшего целенаправленного изучения строения промежуточного структурного этажа Туранской плиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмеджанов М. А., Баратов Р. Б., Бакиров А. В. Докембрий Средней Азии. — Ленинград: Наука, 1982.
2. Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Лук-Зильберман В. И. Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. — Ташкент: Фан, 1986.
3. Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона // Сов. геология. 1984. № 10. С. 67—75.
4. Бабаджанов Т. Л., Шейх-Заде Э. Р. Основные особенности и возраст промежуточного структурного этажа Северо-Устюртской впадины // Сов. геология. 1987. № 5. С. 70—75.
5. Геология и нефтегазоносность подвижных поясов СССР / Г. Х. Дикенштейн, М. Т. Алиев, Г. А. Аржевский и др. М.: ВИЭМС. 1983.
6. Кунин Н. Я., Кучурук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа // Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР. М., 1985.
7. Рельеф поверхности фундамента Узбекистана / Н. Я. Кунин, Т. Л. Бабаджанов, В. А. Рзаева и др. // Сов. геология. 1992. № 1. С. 57—63.
8. Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Пейтона. — М.: Мир, 1982.
9. Галь-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. — М.: Недра, 1982.
10. Шейх-Заде Э. Р., Атабаев Р. Х. Рельеф поверхности фундамента Ферганской впадины // Сов. геология. 1988. № 10. С. 34—37.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Тепловой поток на островах Баренцовоморского региона

В. Г. ЛЕВАШКЕВИЧ, Л. А. ЦЫБУЛЯ (Геологический институт КНЦ РАН),
В. М. ДЕСЯТКОВ (Арктическая нефтегазоразведочная экспедиция)

Тепловой поток и особенности его изменения на островах Баренцовоморского региона исследованы недостаточно, хотя имеют большое значение в понимании глубинных теплоэнергетических процессов в шельфовой зоне морей Северного Ледовитого океана. Часто эти процессы связаны с нефтегазоносностью территории. Цель данной статьи — изучение теплового потока и его особенностей по материалам глубоких параметрических скважин на о-ве Колгуев и архипелагах Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). В тектоническом отношении указанные острова принадлежат к арктической зоне перехода от континента к океану и входят в состав Западно-Арктической платформы [5]. Архипелаги Шпицберген и ЗФИ относятся к Восточно-Свальбардскому массиву и массиву Земли Франца-Иосифа соответственно, а о-в Колгуев — к Печоро-Баренцевской грабен-рифтовой системе.

Плотность теплового потока вычислялась раздельным способом как произведение геотермического градиента γ и средневзвешенной в соответствующем интервале глубин теплопроводности λ . Геотемпературные параметры определялись по термограммам выходящих скважин [3, 4]. По термограмме выделялись интервалы разреза с постоянным γ и по комплексу каротажных и лабораторных данных [1] рассчитывалась средневзвешенная теплопроводность пород интервала. Как правило, интервалам разреза с постоянным значением γ соответствовали толщи однотипных пород. Для обеспечения относительной погрешности γ менее 10 % его расчет проводили в основном для интервалов 300—600 м (таблица).

На о-ве Колгуев скважины пробурены главным образом в его северо-восточной части. Рассмотрим результаты определения теплового потока по профилю А—А (рис. 1), пересекающему остров с юга на северо-восток. Профиль проходит через параметрические скважины Бугринская 1 на юге и Песчаноозерские 4 и 3 на северо-востоке острова, в нефтяной зоне, причем скв. 4

находится в пределах нефтяного месторождения.

Мезокайнозойские и верхнепермские разрезы скважин представлены в основном песчано-алеврито-глинистыми по-

Плотность теплового потока в скважинах островов Баренцовоморского региона

Скважина	Интервал, м	Плотность теплового потока, мВт/м ²	
		по интервалу	средневзвешенная
Бугринская 1	620—735	40,7	41,0
	905—980	43,7	
	980—1072	37,5	
	1072—1220	42,5	
	1260—2010	40,8	
	2100—2800	41,0	
Песчано-озерская 4	445—545	50,2*	52,0
	735—1135	40,6*	
	1195—1425	46,0*	
	1425—1625	54,8	
	1625—1695	48,0	
	1700—2590	51,6	
Песчано-озерская 3	2590—3605	52,1	32,5
	740—880	32,2*	
	950—1420	28,0*	
	1420—1645	31,0	
	1645—1850	37,0	
	1850—2120	34,2	
Грумантская 1	2120—2720	31,0	78,0
	2815—2900	32,5	
	460—670	61,7*	
	960—1220	65,0*	
	1620—2100	75,7	
	2100—2460	80,0	
Вассдаленская 1	2530—2630	79,6	77,5
	470—600	74,3*	
	790—950	81,2	
	1210—1330	72,5	
	500—950	82,8	
	950—1640	84,0	
Нагурская 1	1640—1740	79,5	79,2
	1740—2140	70,0	
	2750—3000	74,8	
	500—1100	71,6*	
	1100—1670	70,5	
	1670—1910	89,6	
Хейса 1	1910—2500	82,5	78,8
	1280—1950	76,0	
	1950—2280	79,9	
	2280—2560	85,0	
	2560—2800	76,2	
	2800—3400	84,3	
Северная 1			80,2

* Значения теплового потока не учитывались при расчете средневзвешенного.

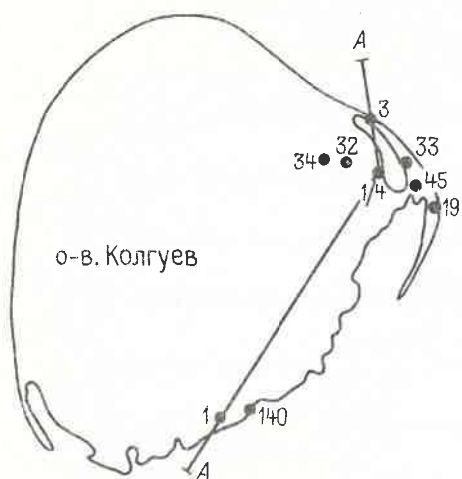


Рис. 1. Схема расположения скважин на о-ве Колгуев

родами с глинистым, известково-глинистым и реже известковистым цементом [1, 4], различные соотношения которого сильно влияют на теплопроводность. Нижняя часть пермских, каменноугольных и верхний отдел девонских отложений сложены известняками и доломитами с различной структурой и степенью алевроито-глинистых примесей и прослоев, определяющих теплопроводность интервалов. Наблюдается постепенное увеличение теплопроводности пород во всех скважинах с глубиной до подошвы пермских отложений, где отмечается ее увеличение в связи с появлением в разрезе плотных карбонатных пород. В среднем теплопроводность пород разреза скважины Бугринская 1 несколько выше, чем Песчаноозерских из-за большей их известковистости (см. таблицу). Близкие поинтервальные значения теплового потока в скважине позволяют уверенно определить его плотность — 41 мВт/м^2 , которую можно принять за фоновую для острова.

Сопоставление геолого-геотермических данных по разрезу А—А свидетельствует о значительном изменении теплового потока в северо-восточной части острова, что связано, очевидно, с различным геоструктурным положением скважин (рис. 2). Так, в скв. Песчаноозерской 4, пробуренной в своде одноименного сквозного поднятия, плотность теплового потока составляет 52 мВт/м^2 , а в скв. 3, расположенной всего в 13 км, в опущенном блоке фундамента, — $32,5 \text{ мВт/м}^2$, причем при расчете не учитывались верхние

интервалы в связи с заниженной теплопроводностью в основном песчаников из-за неучета их влажности (см. таблицу). Резкое различие теплового потока вызвано повышением температуры и ее градиента в нижней части осадочных отложений. Если в скв. 3 на глубине 3 км температура 54°C , а средний геотермический градиент по разрезу близок к 17 мК/м , то в скв. 4 эти параметры составляют соответственно 71°C и 26 мК/м .

Общим для разрезов скважин северо-восточной части острова является увеличение градиента температуры и плотности теплового потока в средней части нижнего триаса, сложенного в основном глинистыми породами с пропластками мелкозернистого, рыхлого песчаника, служащего коллектором для различных флюидов. Такой характер изменения геотермических параметров в разрезе свидетельствует о конвективном выносе тепловой энергии газожидкостными смесями из нижних частей осадочной толщи или более глубоких горизонтов по зонам разломов и (или) системе трещин до уровня экранирования, где преобладает горизонтальная составляющая кондуктивно-диффузионного теплопереноса [2]. Это подтверждает высокое содержание в водорастворенном газе гелия, а в пластовой высокоминерализованной воде региона — йода и брома.

Как показывает анализ температурных данных по другим скважинам острова, такая зона разломов (или система направленных трещин) должна иметь юго-восточное простирание. Плотность теплового потока в скважинах, приуроченных к зоне, заметно повышается в интервалах залегания нижнетриасовых нефтегазовых горизонтов. Приведенные данные свидетельствуют о перспективности на нефть и газ не только островной части, но и восточного шельфа о-ва Колгуева, а также о сравнительно недавних и, возможно, происходящих здесь и в настоящее время поступлений с глубины газожидкостных смесей.

В северной части Баренцевоморского региона плотность теплового потока определена в скважинах Грумантской и Вассдаленской — на о-ве Западный Шпицберген и Нагурской, Хейса и Северной — на архипелаге ЗФИ. В целом тепловой поток на островах изменяется незначительно, составляя в среднем

79 мВт/м², что свидетельствует об относительно одинаковых теплоэнергетических условиях глубинных зон региона. Это подтверждает также малое различие температур в нижней части исследуемого разреза. Так, на глубине 3 км температура в скважинах Грумантская 87 °С, Хейса и Северной — 85 °С. Уменьшение расчетной плотности потока в верхней части разрезов скважин о-ва Шпицберген и некоторых скважин ЗФИ (см. таблицу) до 65—70 мВт/м² связано, очевидно, с занижением средневзвешенной теплопроводности слоистого разреза из-за неучета влияния влагонасыщенности исследуемых образцов [1]. В целом высокие тепловые потоки на островах свидетельствуют о возможной газонасыщенности обширной зоны северо-западной окраины Западно-Арктической метаплатформы. Газопроявления наблюдаются на различных уровнях в пробуренных скважинах, расположенных даже не в лучших структурных условиях.

В Грумантской скважине из интервала 2340—2375 м (породы оленекского яруса, нижний триас) получен метановый газ дебитом 6 тыс. м³/сут на штуцере 16 мм, а из интервала 2156—2200 м (породы анизийского яруса, средний триас) — газ дебитом до 10 тыс. м³/сут. Во время бурения Васдаленской скважины на глубине 2415 м из среднетриасовых отложений произошел выброс горючего газа дебитом около 30 тыс. м³/сут, содержащего 80—90 % метана. Из среднетриасовых отложений на о-ве Хейса в интервалах 3005—3014 м, 2802—2814 и 2574—2578 м получены слабые притоки метанового и азотно-метанового газа дебитом от 2 до 144 м³/сут.

Более высокие средние плотности теплового потока в северной части

Баренцевоморского региона по сравнению с южной частью во многом обусловлены продолжительной и более активной тектоно-магматической деятельностью, геологические признаки которой отмечаются с перерывами от конца герценского этапа тектогенеза до новейшего времени. Это подтверждает присутствие пластовых интрузий и инъекций долеритов в отложениях среднего триаса в скважинах о-ва Шпицберген. На о-ве Хейса пластовые интрузии габбро-долеритов встречаются не только в среднем, но и в верхнем триасе. На отдельных участках акватории в районах архипелага Шпицберген известны проявления сверхмолодых интрузий.

Таким образом, проведенные исследования позволили выяснить геотермические условия островов Баренцевоморского региона, провести сопоставление плотности теплового потока и установить его связь с нефтегазоносностью территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекасова Н. Б., Попов Ю. А., Ромушкевич Р. А. Теплопроводность осадочных пород Баренцевоморского региона. — Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990.
2. Кудельский А. В., Левашкевич В. Г., Пархомов М. Д. Тепловая эволюция осадочной толщи нефтегазоносных бассейнов // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 38—46.
3. Параметрические скважины на острове Колгуев / Е. Г. Бро, Э. Н. Преображенская, З. З. Ронкина и др. // Сов. геология. 1988. № 3. С. 82—88.
4. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей / И. С. Грамберг, И. В. Школа, Е. Г. Бро и др. // Сов. геология. 1985. № 1. С. 95—98.
5. Сенин Б. В., Шиндлов Э. В., Юнов А. Ю. — Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. — Мурманск: Кн. изд-во. 1989.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Система геофизического мониторинга скважинной гидродобычи полезных ископаемых

Н. В. МИЛЕТЕНКО (Геолком РФ), М. П. СЕМЕНОВА (ВИРГ),
В. Н. ОДИНЦЕВ (ИПКОН РАН)

В современных условиях возрастающей роли экономических, социальных и экологических факторов в природопользовании важное значение приобретает создание и внедрение в добывающую отрасль высокопроизводительных и экологически чистых способов добычи полезных ископаемых. К одним из таких способов относится скважинная гидродобыча (СГД), сущность которой заключается в гидромониторном разрушении полезного ископаемого и извлечении на поверхность продуктов разрушения в виде гидросмеси (Н. И. Бабичев, Л. П. Тягунов, 1991; В. Л. Колибаба, 1991). Этот способ позволяет вести добычу полезных ископаемых, залегающих в сложных горно-геологических условиях на больших глубинах, в отсутствии непосредственного контакта человека с обрабатываемым массивом горных пород.

Эффективность применения СГД определяется выбором технологии обработки объекта, важнейшим составляющим элементом которой является система контроля в реальном времени (мониторинг) за изменениями, протекающими в массиве горных пород и окружающей среде в результате разрушения и извлечения полезного ископаемого. При скважинной гидродобыче, исключая возможность визуального контроля, система мониторинга может быть обеспечена в основном геофизическими методами исследований.

Цель применения системы геофизического мониторинга в составе технологии разработки месторождений способом СГД заключается в обеспечении безопасного и безаварийного ведения технологического процесса СГД и предупреждении опасных экологических изменений. Это требует оценки ряда факторов, определяющих состояние массива горных пород и окружающей среды, главными из которых являются: геохимические, вызывающие разрушение рудной массы, изменение напряженного состояния массива горных пород, следствием чего могут быть сдвиги и обрушение поверхностных слоев в районе участка СГД;

гидродинамические, связанные с из-

менением режимов тока вод, как продуктивного, так и смежных горизонтов всей многослойной толщи, что может привести к интенсификации взаимосвязи водоносных горизонтов между собой и соответственно повлиять на изменение качества подземных вод;

геохимические, обусловленные распространением в приповерхностной части токсичных химических элементов в различных формах нахождения, в связи с изменениями гидродинамического режима и выносом руды на поверхность.

Исходя из целей и задач системы геофизического мониторинга СГД, в ее структуре предлагается выделить два уровня — технологический и геоэкологический. Проблемы на таких уровнях решаются подсистемами геомеханического, гидрогеологического и геохимического мониторинга (рисунк).

В развитии системы геофизического мониторинга предлагается несколько циклов (таблица).

Цикл I начинается на стадии геологоразведочных работ и включает оценку объекта под СГД, определение фоновое состояния геологической среды, качественную оценку поведения массива с целью проектирования системы разработки. В рамках подсистем геомеханического и гидрогеологического мониторинга первый цикл работ связан с построением физико-геологической модели месторождения и моделированием геомеханического поведения массива в процессе СГД.

Физико-геологическое моделирование выполняется с использованием данных геофизических, геологических и лабораторных исследований и предусматривает: 1) оценку общегеологической ситуации месторождения применительно к задачам СГД (строение месторождения и положение его в рудоконтролирующей структуре; строение рудных тел, пригодных к извлечению способом СГД; геотехнологическую типизацию руд); 2) решение вопроса о структуре геофизического мониторинга при СГД (обоснование выбора интервалов мониторинга и комплекса геофизических методов контроля, разработка методики проведения геофизических исследований).



Задачи геофизического мониторинга СГД

Воспроизведение геомеханических процессов при геологоразведочных работах производится методами физического и математического моделирования. Основная задача построения геомеханических моделей — прогнозирование поведения массива на нескольких масштабных уровнях, соответствующих этапам развития добычных работ.

Первый этап — выбор модели низкопрочного массива рыхлых руд. Анализ поведения рыхлых руд имеет первостепенное значение для определения оптимальных условий добычи в начальном режиме отработки объекта.

Изучив закономерности поведения массива рыхлых руд вблизи скважин, определяются граничные условия для второго этапа моделирования, в котором рассматривается поведение массива как неоднородной среды на более крупном масштабном уровне. Воспроизведение с помощью модели неоднородной среды содействует поиску оптимальных условий выемки на этапе развития добычи.

Третий этап выбора геомеханической модели связан с исследованием поведения массива в масштабе всего добычного поля, включая налегающую толщу пород. В этом случае с помощью моделирования решаются вопросы сдвижения пород, сохранения земной поверхности и водоносных горизонтов. Таким образом, формируется логическая последовательность геомеханической оценки поведения массива, к которой должны быть привязаны этапы развития геофизических исследований.

Ведущая роль в осуществлении прог-

раммы геомеханического и гидрогеологического мониторинга цикла I принадлежит наземным и скважинным геофизическим методам: грави-магнито-разведке, сейсморазведке, электро-разведке, электромагнитному (ЭМК), акустическому (АК), плотностному (ГГКП), ядерно-геофизическим методам каротажа.

Геохимический мониторинг на этапе геологоразведочных работ включает: изучение элементного состава руд, исследование динамики растворения руд и химического состава почв, водоемов района разработки. Сведения, полученные в результате исследований используются для прогноза изменения окружающей среды в процессе СГД.

Исследования геохимического состояния среды включают комплекс геохимических и геофизических методов. Среди геофизических методов основная роль принадлежит методам ядерно-геофизического опробования.

Цикл II геофизического мониторинга связан с проведением специального опытно-промышленного эксперимента с анализом результатов соответствующих геофизических наблюдений. Следует подчеркнуть особую роль экспериментальных исследований в завершении проверки методики прогнозирования поведения массива. Результаты опытно-промышленного эксперимента позволяют установить связь между геомеханическими, гидродинамическими, геохимическими и геофизическими параметрами и тем самым завершить проектирование системы мониторинга, включающей: инструктивные рекомендации

Циклы геофизического мониторинга

Циклы и этапы технологического процесса	Объект исследований	Геофизические методы	Решаемые задачи	Место в технологическом процессе
I. Геологоразведочные работы				
Поиски и предварительная разработка месторождений полезных ископаемых для СГД	Месторождение (рудопрооявление)	Наземные: гравитационная, магниторазведка, сейсморазведка. Скважинные: метод электрической корреляции (МЭК), скважинная магниторазведка (СМ), скважинная гравитационная (СГ), межскважинное прослушивание (МП); каротаж скважин: акустический (АК), электромагнитный (ЭМК), плотностной (ГГКП), ядерные; рентгено-флюоресцентный анализ керна скважинных (МП, МЭК, СГ, СМ, ВП). Каротаж скважин (АК, ЭМК, СГКП, ГК), рентгено-флюоресцентный экспресс-анализ керна скважинных (МП, МЭК, СГ, СМ, ВП), каротаж скважин (АК, ЭМК, ГГКП, ГК)	Изучение общего геологического строения месторождения	Геолого-экономическая оценка месторождения под СГД
Детальная разведка	Объект СГД		Детальное изучение объекта СГД с построением его физико-геологической модели	Проектирование системы разработки, включая технологию извлечения полезного ископаемого и геофизический мониторинг
Подготовка месторождения к промышленному освоению	Объект СГД		Создание базовых моделей распределения физических параметров по наблюдению сети геофизического мониторинга	Создание банка исходных данных геофизического мониторинга
II. Опытно-промышленный эксперимент	Объект СГД	То же	Установление связи между геохимическими, гидродинамическими, геохимическими и геофизическими параметрами с целью выявления прогнозных параметров	Завершение проектирования системы геофизического мониторинга
III. Промышленное освоение месторождения				
Начальный этап отработки объекта	Однородный массив слабых руд. Участки загрязнения	МП, СГ, МЭК, ЕП, рентгено-флюоресцентный анализ пульпы, МПФ	Изучение структуры вырабатываемого пространства, геохимической обстановки участка СГД	Технологический и экологический контроль
Развитая добыча	Неоднородный массив горных пород, водоносные горизонты, участки загрязнения	МП, СГ, МЭК, АК, ЭМК, ГГКП, ГК, СМ, рентгено-флюоресцентный анализ пульпы, МПФ	Наблюдения за изменением физико-механического состояния массива горных пород, его сдвижением, геохимической, гидродинамической обстановкой района работ	Технологический и экологический контроль
Погашение участка	Массив горных пород. Участок СГД	МП, СГ, МЭК, СМ, МПФ	Наблюдения за сдвижением поверхности, гидродинамической и геохимической обстановкой района работ	Экологический контроль

по геофизическому контролю, оборудование и технические средства обеспечения системы, наблюдательную сеть.

Методика проведения исследований на стадии экспериментальных работ должна обеспечивать получение информации, достаточной для проверки правильности выбранных теоретических моделей. На этой стадии одним из главных требований является избыточность информации, как необходимое условие для обоснования выбора адекватности моделей и технико-экономического обоснования предлагаемых вариантов.

Цикл III связан с промышленным освоением месторождения. Задачи, решаемые системой геофизического мониторинга, а также состав и назначение геофизических методов определяются основными этапами развития добычных работ. На начальной стадии отработки происходят изменения геомеханического состояния массива рыхлых руд вблизи технологической скважины. Для обеспечения заданного режима извлечения особое значение приобретает контроль за размерами вырабатываемого пространства. В этой связи существенно повышается роль геофизических методов: межскважинного прозвучивания (МП), электрической корреляции (МЭК), скважинной гравиразведки (СГ), разработанных во ВНИИГеофизике.

По мере развития добычных работ в процесс вовлекаются неоднородный массив горных пород, водоносные горизонты, поверхность земли. Это вызывает необходимость тщательного проведения наблюдений за сдвижением горных пород, налегающей толщи, земной поверхности, гидродинамической обстановкой.

В процессе развитой добычи в программу геомеханического и гидрогеологического мониторинга входят: отслеживание во времени распределений вертикальных и горизонтальных смещений, деформаций в массиве; наблюдения за сдвижением поверхности; изменением путей и скоростей фильтрационных потоков. Для регистрации смещений используются репера, которыми могут служить пласты горных пород, резко отличающиеся по физическим свойствам, например, по уровню γ -излучения, электропроводности, магнитной восприимчивости, плотности. Для фиксирования местоположений реперов предлагается использовать методы

электромагнитного (ЭМК), плотностного (ГГКП), γ -каротажа. В изучении гидродинамических процессов важное место занимают акустические, электрические и плотностные геофизические методы.

Контроль за состоянием окружающей среды (геохимический мониторинг) на этапе развитой добычи предусматривает: определение сектора загрязнения среды; опробование участков ожидаемого загрязнения; изучение путей миграции растворов от рудохранилища в окружающее пространство. Для решения указанных задач рекомендуется применять комплекс геофизических методов, включающий методы естественного поля (ЕП), поисков по металло-органическим соединениям (МПФ) 3 и рентгено-флюоресцентный экспресс-анализ пульпы с использованием полевого рентгеновского анализатора AP-104 (разработка НПО «Рудгеофизика»).

После завершения скважинной гидродобычи на этапе погашения участка назначение геофизического мониторинга сводится к решению экологических задач.

Предлагаемая система геофизического мониторинга СГД предусматривает автоматизацию процессов сбора, передачи, обработки и интерпретации данных на всех этапах технологического процесса подготовки и отработки объекта. Отдельные элементы системы геофизического мониторинга были опробованы на Шемраевском экспериментальном участке скважинной гидродобычи богатых железных руд в районе Курской магнитной аномалии. На этапе разведки и подготовки объекта к СГД выполнен комплекс геофизических методов, включающий акустический каротаж (АК), электромагнитный каротаж (ЭМК), плотностной гамма-гамма-каротаж (ГГКП), гамма каротаж (ГК), спектральный гамма-гамма-каротаж (СГГК), межскважинное прозвучивание (МП), разработанные в НПО «Рудгеофизика», НПО «Союзпромгеофизика», ПГО «Центргеология». По результатам геофизических исследований построена объемная физико-геологическая модель участка, позволившая дать представление о строении месторождения, выявить технологические типы и сорта руд, изучить структуру рудных тел, пригодных для СГД. Полученные материалы были

использованы при выборе рудных объектов, наиболее технологичных для СГД, при выборе интервалов геофизического мониторинга, комплекса геофизических методов и разработке методики проведения геофизических исследований.

При отработке объекта положительные результаты с точки зрения контроля за геомеханическими и гидродинамическими процессами были получены методами межскважинного про-

звучивания, скважинной гравиразведки, электромагнитного каротажа. Результаты свидетельствуют о перспективности использования геофизических методов в условиях СГД.

Реализация программы геофизического мониторинга СГД позволит обеспечить повышение эффективности разработки месторождений полезных ископаемых гидротехнологическими способами.

Принята редколлегией 30 марта 1992 г.

Дискуссии

УДК 553.078:551.72/.735 (571.56+571.62)

© А. Е. Соболев, 1992

Роль магматического фактора в формировании стратиформного оруденения Сетте-Дабана

А. Е. СОБОЛЕВ (ВСЕГЕИ)

Сетте-Дабанское складчато-блоковое сооружение, состоящее из ряда структурно-формационных зон, расположено в южной части Верхоянской складчатой системы у Алданского выступа Сибирской платформы. Оно сформировалось в мезозое с наследованием более древних структурных форм, на развитие которых оказали влияние процессы рифтогенеза (К. К. Левашов, 1974; Е. Е. Милановский, 1983). Домезозойское стратиформное оруденение (медь, цинк, свинец, флюорит, фосфориты) приурочено в основном к Майско-Кыллахской и собственно Сетте-Дабанской — по названию одноименного хребта — зонами (рис. 1) и локализовано на многих стратиграфических уровнях в вулканогенно-осадочных толщах ($R-C_1$) суммарной мощностью около 20 км. По времени образования и пространственному размещению оно близко соотносится с проявлениями основного, щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма.

Вопросы генезиса стратиформных месторождений Сетте-Дабана, включая вероятное участие в рудообразовании магматогенных погоней, широко дискутируются в литературе. Ниже анализируются локальные, региональные закономерности размещения и особенности эволюции оруденения, последовательное рассмотрение которых позволяет приблизиться к раскрытию роли магматизма в домезозойской минерации региона.

Медное оруденение представлено двумя формационными типами — медно-эпидотовым и медистыми песчаниками, связанными соответственно с вулканиками трахибазальтовой (И. П. Никольская и др., 1980) формации и терригенными пестроцветными формациями молассоидно-флиш-оидного ряда. Проявления медистых песчаников развиты в докембрии и палеозое. Промышленное оруденение обоих типов занимает сравнительно узкий стратиграфический интервал ($D_{2e}-C_1t$), соответствующий времени активного вулканизма (рис. 2). Здесь известны Росоманское (медно-эпидотовый тип), Курпанджинское (медистые песчаники) месторождения и близкие к ним рудопроявления Джалканского,

Сегеняхского и Кемюс-Юряхского рудных узлов [4, 6].

Оруденение медно-эпидотового типа (В. Е. Попов, В. И. Шкурский, 1976) локализовано преимущественно в эффузивах фамена, отщепляющихся от базитов среднего девона, франа и раннего карбона значительной расслоенностью (трахибазальты, базальты, пикритобазаниты, андезитобазальты), калиево-натриевым типом щелочности, повышенными магнезиальностью, валовыми содержаниями меди, а также интенсивной поствулканической проработкой. Рудные тела приурочены в основном к согласным зонам эпидотизации, окварцевания и актинолитизации в миндалекаменных и трещиноватых породах, слагающих верхние части покровов. Самородная медь, ее оксиды или сульфиды образуют вкрапленность непосредственно в измененных магматитах, а также наблюдаются в ассоциации с кварцем в миндаликах и прожилках. Халькопирит, борнит и халькозин местами концентрируются и в актинолитизированных известняках, перекрывающих покровы, вследствие чего некоторые рудные тела внизу имеют базитовую, а сверху карбонатную матрицы.

Минеральный состав руд медистых базальтов, весьма вероятно, зависит от окислительно-восстановительных условий кристаллизации магм, связанных с глубиной излияния лав в палеоакваториях. Самородная медь и ее оксиды свойственны лавам, излившимся на мелководье и отличающимся поэтому шлаковидным обликом, шаровой отдельностью, краснокаменными изменениями пород за счет образования тонкодисперсного гематита, ассоциацией с петроцветными осадочными ритмитами лагуно-дельтовых фаций. Напротив, в относительно однородных массивных зеленокаменноизмененных вулканиках — продуктах излияний лав в удаленных от берега зонах отложения карбонатных илов — развиты сульфиды меди. «проникающие» и в вышележащие известняки.

Для формирования данного типично гидротермально-вулканогенного (В. Е. Попов, 1979)

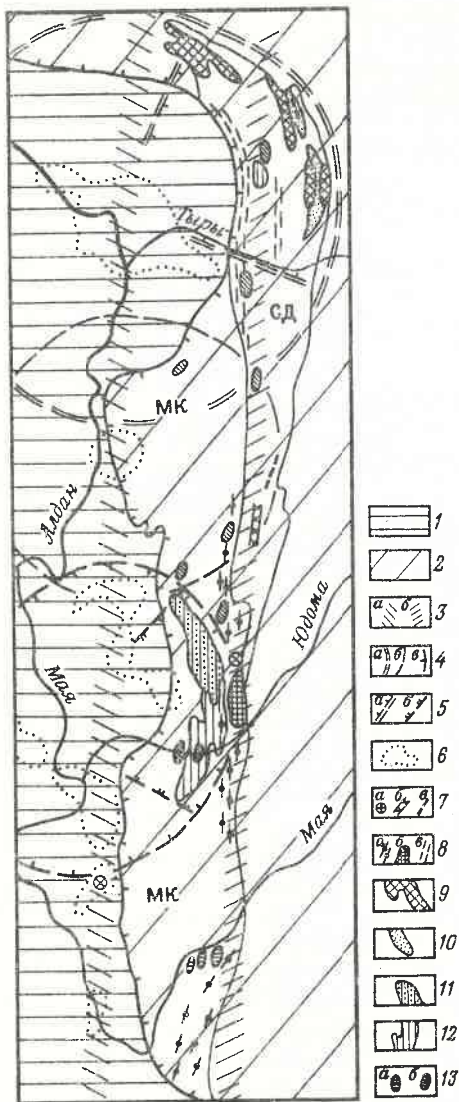


Рис. 1. Схема размещения рудоносных площадей:

1 — Сибирская платформа; 2 — Верхоянская складчатая система; 3 — глубинные разломы: а — Правоалданский, б — Бурхалинский, 4 — кольцевые тектоно-магматические структуры: а — Хандыгская, б — Чюнденская, в — Нижнеюдомская; 5 — границы наиболее активных секториальных зон структур: а — Хандыгской, б — Нижнеюдомской; б — магнитные аномалии; площади развития магматических и метасоматических образований, стратиформного оруденения: 7 — щелочно-ультраосновные интрузии (а — массивы центрального типа с редкометалльными и апатитоносными карбонатитами, R_3-V , б — жильные тела с редкометалльными карбонатитами, PZ_2 , в — щелочные дайки, PZ_2); 8 — основные и щелочно-основные интрузии и эффузивы (а — дайки и силлы, $R-V$, б — покровы, R_3 , в — дайки, PZ); 9 — основные эффузивы повышенной щелочности ($D-C_1$) и месторождения меди; 10 — щелочные туфы, гиаокластиты, кремне-щелочные метасоматиты (PZ_2) и флюоритовые, цинк-флюоритовые рудопоявления; 11 — щелочные туфы, кремне-щелочные метасоматиты ($V-E_1$) и свинцово-цинковые месторождения; 12 — кремне-магнезиальные метасоматиты и свинцово-цинковые рудопоявления; 13 — фосфориты в формациях $V(a)$ и $E_1-2(b)$; МК — Майско-Кылахская, СД — Сетс-Дабанская структурно-формационные зоны

1981). Источники же рудного вещества связаны не с денудацией богатых более древних месторождений меди [8], отсутствующих в регионе и на сопредельных площадях, а, вероятно, с поствулканической деятельностью.

Так, рудоносные пестроцветные молассоидно-флюидные формации, входящие в состав вулканогенно-карбонатно-терригенного формационного комплекса ($D-C_1$), распространены только в районах активного вулканизма. Они непосредственно перекрывают эффузивы, причем на территории разобнесенных меденосных площадях рудная минерализация антиномично сконцентрирована в магматических (медно-эпидотовый тип) или осадочных (медистые песчаники) формациях. В ряду разновозрастных (D_1-2 , D_3f_1 , D_3f_2 , $D_3fm_2-C_1t$) проявлений медистых песчаников (Г. А. Гурьев и др., 1978; Э. И. Кутырев, 1984; А. К. Иогансон, 1988) наиболее богаты и значимы по масштабам те из них, которые сформировались в фамене-турне вслед за излияниями базальтов (D_3fm_1), также отличающихся максимальной рудоносностью, т. е. обособляется период интенсивного рудообразования (D_3fm-C_1t), перманентно и антиномично реализованного по отношению к магматическим и вышележащим осадочным формациям.

Вероятно, «расщепление» единого процесса обусловлено особенностями глубинной дифференциации рудного вещества в очагах длительной пульсационной активности и связыванием его преимущественно с расплавами или (позднее) с газогидротермами по бивариантной схеме, характерной и для вышеупомянутого парагенеза базальты известняки, но с более значительным разрывом во времени.

О связи оруденения с магматизмом на уровне пород можно судить по некоторым косвенным данным. В составе меденосных формаций наблюдаются туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты с включениями вулканических бомб и лапиллей, свидетельствующие о том, что на начальной стадии меденакпления при седиментогенезе [6, 8] осуществлялась эксплозивная деятельность.

оруденения, таким образом, могут иметь значение не только эндогенные, но и экзогенные (гидрохимические) факторы, влияющие на минеральный состав и качество руд. Примечательно продуктивное сочетание последовательно реализованных собственно магматического (благоприятные химический состав и характер дифференциации расплавов) и гидротермально-метасоматического рудоконтролирующих факторов, а также наложение рудной минерализации, тесно связанной с эффузивами, на вышележащие осадочные формации.

Медистые песчаники сформировались под воздействием экзогенных и эндогенных факторов [6]. Форма, параметры, минеральная зональность, условия локализации рудных тел, структурно-текстурные особенности руд Курпанджи и других объектов, как и известных крупных месторождений медистых песчаников [4, 8], определяются в основном неоднородностями фациальных профилей палеобассейнов седиментации и характером диагенетически-катагенетических преобразований меденосных осадков в результате палеогидрогеологических (Е. А. Басков, 1983), в т. ч. элизионных процессов (А. М. Лурье,

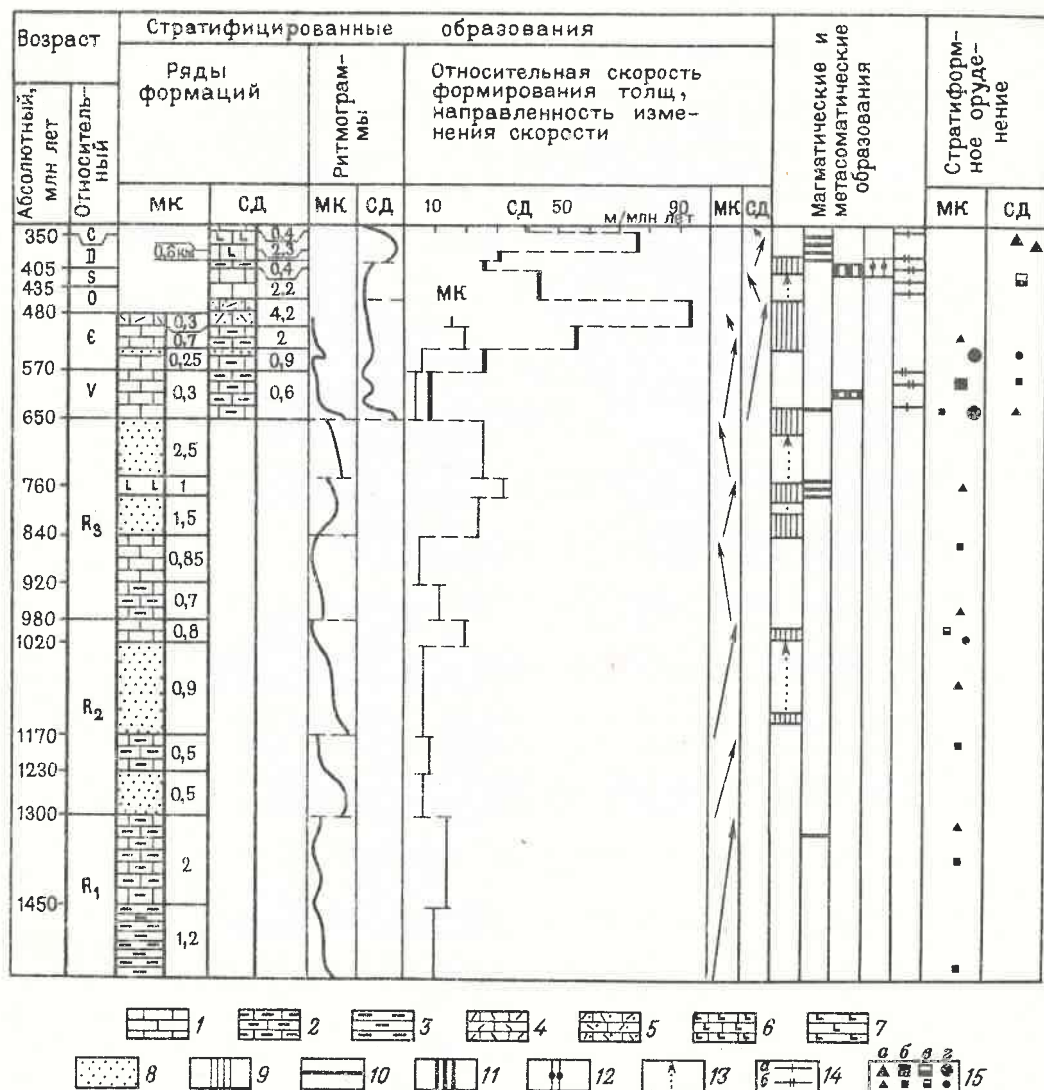


Рис. 2. Геолого-минерогенетическая эволюция Сетте-Дабана в рифее — раннем карбоне:

ряды стратифицированных формаций: 1 — карбонатные, 2 — терригенно-карбонатные, 3 — карбонатно-терригенные, 4 — туфогенно-карбонатные, 5 — туфогенно-карбонатно-терригенные, 6 — вулканогенно-карбонатно-терригенные, 7 — вулканогенно-терригенные, 8 — терригенные; магматические образования: 9 — основного, 10 — основного повышенной щелочности, 11 — щелочно-ультраосновного, 12 — щелочного состава; 13 —

направленность относительного повышения щелочности мафитов; 14 — согласные образования щелочного профиля (а — туфы, гиалокластиты, б — кремне-щелочные метасоматиты); 15 — полезные ископаемые: а — медь, б — цинк, свинец, в — флюорит, цинк, г — фосфориты (вверху — месторождения и перспективные рудопоявления, внизу — рудопоявления и пункты минерализации); СД — Сетте-Дабанская, МК — Майско-Кылахская структурно-формационные зоны

Вблизи лавовулканических центров [6, 7] среди конгломерато-гравелито-песчаниковых парагенезов дельтовых фаций в ассоциации с наиболее богатыми борнит-халькозиновыми рудами встречаются яшмовиды и силициты, а также зоны эпидотизации, актинозитизации и альбитизации. Они, по-видимому, фиксируют участки осадочных бассейнов, прилегающие к местам выхода рудоносных газогидротерм в близповерхностные слои с благоприятным для меденакпления гидрогеологическим режимом.

На минерально-геохимическом уровне по ряду признаков выявляется родство двух формационных типов медного оруденения. Сульфиды руд

медистых базальтов и песчаников (по монофракциям) характеризуются одними и теми же ассоциациями элементов-примесей при одинаково повышенных концентрациях серебра (0,1 % и более), цинка и марганца (0,01—0,05 %). Серебро — постоянный сопутствующий компонент медных руд обеих разновидностей. Показательна и обоюдная «утяжеленность» серы сульфидов по изотопному составу [6].

Выявленные, таким образом, признаки общности условий формирования медного оруденения обоих типов могут свидетельствовать о связи его с единой полистадийной рудообразующей системой вулканической природы. Медно-эпидотовое

оруденение, генетически или парагенетически связанное с трахибазальтами, сменяется медистыми песчаниками, образованными в результате сложных трансформаций рудного вещества в эндо- и экзогенных циклах и находящимися уже в «отдаленной парагенетической» связи с вулканистами, относительно которых они занимают более высокое стратиграфическое положение. Подобное соотношение в разрезе стратиформного оруденения разных формационных типов с вулканистами или субвулканическими образованиями представляют собой устойчивое и закономерное явление в регионе (А. Е. Соболев, 1986, 1989) и рассценивается как один из критериев вероятной его связи с магматизмом соответствующих тектоно-магматических стадий.

Флюоритовое и сфалерит-флюоритовое оруденение в карстово-карбонатной формации [4] развито на севере Сетте-Дабанской зоны. Выдержанный по простиранию рудоконтролирующий горизонт брекчиевидных доломитов (S_2) находится в верхней части карбонатной толщи (O_2-D_1), стратиграфически выше прослоев щелочных туфов и гнаокластитов (в т. ч. литиеносных), локализованных в основном в верхне-силурийских известняках и доломитах. Линзовидные рудные тела — в разной степени гидротермально-метасоматически переработанные палеокарстовые брекчии, обломки которых представлены осадочными доломитами, а цементом служит кварц-доломит-флюоритовый (или флюорит-сфалеритовый) агрегат с изменчивым соотношением минеральных компонентов [3].

Наиболее богатое оруденение концентрируется на участках сосредоточенных даек и штокообразных тел эссекситов, эссексит-диабазов, снитов, щелочных сиенитов (S_2) и проявлений кремне-щелочного метасоматоза (кварц-доломит-микроклиновые метасоматиты). В ряде случаев барит-доломит-кварц-адуляровые, доломит-кварц-альбитовые и гематит-кварц-альбитовые метасоматиты с незначительной примесью флюорита располагаются стратиграфически выше (D_1) главного рудоносного горизонта. Возраст оруденения (S_2-D_1), парагенетическая связь его со щелочными магматитами и метасоматитами, а также формирование в близповерхностных зонах смещения ювенильных и вадозных вод обоснованы А. П. Кропачевым, Э. И. Кутыревым и Г. А. Русецкой [3].

Примечателен факт реализации рудогенеза вслед за проявлением щелочного вулканизма в период, предшествующий девонскому трахибазальтовому магматизму и близко соотносящийся со временем внедрения щелочно-ультраосновных интрузий лединского комплекса (И. Г. Волкова, 1983). В индикаторной для рифтогенных структур взаимосвязи [12] здесь проявлены магматизм соответствующей основности и флюоритообразование.

Цинковое и свинцово-цинковое оруденение в карстово-карбонатных формациях [4] распространено в Майско-Кылаухской зоне и локализовано на ряде стратиграфических уровней позднего докембрия; промышленное оруденение связано с вендской карстово-доломитовой формацией. Здесь находятся месторождения Сардана, Уруй, Перевальное, рудопроявления Сордонных, Радуга и др. Вопросы их генезиса и возраста трактуются по-разному. Особое значение придается доскладчатым сингенетическим, диагенетическим, эпигенетическим или складчатым метаморфогенным и посткладчатым (периодов активизации) рудообразующим процессам. Высказываются суждения о полигенном и полихронном характере оруденения.

Детальное изучение условий локализации и структурно-вещественных особенностей руд Сарданы с привлечением методов изотопного (Л. Н. Гриненко, 1979, Г. В. Войткевич и др., 1976), термометрического (Б. Л. Флеров и др., 1978), петроструктурного (А. Л. Галямов, 1978) и других методов — позволило укрепиться точке зрения [9] о формировании их в ходе длительных трансформаций рудного вещества под влиянием корово-мантийных процессов и о ювенильно-вадозной природе рудоносных растворов. В связи с этим особый интерес представляет модель гидротермокарстового доскладчатого ($V-E_1$) рудообразования [4], согласно которой существенную роль в рудогенезе играют напорные гидротермокарстовые воды предположительно магматогенного происхождения.

Действительно, на большинстве месторождений и рудопроявлений Сетте-Дабана промышленные свинцово-цинковые руды приурочены к горизонтам палеокарстовых брекчий верхней части юдомской серии венда и повсеместно ассоциируют с доломитовыми, кварцево-доломитовыми, кварцевыми метасоматитами и гидротермалитами (Ю. В. Давыдов, Н. В. Лескова, 1981; А. Е. Соболев, 1986), т. е. несмотря на регионально проявленный стратиграфический и литологический контроль оруденения, последнее имеет наложенный, эпигенетический характер и тесно связано с палеогидротермами. Признаки магматогенной (постмагматической) природы руд рассматриваются в связи со щелочными вулканистами [1] или базитами (Б. В. Олейников и др., 1983; А. Е. Соболев, 1986) позднего докембрия. В частности, подчеркивается прямая корреляционная зависимость между интенсивностью оруденения, степенью гидротермально-метасоматической проработки карбонатного субстрата и близостью соответствующих рудных объектов к площадям активного магматизма (R_3 и R_3-V), а также заостряется внимание на фельсифильно-фемафильном — «щелочно-базитовом» — профиле ассоциаций элементов-примесей в гидротермалитах, свойственном и сфалеритам руд Сарданы [9].

Весьма показательно в этом отношении сходство по формационной принадлежности и соотношениям с магматитами и метасоматитами свинцово-цинкового ($V-E_1$) оруденения с цинк-флюоритовым (S_2-D_1), парагенетически связанным со щелочными образованиями [3]. На Сардане, где сосредоточены наиболее крупные и богатые рудные тела вендского уровня, стратиграфически ниже главного продуктивного горизонта в юдомской серии развиты прослои высококальцевых туфов [1], а выше него — в пограничных слоях венда и кембрия — карбонатно-кварц-полевошлатовые метасоматиты [2]. По времени формирования свинцово-цинковое оруденение также близко соотносится с магматитами щелочно-ультраосновного состава (с редкометаллическими и фосфатоносными карбонатами), но более древнего (R_3-V) горноозерского комплекса (И. Г. Волкова, 1983).

Таким образом, в обоих случаях близинхронно с формированием щелочно-ультраосновных комплексов и рудоносных карбонатов «продуктивно работает» несколько растянутый во времени трехчленный магматогенно-метасоматический ряд: щелочные вулканы — кремнемагнезиальные метасоматиты и гидротермалиты — кремне- (магнезиально)-щелочные метасоматиты. В палеозое он дополняется щелочными интрузиями. Закономерное положение основных трех элементов этого ряда в разрезах формаций, формационных рядов и комплексов может служить

одним из критериев потенциальной рудоносности площадей.

Фосфориты развиты в основном на двух стратиграфических уровнях (V и C₁₋₂). На нижнем они представлены брекчиевиднo-флюидальными гидротермокарстовыми образованиями (А. Е. Соболев, И. И. Игошина, 1989), на верхнем — седиментогенно-диагенетическими желваковыми и отчасти слоистыми фосфоритами, связанными с доманиковой формацией (Е. А. Басков и др., 1964; В. М. Мишин, 1975; Ю. А. Зубков, 1989).

Вопрос о природе фосфатного вещества месторождений фосфоритов дискуссионен. Известный факт транспортировки фосфора газогидротермами из недр в областях современного базальтового магматизма (С. И. Набоко, 1980) открывает возможность ретроспективной экстраполяции этого явления на эпохи фосфатонакопления в Сетте-Дабане, характеризующегося базальтоидной специализацией. Не случайно большинство фосфатопоявлений тяготеет к зоне магмоконтролирующего Бурхалинского глубинного разлома (см. рис. 1), а наиболее интересные объекты вендского уровня к тому же пространственно связаны с роями диабазовых даек (R₃—V) горбинского комплекса (А. Е. Соболев, 1989). Влияние основного магматизма прослеживается на минерально-геохимическом уровне. Фосфоритам свойствен фельсифильно-фематильный спектр микропримесей при наличии устойчивой мафической ассоциации — Cr, V, Ti (Ю. А. Зубков, 1989; А. Е. Соболев, И. И. Игошина, 1989), а по данным рентгеноструктурного анализа в скрытокристаллической составляющей фосфоритов, наряду с гидроксилпатитом, развит фторпатит (фтор как индикатор участия магматогенных погоней в литогенезе).

Региональные закономерности размещения рудоносных площадей, магматических и метасоматических образований во многом определяются корово-мантийной системой меридиональных глубинных разломов (см. рис. 1) — Бурхалинского (В. А. Иванов, 1964) и Правоалданского [7], последовательно активизировавшихся (R—PZ) в северном направлении синхронно с заложением южноверхооянских депрессионных структур частью рифтогенной природы (Е. Е. Милановский, 1983).

Бурхалинским разломом контролируются магматические образования щелочно-основного-ультраосновного ряда. Правоалданский разлом трассируется магнитными аномалиями (З. А. Макарова, 1974), связанными, вероятно, с мантийными диапирами, судя по их интенсивности, конфигурации, геометрическим параметрам, а также по расположению внутри контуров некоторых аномалий щелочно-ультраосновных массивов (РС) — Ингильского и Чадского.

Представляет интерес сочетание активности меридиональной зоны мантийных неоднородностей, развивавшейся к северу, с близкитротными раздвиговыми движениями литосферных плит периодов рифтогенеза, стимулировавшими, в частности, последовательное смещение к востоку от Сибирской платформы все более молодых структурно-формационных зон Южного Верхояния (В. И. Коростелев, 1983). Приблизиться к пониманию механизма взаимодействия этих процессов, вероятно, позволит целенаправленное изучение дочерних по отношению к данной системе глубинных разломов кольцевых тектоно-магматических структур глубокого заложения — позднедокембрийской Нижнеюдомской, палеозойских Чюнденской и Хандыгской, оказавших влия-

ние и на домезозойскую минерализацию региона. Ими контролируются магматиты щелочно-основного-ультраосновного профиля и проявления кремне-щелочного метасоматоза, что предполагает участие мантийных источников рудного вещества в формировании связанных с этими образованиями месторождений полезных ископаемых [11].

Наиболее изучена Хандыгская кольцевая структура [7]. По геолого-геофизическим и космофотодешифровочным данным в ней установлены каркасные радиальные и дуговые элементы, представленные реальными геологическими образованиями — дайками и их сериями, магмаконтролирующими разрывами, структурными ступенями, морфоструктурными неоднородностями. К узлам пересечения радиальных и дуговых элементов тяготеют центры девонского трахибазальтового вулканизма, контролирующего медное оруденение. Серия щелочных даек, с которыми связано цинкфлюоритовое оруденение, конформны дуговым элементам; трубчатые и жильные тела щелочно-ультраосновного состава с рудоносными карбонатитами локализованы на сопряжении или взаимопересечении периферических дуговых элементов кольцевых структур и генеральных зон глубинных разломов.

Геологические формации, благоприятные для локализации стратиформного оруденения, рудоносны на участках, отвечающих наиболее активным секториальным «клиньям» кольцевых структур. Это охарактеризованный ранее [7] Северо-Сеттедабанский секториал Хандыгской структуры, а также восточный секториал Нижнеюдомской структуры, в контуры которого вписываются площади развития кремне-щелочных метасоматитов и свинцово-цинкового оруденения.

В геонисторическом разрезе связь рудообразующих процессов с тектоно-магматическими выявляется при сопоставлении их эволюционной направленности и периодичности. На рис. 2 в хронологической последовательности с использованием биостратиграфических, радиологических и геолого-структурных данных [5, 10, 13] отражены происходившие в рифее—раннем карбоне изменения формационного состава осадочных и магматических образований, относительных скоростей нисходящих тектонических движений, рассчитанных с известными допущениями по методу мощностей (В. Е. Хаин, 1973), активности магматизма и метасоматоза, интенсивности и состава оруденения.

Наблюдается выдержанная во времени устойчивая связь ведущих в Сетте-Дабане полезных ископаемых с определенными группами осадочных формаций. Независимо от направленности изменений двух нескоррелированных между собой характеристик — состава рядов формаций (в трансгрессивной или регрессивной последовательности их в разрезе) и вектора относительных скоростей нисходящих тектонических движений (с ускорением или замедлением) — карбонатные формации вмещают свинцово-цинковые и цинкфлюоритовые руды, а терригенные — медное оруденение. Ограниченный и специфичный спектр формационных типов стратиформного оруденения разного возраста (с фтор-медно-цинковым уклоном) согласуется со сквозным базальтоидным профилем магматизма региона.

Вместе с тем интенсивность оруденения зависит не столько от вариаций состава рудоносных стратифицированных формаций, сколько от активности тектонических движений и особенно от характера магматизма и сопровождающего его метасоматоза. Общность этих яв-

лений обнаруживается при сравнении их качественных и количественных характеристик, изменяющихся с переходом от рифейского этапа геологического развития региона к венд-палеозойскому.

В рифее в условиях относительно слабо контрастных, постепенно усиливающихся блоковых движений, связанных с перикратонными опусканиями, и реализации преимущественно мафитового (с периодически возрастающей щелочностью — А. Е. Соболев, 1989), отчасти трахи-базальтового натровой линии магматизма [10] интенсивность оруденения невысока на уровне рудопроявлений (И. Г. Волкодав и др., 1976; А. В. Коробицын, 1981; А. Е. Соболев, 1986).

Начиная с венда в обстановке реализации рифтогенных процессов укрепляется щелочная ветвь магматизма, проявляется кремне-щелочной метасоматоз, внедряются ультрамафиты и резко возрастает интенсивность оруденения прежних разновидностей (месторождения и перспективные рудопроявления), расширяется круг полезных ископаемых, в т. ч. в морфогенетическом отношении.

Периоды растяжения земной коры знаменуются активным внедрением основных, а также щелочно-основных магм, с которыми связаны месторождения меди. В условиях относительного спада нисходящих тектонических движений ($V_1 - S$) сформировались рудоносные массивы и секущие жильные тела щелочно-ультраосновного состава, стратиформное свинцово-цинковое и флюорит-цинковое оруденение, литиеносные гнаюкластиты. В одну из глобальных эпох фосфатонакопления ($V - E_2$) возникли концентрации фосфора в виде фосфоритов в осадочных формациях и апатитовых руд в карбонатитах.

Таким образом, сопоставление особенностей эволюции и региональных закономерностей размещения стратиформного оруденения, магматических и гидротермально-метасоматических образований указывает на существование между ними корреляционной связи.

Данные, рассмотренные на локальном уровне, свидетельствуют о различной степени ее выражения по отношению к ведущим в Сетте-Дабане формационным типам оруденения и позволяют с известными допущениями говорить о генетической и парагенетической связи с магматизмом медно-эпидотового оруденения, «отдаленно парагенетической» — в отношении медистых песчаников, цинк-флюоритового и свинцово-цинкового оруденения в карстово-карбонатных формациях и об опосредованной — в отношении фосфоритов.

Для более определенных выводов о мере и условиях взаимодействия эндо- и экзогенных процессов, вероятных глубинах генерации и путях миграции рудного вещества при формировании стратиформного оруденения региона необходимо глубинное изучение корово-мантийной системы

Бурхалинского и Правоалданского разломов с их кольцевыми тектоно-магматическими структурами. Магматический фактор в настоящее время уже учитывается при прогнозировании и поисках в Сетте-Дабане в комплексе с упоминавшимися традиционными факторами контроля стратиформного оруденения [4, 8] — палеотектоническим, палеогеографическим, палеофациальным, стратиграфическим и литологическим.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыдов Ю. В. Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 61—68.
2. Давыдов Ю. В. Доломит (анкерит)-кварц-ортоклазовые метасоматиты полиметаллического месторождения Сардана (Юго-Восточная Якутия) // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. Якутск, 1981. С. 77—89.
3. Кропачев А. П., Кутырев Э. И., Русецкая Г. А. Эпигенетические образования в силурийской карбонатной толще севера Сетте-Дабана // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 6. С. 126—132.
4. Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. — Л.: Недра, 1984.
5. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифей. — М.: Наука, 1983.
6. Соболев А. Е., Кутырев Э. И., Токсубаев А. И. Магматический контроль пластового медного оруденения Сетте-Дабанской зоны (Южное Верхоянье) // Геология рудных месторождений. 1984. Т. XXVI. № 1. С. 72—78.
7. Соболев А. Е. Хандыгская кольцевая тектоно-магматическая макроструктура // Геология и геофизика. 1985. № 3. С. 33—39.
8. Стратифицированные месторождения меди СССР // Ю. В. Богданов, Е. З. Бурьянова, Э. И. Кутырев и др. — Л.: Недра, 1973.
9. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии // Под ред. В. А. Кузнецова, А. Л. Яншина. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1979.
10. Сухоруков В. И. Опорные разрезы верхнего рифей хребта Улахан-Бам // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск, 1988. С. 23—64.
11. Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении. Вопросы теории и практики. — Л.: Недра, 1987.
12. Щеглов А. Д. К металлогении рифтовых зон // Геология рудных месторождений. 1989. Т. XXXI. № 1. С. 13—25.
13. Ян-жан-шин В. А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1983.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Прослой морских отложений в «континентальной» тюменской серии Западной Сибири

Ф. Г. ГУРАРИ, В. П. ДЕВЯТОВ, А. М. КАЗАКОВ, И. П. МУХИНА,
А. С. ТУРБИНА (СИБГЕО)

Палеогеография времени накопления мощной угленосной толщи, лежащей в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, освещена в многочисленных публикациях. При этом выявляется определенная трансформация во времени взглядов на ландшафты ранней—средней юры в Западной Сибири.

В первой публикации по этому вопросу (Н. П. Туаев, 1941) помещена «схема распространения осадков рэт-лейаса и средней юры», на которой показано распространение морских осадков этого возраста в центральной части бассейна от северных его районов до широты с. Нарым. С юга и востока эта зона окаймлена областью континентальных фаций. В тексте сказано, что везде, где в периферических частях бассейна наблюдали среднеюрские отложения, они были представлены угленосными континентальными осадками. Допущение о наличии в центре бассейна морских образований опирается на некоторые особенности осадков и увеличение их мощности к северу.

В 50-е годы комплексное изучение материалов глубокого бурения на Западно-Сибирской равнине проводила экспедиция ВСЕГЕИ под руководством Н. Н. Ростовцева. Сотрудниками этой группы была начата разработка детальной стратиграфии мезозоя, построены достаточно подробные палеогеографические карты.

В первой публикации о стратиграфии мезозоя Западной Сибири Н. Н. Ростовцев (1954) выделял в подошве осадочного чехла угленосную толщу, отчетливо разделенную на две свиты. Нижнюю, вскрытую в Барабинской, Ярской и Заводокувской скважинах, слабо дислоцированную и содержащую прослой вулканитов он отнес к нижней юре (омская свита).

Верхняя угленосная свита, датированная средней юрой, вскрыта многими скважинами. Именно эта толща была несколько позднее названа Н. Н. Ростовцевым (1955, 1956) тюменской свитой. Возрастной диапазон ее был расширен за счет включения в свиту раннеюрских образований. Весьма существенно указание Н. Н. Ростовцева (1954) на наличие в районе г. Барабинска в угленосной толще слоев с морской фауной. Т. И. Осыко (1954) уточнила, что отдельные прослой аргилитов содержат редкую и плохой сохранности фауну пластинчатожаберных типа *Tancredia* (определения Г. Т. Пчелинцевой). В работе З. Т. Алексеева, М. С. Гуревича и др. (1960) эта форма названа *Tellina sp.*

На первой палеогеографической схеме южной половины Западно-Сибирской равнины, опубликованной Н. Н. Ростовцевым и Т. И. Осыко (1954), показано широкое распространение юрских континентальных угленосных отложений. Однако в зоне выделенного Колтогорского желоба околонуна небольшая область морских отложений, переслаивающихся с континентальными, с преобладанием последних. На юг область протянута до широты пос. Большережье.

Эта идея была отражена на палеогеографических картах, приложенных к двум коллективным работам, (Ф. Г. Гурари, В. П. Казаринов и др., 1963. Геология СССР. Т. XIV, 1963), в которых участвовали Н. Н. Ростовцев и Т. И. Осыко.

При этом область прибрежно-морских образований была протянута далеко на юг, вплоть до г. Барабинска.

Обширная прибрежная равнина, периодически заливавшаяся морем показана на палеогеографических картах, составленных в 1970 г. (А. Э. Конторович, И. Д. Полякова и др., 1971). В центре бассейна в доггере это поле занимает более половины площади бассейна и на юге заходит несколько южнее г. Омска. На карте для тоарского века мелководное море с узкой окаймляющей его прибрежной равниной распространено лишь севернее широты г. Игарки.

В последующие годы, по мере развития глубокого бурения, точка зрения на ранне-среднеюрские ландшафты Западной Сибири значительно трансформировалась. Поскольку новых находок остатков морских организмов в этой толще не было, все более утверждалось мнение об исключительно континентальном характере отложений лейаса и доггера в южной половине равнины, вплоть до Сибирских Увалов и даже севернее. В коллективной работе о палеоландшафтах Западной Сибири (А. В. Гольберт, Л. Г. Маркова и др., 1968) море на карте средней юры доходит с севера только до широты г. г. Салехарда и Туруханска. В работе В. П. Казаринова, В. И. Бгатов и др. (1969) для ранне-среднеюрской эпохи показано сплошное поле континентальных, преимущественно аллювиальных и озерных осадков от южного обрамления и значительно севернее широтного течения р. Оби.

В весьма детальном атласе литолого-палеогеографических карт, составленном под редакцией И. И. Нестерова в 1976 г. на полярных картах лейаса и доггера мелкое прибрежное море, иногда сменявшееся опресненным заливом, не проникало с севера на юг далее широты с. Казыма. Прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем, только для тоара распространена в пределах Мансийской синеклизы почти до широты г. Ханты-Мансийска. На современной карте для байосса, бата и раннего келловая она продолжена еще далее на юг.

Распространение морских образований в лейасе и доггере ограничено самыми северными районами равнины практически во всех последующих региональных обзорах, в т. ч. в публикациях, специально рассматривающих палеогеографию Западной Сибири в ранне-среднеюрское время [4].

Взгляд на южную и центральную часть равнины, как на область почти исключительно континентальной седиментации сохраняется до настоящего времени. Это отчетливо видно по публикациям группы тюменских исследователей [7], сотрудников СНИИГГИМС [5]. В коллективной работе, представленной на 28 сессии Международного геологического конгресса [3] выделены для ранне-среднеюрских отложений три седиментационные области. Северная граница самой южной области проходит значительно севернее Сибирских Увалов, лишь в Уренгойском желобе приближаясь к долине широтного течения р. Оби. По мнению авторов для этой области характерно практически полное доминирование седиментации в континентальных условиях.

Соответственно этому взгляду в большинстве работ прогнозируется преобладание в этих отложениях неанкитинальных ловушек УВ [3, 7], доминирование гумусового ОВ в его общей массе, разрабатываются соответствующие методические комплексы нефтегазопонисковых работ.

Материалы, полученные в последние годы дают основание для существенного изменения сложившихся представлений.

В. И. Ильина [1], обнаружив в тоарских отложениях, вскрытых в районе г. Ханты-Мансийска, динофлагеллат *Naunoceratopsis gracilis* (Alberli) Evitt предположила, что в тоаре морской бассейн проникал далеко в глубь Западно-Сибирской равнины.

В 1987 г. в трех скважинах Талинской площади в черных и темно-серых аргиллитах тюменской серии были обнаружены остатки фораминифер и остракод. По мнению В. К. Комиссаренко, этот комплекс указывает на мелководные условия, близкие к морским (устное сообщение). Остатки фораминифер обнаружены в глинистой толще, перекрывающей продуктивный песчано-гравелистый пласт ЮК₁₀. Стратиграфическое положение ее дискуссионно. Ф. Г. Гурари включает эти породы в состав нижнетогурской тогурской свиты, а А. М. Казанов и В. П. Девятков относят ее к лайдинскому горизонту, в основном нижнеалаунского возраста.

В последние годы на юге Тюменской области, в Новосибирской и Томской областях на разных уровнях тюменской серии выявлены прослои темно-серых, почти черных аргиллитов, в которых найдены остатки морских, солоноватоводных и пресноводных моллюсков, гастропод и фораминифер (таблица, рисунок). Наиболее древние из них — *Pronoella* sp. (*Articidae*), *Pronoella* (*Gythemon* sp.) приурочены к лайдинскому горизонту на Апрельской и Восточно-Емангальской площадях и могут свидетельствовать о морских и солоноватоводных обстановках их обитания. Выше двустворки семейства *Trigonioididae* и гастроподы семейства *Gyrodeidae*, встречающиеся в выском горизонте Юганской и Средне-Согомской площадей характеризуют, скорее, солоноватоводные условия. Наибольшее количество двустворчатых моллюсков приурочено к малышевскому горизонту, как правило, к его верхней части, или пограничным отложениям. Заведомо морские формы (р. р. *Meleagrinella*, *Arctica*, *Tracina*, *Corbula*, *Nucula*, *Praebuchia*) встречаются на Восточно-Емангальской, Нялинской, Окуневской, Онтохской, Якунь-Яхской площадях. Двустворки, способные переносить опреснение — *Pronoella* (*Gythemon* sp.) найдены на Нялинской площади, пресноводные формы (*Sphaerium* sp.) — на Онтохской.

На ряде разведочных площадей Новосибирского и Томского ПГО в верхней и средней частях тамбаевской свиты обнаружены остатки двустворок и фораминифер. Определенная из средне-тамбаевской подсвиты на Сергеевской площади (А. М. Казаков и В. П. Девятков этот интервал сопоставляют с надояхским горизонтом верхнего тоара) *Pronoella* (*Gythemon* sp.) характеризует морские и солоноватоводные обстановки. Принципиально важны находки фораминифер в разрезах тюменской серии южной части равнины — в Обь-Иртышской области. Пока их немного (см. таблицу), всего в трех скважинах. Однако это можно объяснить тем, что привычное представление о континентальном характере отложений побудило исследователей не искать в них микрофауну. Все внимание было уделено лишь палиноморфам. Нет сомнений, что при целенаправленных поисках число находок с форамини-

ферами, остракодами, с остатками двустворок резко возрастет.

В двух скважинах (Ягыл-Яхская-5 и Верх-Тарская-2) слои с фораминиферами входят в состав верхнетамбаевской подсвиты, тяготея к ее верхней части, которая по данным палинологии имеет батский возраст. Сохранность самих фораминифер плохая, они не определены даже до рода. Наибольший интерес представляют фаунистические остатки, обнаруженные в темно-серых и черных аргиллитах из керна скв. Сергеевская-5. Это поднятие находится на Тобисско-Воробьевском мегавалу в 120 км восточнее с. Большеречье и в 140 км севернее Транссибирской железной дороги, в зоне восточного борта Колтогорского надрифтового желоба. В скв. Сергеевская-5 остатки и отпечатки раковин двустворок обнаружены в двух интервалах (см. таблицу). По свитной разбивке Ф. Г. Гурари они принадлежат среднетамбаевской подсвите. Наиболее важно, что между слоями с двустворками, на глубине 2941—2948 м, посередине среднетамбаевской подсвиты (лайдинский горизонт в понимании А. М. Казакова, В. П. Девяткова) в черных аргиллитах обнаружен моновидовый комплекс многочисленных фораминифер (до 100 и более экземпляров), определенных И. П. Мухиной и В. В. Сапьянником как *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Soss. В статьях о распространении и палеоэкологии бентосных фораминифер в морях Лейаса и доггера севера Сибири [6] указывается, что комплекс с *Ammodiscus glutaceus* состоит в основном из агглютинирующих фораминифер (до 100 %) и в большинстве случаев монотаксонен. Кроме того, род эврибионтен преобладает в тонкоотмученных и алевролитистых глинах, накапливавшихся в морском мелководье в условиях достаточной аэрации. Как вид он широко распространен в нижнетогурских (кетербютских) глинах Сибирской платформы, верхнетогурских — нижнеалаунских отложениях Ямала [2], на юге Ямала в морских фациях встречен вместе с аммобакулитами, саккамминнами и другими сопутствующими видами. При этом фораминиферные комплексы отличаются бедным видовым составом (не более трех-четырех). При сравнении фораминиферного комплекса из тоара Ямала с комплексом из скв. Сергеевская-5 бросается в глаза полностью моновидовый состав последнего. Сопутствующие виды в нем совершенно отсутствуют. Поскольку именно аммодискусы наиболее толерантны к изменению экологических условий, можно предполагать, что Сергеевская площадь находилась в прибрежной зоне несколько опресненного моря, проникавшего далеко на юг по депрессии Колтогорского желоба. Протекавшая по нему с юга на север крупная река была причиной такого опреснения.

Не совсем ясен возраст слоев с аммодискусами в скв. Сергеевская-5. Из этих же пород в интервале 2941—2948 м и ниже до 2995 м С. А. Климов определил нижнетогурский спорово-пыльцевой комплекс. Однако корреляция разреза этой скважины с соседними, в т. ч. с теми, где уверенно вскрыты выделяемые и по коротажу и палинологическим данным нижнетогурские отложения тогурской свиты (скв. Орловская-2, Прибельская-1, Голубинская-1), позволили Ф. Г. Гурари утверждать, что слои с аммодискусами не древнее среднего, может быть нижнего байоса. Возможное объяснение такого столь высокого положения этого комплекса в рассматриваемом разрезе Ф. Г. Гурари видит в следующем.

В статье специально посвященной распределению скоплений аммодисков в разрезе юры и

Площадь, номер скважины	Свита, подсыта, горизонт	Глубина кромки тю- менской се- рии, м	Интервал глубин отбора керна с фауной, м	Органические остатки	Обстановки	Фамилия определителя
Красноленинская, 808	Тугурская ?	2458	2597—2608	Фораминиферы <i>Saccammina</i> sp., <i>Bulloroga</i> sp., <i>Gibrostomoides</i> sp. и др. Фораминиферы <i>Toluyrammina</i> sp.	Морская	В. К. Комиссаренко
Талинская, 2884	—»—		2705—2714	<i>Saccammina</i> sp.	»	»
Талинская, 2973	—»—		2724—2732	Динофлагеллаты <i>Nannoceratopsis gracilis</i> (Alberti) Ewing	»	В. И. Ильина
Ханты-Мансийская, 6	Тугурская		3202—3220	Отпечатки мелких двустворок	»	А. С. Турбина
Верхне-Демьянская, 1	Верхнегамбасовская	2610	2680—2693	Фораминиферы и обломки двустворок	»	И. П. Мухина, А. С. Турбина
Ягыл-Яхская, 5	—»—	2516	2561—2569	Единичные фораминиферы	»	И. П. Мухина
Верх-Тарская, 2	—»—	2535	2620—2625	Много фораминифер <i>Ammodiscus glutaceus</i> , <i>Pronoella</i> (<i>Guthemon</i> sp.) <i>Tellina</i> sp.	Морская, солоноватоводная	В. В. Сапьяник, А. С. Турбина
Сергеевская, 5	Среднегамбасовская	2807	2941—2948 2971,5—2978,5	<i>Trigonomidulae</i> <i>Pronoella</i> sp. (<i>Arcticidae</i>)	Морская	Г. Т. Пчелинцева, А. С. Турбина
Варабинская, 1-ОП	Вымский	2134	2201,8		Солоноватоводная	»
Юганская, 260	Лайдинский	2701	2831—2841		Морская	»
Лирельская, 24	Малышевский	2770	2956—2970	<i>Melagrinella</i> ex gr. <i>ovalis</i> (Smith.), неопределенные остатки двустворок	Морская	»
Восточно-Емгальская, 93	—»—	2890	2887—2894	<i>Arctica</i> ex gr. <i>humilicolumnata</i> Schur.	»	»
—»—	Лайдинский	—»—	2894—2906	<i>Pronoella</i> (<i>Guthemon</i> sp.)	Морская, солоноватоводная	»
Иалинская, 22	Малышевский	2772	3124—3137	<i>Pronoella</i> (<i>Guthemon</i> sp.)	Морская, солоноватоводная	»
Окушевская, 9075	Малышевский	1666	2793—2866	<i>Pronoella</i> (<i>Guthemon</i> sp.)	Морская, солоноватоводная	А. С. Турбина
Онтохская, 6	—»—	2402	1659—1670	<i>Trachia</i> cf. <i>scythica</i> (Eichw.)	Морская	»
Опюльская, 10	Малышевский	2428	2432,2—2439,9	<i>Sphaerium</i> sp.	Пресноводная	»
Якунь-Яхская, 179	—»—	2755	2461—2474 2754—2761	<i>Corbula</i> , <i>Nucula</i> <i>Præbuchia</i> ex gr. <i>anabagensis</i> Vor.	Морская	»
Средне-Согомская, 50	Вымский	2577	2669,7—2683,6	<i>Gyrogonidae</i> gen. sp.	Морская, солоноватоводная	А. Л. Бейзель
Верхне-Шалинская, 3	Малышевский		2852—2863	Комплекс фораминифер бата	Морская	В. К. Комиссаренко

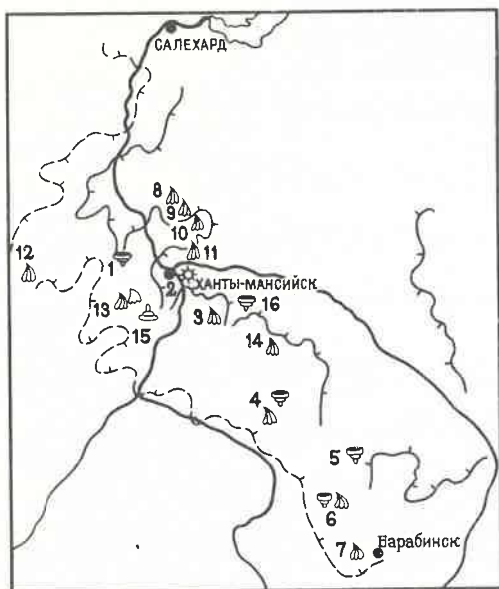


Схема расположения скважин с остатками морских и солоноватоводных организмов в нижней — средней юре южной половины Западной Сибири: 1 — фораминиферы; 2 — морские, солоноватоводные; 3 — пресноводные; 4 — динофлагеллаты; 5 — гастроподы; южные границы проникновения моря в Западную Сибирь; 6 — ранний тоар; 7 — бат; номера на схеме 1—16 отвечают площадям бурения, указанным в таблице

мела Сибири [6], ее авторы отмечают скопления вида *Ammodiscus pseudoinjimus* на четырех уровнях — от плинсбаха до среднего оксфорда, разделенных значительными по мощности осадков и по времени интервалами отсутствия названного комплекса, т. е. для этого вида отчетливо наблюдается явление рекурренции. Вполне возможно, что оно характерно и для другого вида — *Amodiscusglumaceus*, но до сих пор не было зафиксировано в конкретных разрезах Сибири, что подтверждается исследованиями В. К. Комиссаренко на Ямале [2]. *Amodiscusglumaceus* в этом районе широко представлен в тоаре и аалене и в небольших количествах в низах байосских отложений (см. таблицу). Возможно, в районе Сергеевской площади именно в байосе были для этого вида оптимальные условия, что и привело к массовому появлению фораминифер в разрезе.

Что касается тоарского возраста палиноморф в близлежащих слоях, то, как считает Ф. Г. Гурари, условность датировки по спорам и пыльце доказана многими исследователями Западной Сибири.

Другую точку зрения отстаивают В. П. Девятков и А. М. Казаков. Они указывают, что моновидные скопления *Amodiscusglumaceus* до сих пор встречаются в Сибири исключительно в узком стратиграфическом диапазоне — в пограничных отложениях нижней и средней юры (слои с *Riyadhella syndascoensis* и *Amodiscus glumaceus*), возраст которых поздний тоар — ранний аален установлен на Сибирской платформе по аммонитам. Кроме того, значительно ниже пород с аммодискусами в интервале 3026—3032 м в разрезе Сергеевской

скважины В. И. Ильиной и С. А. Климко определен спорово-пыльцевой комплекс плинсбах-тоара, характерный для китербютских глин севера Сибири и тогурской свиты Западной Сибири. Выше интервала с фораминиферами С. А. Климко условно выделил ааленский спорово-пыльцевой комплекс. Поэтому, согласно этой точке зрения, породы с *Ammodiscus glumaceus* вскрытые Сергеевской скважиной не древнее раннего тоара и не моложе аалена (?), что указывает на принадлежность их к лайдинскому горизонту (тоар-аален) [5].

Несомненно вопрос о возрасте слоев с аммодискусами на Сергеевской площади не может считаться окончательно решенным. Необходимы дальнейшие исследования.

Приведенные материалы дают основание пересмотреть сложившиеся представления об исключительно континентальной седиментации в лейясе и доггере в южной и центральной частях Западно-Сибирского бассейна. Борьба суши и моря была в его пределах более сложной и практически непрерывной. В зависимости от эвстатии и тектонических движений, от их сочетания, ландшафты менялись часто и весьма существенно. Аллювиальная равнина, усеянная многочисленными озерами и болотами, неоднократно сменялась морским мелководьем. Глубоко врезанные устья рек превращались в слабо опресненные эстуарии. Далеко на юг проникали морские воды по надрифтовым желобам, особенно по Колтогорскому (см. рисунок). Именно существованием морских и прибрежно-морских прослоев можно объяснить заметное содержание сапропелевых компонентов в рассеянном ОВ нижней — средней юры, что отмечено в специальных геохимических работах (А. Э. Контарович, И. И. Нестеров и др., 1975; А. Э. Контарович, И. Д. Полякова и др., 1971), авторы которых полагали, что накапливалось сапропелевое ОВ в озерных условиях.

Установление прослоев морских и прибрежно-морских (лагунных, заливных, эстуариевых) аргиллитов с остатками соответствующей флоры в разрезе нижней и средней юры Обь-Иртышской области значительно повышает перспективы нефтегазоносности этих отложений, для которых вопрос о материнских породах был не вполне ясен. Приведенные материалы свидетельствуют, что кроме донных, обогащенных сапропелем осадков крупных озер, ими являлись и простои морских аргиллитов. Эти новые данные необходимо учитывать при решении всех работ по поискам и разведке углеводородных залежей в нижней — средней юре Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильина В. И. Палинология юры Сибири. — М.: Наука, 1985.
2. Комиссаренко В. К. Биостратиграфия нижне-среднеюрских отложений полуострова Ямал // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень, 1987. С. 5—12.
3. Нижне-среднеюрские осадочные бассейны Западно-Сибирской провинции и их нефтегазоносность. /И. В. Будников, Ф. Г. Гурари, В. П. Девятков и др. — М.: Наука, 1989.
4. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. /В. А. Захаров, М. С. Месежников, З. З. Ронкина и др. — Новосибирск: Наука, 1983.
5. Стратиграфия и палеогеография ранней и средней юры Западной Сибири. /Ф. Г. Гурари, И. В. Будников, В. П. Девятков и др. // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск, 1988. С. 60—75.

6. Стратиграфическое положение и условия формирования маркирующих слоев с аммодискусами в юре и раннем мелу Сибири/С. П. Булытников, В. П. Девятков, В. В. Сапьяник, В. К. Комиссаренко//Биофациальный анализ при палеогеографических реконструкциях. Новосибирск, 1989. С. 63—70.

7. Ясевич Г. С., Мухер А. Г., Мясникова Г. П. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнеюрских отложений Западной Сибири//Геол. нефти и газа. 1987. № 8. С. 23—28.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

УДК 550.838.5

© А. М. Гавашели, 1992

Палеомагнетизм с точки зрения петролога

А. М. ГАВАШЕЛИ (Грузгеология)

При палеомагнитных измерениях важен вопрос о синхронности образования магнитных минералов с вмещающими их породами. В связи с этим необходимо рассмотреть, как устанавливается их первичность и насколько достоверны палеомагнитные измерения с точки зрения петролога.

Известно, что различные породы получают и сохраняют намагниченность по-разному, поскольку каждая их разновидность содержит некоторое количество зерен различных ферромагнетиков, из которых наиболее распространены и имеют наибольшее значение для магнетизма пород магнетит, гематит, маггемит, титаномагнетит и пирротин [1, 3]. Намагниченность титаномагнетита зависит от содержания в нем титана, т. е. его намагниченность уменьшается с увеличением содержания титана и наоборот.

В литературе о палеомагнетизме [1, 3 и др.] без проведения минералогических и петрографических исследований (за редким исключением) и без учета степени кристалличности пород принято, что магнитные минералы являются первичными, т. е. появившимися в момент образования пород, а это, как известно, не соответствует действительности, поскольку все перечисленные магнитные минералы формируются в основном и на начальном и на заключительном этапе становления породы, в процессе однократного или многократного разложения порообразующих минералов, а также при гидротермальной и метаморфической их обработке. При этом вторичные магнитные минералы, образовавшиеся как однократно, так и многократно, имеют широкое распространение и во времени, и в пространстве. Отметим, что количество магнитных минералов при вторичных процессах колеблется в широких пределах, а содержание их первичных разновидностей составляет до 1%. В качестве исключения можно отметить первичные магнетитосодержащие руды и древнечетвертичные магнетитовые лавы в Южной Америке, содержащие до 30—70% магнетита [3]. При мизерном количестве первичных магнитных минералов в породе ее магнитное поле будет скомпенсировано и перекрыто магнитным полем их вторичных минералов или их разновидностями интрателлурической фазы. Следует отметить также, что во всех работах палеомагнитологов наличие магнитных минералов интрателлурической фазы кристаллизации не учитывается, тогда как они могут иметь существенное, а порой доминирующее значение, т. е. вообще нет смысла в палеомагнитных измерениях, если не установлен генотип магнитных минералов.

Наличие в породах магнитных минералов интрателлурической и эффузивной фаз кристаллизации, а также всевозможных их вторичных разновозрастных образований, присутствующих в различных сочетаниях, не дает возможности дос-

товерно увязать произведенные измерения с фазой образования магнитных минералов. Об этом свидетельствует просмотр материала (с 1976 по 1988 гг.): 10—12% из 400 измерений отвечают более ранним образованиям; 12—13% — фактическому возрасту, установленному палеонтологически; 10—12% — приблизительно времени проявления последующих орогенетических движений; 15—16% — главному (альпийскому) этапу складкообразования складчатой системы южного склона Главного Кавказского хребта. Около 20—27% измерений вообще не увязываются с общей хронологической схемой региона, а 24—28% дают противоположные по отношению к ожидаемым результаты. Также следует подчеркнуть, что результаты палеомагнитных измерений разновозрастных образований, приуроченных к различным геотектоническим зонам, резко различаются. При подобной пестрой картине невозможно установить истинную схему палеомагнитной геохронологии, контролируемой палеонтологически.

При этом без тщательного анализа результатов палеомагнитных измерений и без применения палеонтологической хронологии невозможно прийти к правильным выводам. Ряд палеомагнитных измерений, мягко говоря, носят сугубо искусственный характер, лишены достоверности и информативности. Отсюда следует, что различные изменения, учтенные либо путем введения соответствующих поправок, либо путем магнитной чистки пород, преждевременны, поскольку не известно, по какому генотипу осуществлено измерение магнитных минералов. Быть может, в породе вообще отсутствовали первичные магнитные минералы, а их вторичные разновидности или их представители интрателлурической фазы принадлежат к разновременным образованиям. Подобные почти всевозможные количественные сочетания разновозрастных магнитных минералов, встречаемых весьма часто, и наблюдаются в основном в базальтоидах эвгеосинклиналей, на чем и сосредоточены палеомагнитные измерения, что в сущности неправильно.

В связи с этим заслуживает внимания ссылка А. Н. Храмова и соавторов на роль петрографии в палеомагнетизме: «В магматических породах по петрографическим признакам часто удается провести гораздо более важное для палеомагнетизма разделение зерен ферромагнитных минералов на три группы: 1) идиоморфные зерна первично-магматических минералов, 2) зерна вторичных минералов, образовавшихся на стадии остывания породы и 3) зерна вторичных минералов, возникших в результате процессов, резко оторванных во времени от образования исходной породы» [3, с. 47]. Хотя здесь не приводится уточнение генотипов магнитных минералов,

но все-таки автор подчеркивает «гораздо более важное», но не осуществляемое при палеомагнитных измерениях исследование.

Образование неплюкристаллических пород сопровождается тем, что двухвалентное железо, не вошедшее в состав породообразующих минералов, выделяется в виде самостоятельных фаз, т. е. в виде магнетита, маггемита или титаномагнетита. При этом в плюкристаллических базальтоидах первичные магнитные минералы почти полностью отсутствуют, а количество их вторичных разновидностей зависит от измененности пород. В базальтоидах с гнаупилитовой структурой преобладают первичные магнитные минералы, встречаемые в виде мельчайших зерен, имеющих ультрамикроскопические размеры.

В вулканических и магматических породах время образования магнитных минералов никогда не совпадает со временем становления породы. Единственным вариантом синхронности магнитных минералов и их вмещающих пород могут быть новейшие наземные и подводные (малых глубин) вулканические породы с гнаупилитовой основной тканью и приповерхностные субвулканические тела, образование которых происходило почти мгновенно. Именно на этих объектах следует сосредоточить палеомагнитные измерения.

Для других пород подход иной. Формирование глубинных магматических пород, вулканических образований на дне Мирового океана и эвгеосинклиналей происходило очень медленно. Поэтому магнитные минералы, образовавшиеся на заключительном этапе становления породы, по возрасту моложе вмещающих пород, причем их возрастная разница весьма значительна. В данном случае палеомагнитными измерениями устанавливается возраст не породы, а магнитных минералов, образовавшихся на заключительном этапе становления породы или во время разложения породообразующих минералов, или при гидротермальных процессах после формирования породы.

Классическим примером расхождений в возрасте магнитных минералов и их вмещающих пород являются спиллиты — материнские породы (базальтоиды, андезитобазальты), которые при становлении долгое время находились в жидком (М. Х. Батти, 1963) неподвижном состоянии. Это подтверждается следующими наблюдениями: 1) отсутствие в эффузивных спиллитах следов течения, т. е. полное отсутствие флюидных текстур (текстур течения); 2) весьма незначительное количество фенокристаллов плагиоклаза (или их полное отсутствие) и относительно малое количество их микролитов в эффузивных спиллитах, развитых в основном под внешними корками закалки, а не только в корках закалки, как полагает Г. Д. Николе (1963); 3) наличие радиальных, радиально-лучистых, перистых, пучковых, сноповидных, игольчатых, вилловидных и т. п. пироксенов и плагиоклазов в эффузивных спиллитах; 4) тонкость структуры эффузивных спиллитов; 5) отсутствие зональных плагиоклазов, или их присутствие в крайне ничтожном ко-

личестве; 6) спорадическое присутствие оливины; 7) закономерное перераспределение щелочей, кремнекислоты, железа, марганца, никеля, кобальта и других элементов в пределах потока лавы и подушечного или субвулканического тела спиллита; 8) концентрация перистых, шетковидных, длиннопризматических и других пироксенов в центральных частях подушек; 9) сравнительно повышенное, но не всюду наблюдаемое, содержание кремнекислоты, натрия и других элементов в субвулканических спиллитах по сравнению с их эффузивными аналогами; 10) низкотемпературная ассоциация минералов-спиллитов; 11) эпидозитовый кварц-железистый (яшма), джеспилитовый, кремнистый, силицитовый, марганце- и фосфоросодержащий кварц-кальцитовый и им подобный цемент подушечных тел; 12) одинаковые, или почти одинаковые размеры миндалинов миндалекаменных спиллитов мира; 13) весьма закономерное распределение разноструктурных спиллитов в пределах подушки, потока и субвулканического тела.

Следовательно, время образования спиллитов весьма длительное.

Установление надежности палеомагнитных измерений метаморфических пород связано с большими трудностями, т. к. почти невозможно выявить в них этапы образования магнитных минералов. Можно лишь предположить, что магнитные минералы в метаморфических породах по времени образования, по-видимому, соответствуют возрасту метаморфизма вмещающих пород, за исключением ряда случаев. В отношении терригенных и хемогенных пород можно отметить, что без специализированных петрологических исследований с целью выяснения природы магнитных минералов невозможно получить достоверные палеомагнитные данные.

Вообще определение первичности магнитных минералов — одна из сложнейших проблем петрологии. Палеомагнитные измерения без проведения специализированных минералогических и петрографических исследований преждевременны и их данные не корректны.

Палеомагнитные измерения предусматривают ряд факторов влияющих на конечные результаты, но ни в одной работе не учтено наличие в породе магнитных минералов интрателлурической фазы кристаллизации, чему необходимо уделять должное внимание.

Природа зачастую весьма искусно скрывает следы своей деятельности и можно сказать, что решающие исследования в рассматриваемом направлении еще предстоит провести [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ранкорн С. К. Магнетизм горных пород // Палеомагнетизм. М., 1982.
2. Старостин В. И. Магнетитовые лавы // Геология рудных месторождений. 1973. № 3.
3. Храмов А. Н. Палеомагнетизм. — М.: Наука, 1982.

Из истории геологических открытий

© Л. В. Громов, С. А. Данильянц, 1992

Первые шаги полярной геологической службы

Л. В. ГРОМОВ, С. А. ДАНИЛЬЯНЦ (ВИЭМС)

Издавна северные окраины нашей Родины привлекали внимание русских людей. Землепроходцы, мореходы и просто торговые люди проникали на север, выходили к Северному Ледовитому океану, добывая новые сведения об открытых землях, природных богатствах, о народах, населяющих эти окраины. К сожалению, история сохранила немного имен (С. Дежнев, С. Лопатин и др.).

Обобщая сведения, полученные землепроходцами и мореходами, М. В. Ломоносов писал: «По многим доказательствам заключаю, что и в северных земных недрах пространно и богато царствует натура, и искать оных сокровищ некому!». В другой раз он констатирует: «А металлы и минералы сами во двор не придут. Они требуют глаз и рук в своих поисках».

Социально-экономические условия царской России не позволяли осваивать и изучать богатства недр Севера. Один из полярных исследователей привел интересный ответ на просьбу сибирского золотопромышленника М. К. Сидорова, воспитателя Александра III: «Так как на Севере постоянные льды, и хлебопашество невозможно, и никакие другие промыслы немислимы, то, по моему мнению и моих приятелей, необходимо народ удалить с севера во внутренние районы государства, а вы хлопотете наоборот и объясняете о каком-то Гольфстреме, которого на севере быть не может. Такие идеи могут проводить только помещанье» (В. Ю. Визе. Моря Советской Арктики. М.—Л., 1948. С. 144).

Конец XVIII — начало XIX вв. характеризуются эпизодическими исследованиями геологического строения северных окраин России. Лишь в одиночку или небольшими группами проникали геологи в неизведанные северные районы. Навечно вписаны в историю геологического изучения отдельных районов севера Европейской части России, Сибири и Дальнего Востока имена С. П. Крашенинникова, П. С. Палласа, П. К. Пахтусова, Ф. Б. Шмидта, А. Л. Чекановского, В. А. Русанова, Э. В. Толля и др., чей самоотверженный труд позволил систематизировать знания о геологическом строении и полезных ископаемых территорий, являвшихся «белыми пятнами» на карте России.

Начало XX столетия, до Великой Октябрьской революции, — период широкого развития работ Геологического комитета (образованного в 1882 г.), основной задачей которого на первом этапе являлось составление геологической карты России, поиски полезных ископаемых. В пределах Урала, Тимана, о-вов Новой Земли и Шпицбергена проводил геологические исследования Ф. Н. Чернышев. Кольский п-ов изучали А. Е. Ферсман, А. А. Полканов, И. И. Горский. В Сибири работали И. Д. Черский, В. А. Обручев. Поиск Северного морского пути и другие исследования вели Э. В. Толль, Г. Я. Седов и др.

Север Европейской части России был более или менее изучен по сравнению с Сибирским и Дальневосточным. Поэтому после Октябрьской революции на первом этапе исследований крайнего севера было обращено внимание на Коль-

ский п-ов и Тимано-Печоро-Уральский север, где предыдущими исследованиями были установлены признаки нефти, асфальтитов и битуминозных сланцев, а также каменных углей. Еще в петровские времена с Печоры привозили образцы каменного угля, сведения о проявлениях меди и серебро-свинцовых руд, обнаруженных первопроходцами. Первые сведения о нефти в районе Ухты были известны с 1692 г.

В целях изучения и практического использования нетронутых богатств европейского Севера, 30 января 1919 г. при наркомате торговли и промышленности создается специальная комиссия, которая организует экспедиции на Печору, в Вологодскую и Олонецкую губернии. По ходатайству Пермского университета Совет Народных комиссаров РСФСР решает организовать Печорскую экспедицию по обследованию нефтяных и угольных богатств Тимано-Печорского края, но захват Европейского Севера белогвардейцами и интервентами не позволил экспедиции выполнить свою задачу.

После освобождения Красной Армией северной части России была образована Северная научно-промысловая экспедиция (4.03.1920 г.) под руководством Р. Л. Самойловича. В состав научного совета экспедиции были привлечены крупные ученые-геологи страны: А. П. Карпинский — президент Академии наук, академик А. Е. Ферсман. В первый год работы экспедиции под руководством А. Е. Ферсмана было открыто месторождение апатитов в Хибинах (В. И. Влодавец). Тогда же Г. А. Черновым найдено первое месторождение угля на Печоре.

На Северную экспедицию было возложено руководство и координация всех научно-практических работ по изучению и освоению Крайнего Севера. Опыт ее работы впоследствии был использован при разработке плана ГОЭЛРО и при дальнейших исследованиях.

На первых этапах геологические исследования северных окраин России неразрывно связывались с изучением и освоением Северного морского пути, созданию которого правительство республики придавалось особое значение. Уже в начале 1918 г. приступили к организации так называемых «Карских» морских экспедиций для вывоза из устьев Оби и Енисея сибирского хлеба и затем графита, ввоза туда промышленных товаров. Почти одновременно определилось новое направление исследования водных пространств Северного Ледовитого океана от о-вов Новой Земли до мыса Дежнева. Начавшаяся гражданская война и иностранная интервенция не позволили реализовать намеченные планы, частично осуществляемые, в состав которых входили исследования топливно-энергетических баз.

В целях всестороннего и планомерного исследования северных морей, островов и побережий в 1921 г. Совет Народных Комиссаров РСФСР издает декрет о создании Плавучего Морского Научного института при Народном Комиссариате Просвещения с отделениями: биологическим, гидрологическим, метеорологическим и геолого-минералогическим. Декретом преду-

считалось, что институт будет проводить исследования в пределах Северного Ледовитого океана с его морями, устьями рек, островами и прилегающими к нему побережьями РСФСР, Европы и Азии. Организатором и директором института был назначен И. И. Месяцев, возглавлявший его 13 лет. Полученные в экспедициях результаты стали основой многих монографий, среди которых особое место занимает «Геология моря», М. В. Кленовой.

В 1920 г. по инициативе В. И. Ленина при ВСНХ была создана Северная научно-промысловая экспедиция. В комплексе научных исследований экспедиции при широкой программе географических, почвенно-ботанических и других исследований ведущими оставались горно-геологические, расширяющие познания о геологии и полезных ископаемых Крайнего Севера.

Учитывая непрерывно возрастающий объем научных исследований и большие достижения Северной экспедиции, Правительство приняло решение преобразовать Северную экспедицию ВСНХ (1925 г.) в Институт по изучению Севера. 23 марта 1930 г. институт был преобразован во «Всесоюзный Арктический институт при ЦИК СССР» (ВАИ).

Организация в Томске в 1918 г. Сибирского геологического комитета положила начало систематическому изучению обширной сибирской территории на уголь, железо, полиметаллы в ряде мест Сибири (Н. Н. Урванцев. Открытие Норильска. М., Мысль, 1981). В течение 1920—1929 гг. Н. Н. Урванцев проводил геологические исследования в Норильских горах, открыл месторождение медно-никелевых руд на горе Рудной, разведвал месторождение угля на горе Шмидта. Его исследования и прогнозы послужили основой для организации в 1930 г. крупной экспедиции Цветметзолото ВСНХ СССР, затем Союзникель (1933 г.) и Главсевморпути (1934 г.). Промышленное значение рудных месторождений горы Рудной, открытого Н. Н. Урванцевым, позднее руды Угольного, открытого Л. В. Грозовым (1930 г.), было подтверждено произведенным геологами Главсевморпути подсчетом запасов медно-никелевых руд, а также углей горы Шмидтихи. Комплексный состав руд Норильского рудного района при острой недостаточности минерально-сырьевых ресурсов ряда цветных и благородных металлов, явился основанием для строительства Норильского горно-металлургического комбината.

Всесоюзный Арктический институт 17 декабря 1932 г. был передан вновь образованному Главному управлению Северного морского пути при Совнарком СССР, переименован в Арктический научно-исследовательский институт (АНИИ). Институт вел широкий комплекс геологических, геологосъемочных и поисковых работ, в которых принимали участие: Б. В. Ткаченко, М. Г. Равич, Н. М. Мутафи, Н. Н. Куликов, В. Д. Дибнер, М. М. Ермолаев, Е. М. Люткевич, П. В. Виттенбург, В. Н. Сакс, И. П. Атласов, В. М. Лазуркин, К. К. Демкидов, Б. Х. Егизаров, Е. Н. Фрейберг, А. И. Гусев, Я. И. Полькин, И. Д. Гатиев, М. И. Рохлин, Ф. Г. Марков, М. И. Рабкин и многие другие геологи-первопроходцы, посвятившие себя геологическому изучению суровых северных районов Европейской и Азиатской частей страны.

До начала 40-х годов Арктический институт возглавляли: Р. Л. Самойлович, Н. Н. Урванцев, П. П. Шишов, Е. К. Федоров, В. Буйницкий. В период Великой Отечественной войны полярная геологическая служба была сосредоточена

в Горно-геологическом управлении Главсевморпути и Дальстрое, которому АНИИ в конце 30-х годов передал ряд открытых геологами института месторождений (олова, молибдена и т. д.) для постановки геологоразведочных работ последующего освоения (Чукотский п-ов, Якутия). После войны в АНИИ был возрожден геологический отдел и создан научно-исследовательский отдел Горно-геологического управления Главсевморпути, преобразованный в 1948 г. в Институт геологии Арктики, директором которого стал Б. В. Ткаченко.

На северо-востоке страны в конце 20-х — начале 30-х годов геологи Ю. А. Билибин и В. А. Цареградский открывают крупный золотосносный район, а в районе Певека на Чукотке М. Рохлин — оловорудное месторождение. В Андерме на Полярном Урале разведывается и эксплуатируется месторождение плавикового шпата. Принимается решение об освоении нефелиновых руд (апатита) на Кольском п-ове. В 1930 г. в районе г. Ухты открывается первый нефтяной промысел. Во второй половине 30-х гг. начинается освоение медно-никелевых руд Норильского района и месторождения углей. В предвоенный период основные работы по поиску и освоению полезных ископаемых проводились на Северо-Востоке страны, Кольском п-ове и Тимано-Печорском крае. Развитие горнодобывающей промышленности на Крайнем Севере носило очаговый характер, что при обширности территории было оправданным и закономерным.

Учитывая хозяйственное значение освоения северных территорий страны и оборонное значение северной морской трассы в Северном Ледовитом океане, в 1932 г. перед Главсевморпути была поставлена сложная задача — проложить Северный морской путь как сквозную транспортную магистраль за одну навигацию из Архангельска в Тихий океан. Проход ледокольного парохода «Сибиряков» в одну навигацию Северным морским путем из Атлантического в Тихий океан способствовал дальнейшему развитию геологического изучения районов Крайнего Севера. Горно-геологическое управление и Арктический научно-исследовательский институт развернули широкий фронт геологических исследований на огромной территории к северу от 62-й параллели от восточных границ страны до Урала, включая архипелаги и острова Северного Ледовитого Океана. В Европейской части в район деятельности полярных геологов входили Кольский п-ов, Архангельская область и крупный Урало-Тимано-Печорский регион.

В 1935 г. в Москве прошла Первая конференция по изучению геологии и полезных ископаемых европейского Крайнего Севера и восточного советского севера Арктики и Субарктики, имевшая целью подвести первые итоги проведенных геологоразведочных работ и дальнейшего изучения северных районов страны.

На конференции были широко обсуждены доклады, материалы которых легли в основу создания пятилетних планов. К ним относятся: «Геологическое строение северных районов Сибири», В. А. Обручева, «Устройство поверхности и основные геоморфологические особенности северных районов СССР», Я. С. Эдельштейна, «Геология и полезные ископаемые Енисейско-Ленской области» Н. Н. Урванцева, «Геологическое строение и полезные ископаемые Чукотско-Анадырского края», Б. Н. Артемьева, «О тектонике Арктики» Н. С. Шатского.

На конференции отмечалось, что работы ВАИ (АНИИ), Горно-геологического управления Глав-

севморпути, Геолкома и других организаций позволили провести районирование территории северных районов страны, выделить металлогенические провинции.

Со второй половины 30-х годов большой вклад в изучение геологии и полезных ископаемых был сделан сотрудниками Горно-геологического управления, Арктического института, треста «Арктикразведка Главсевморпути и геологами геологической службы Дальстроя: М. Ф. Зябловым, Г. А. Кремчуковым, Д. И. Килеевым, А. А. Волосатовым, А. Е. Воронцовым, Д. С. Гантманом, И. Е. Шниряевым, Л. В. Грозовым, К. М. Грозовым, И. П. Лугиным, В. Н. Кузнецовым, Г. Д. Аллером, А. И. Гусевым, В. М. Журкиным, Я. И. Полькиным, Т. П. Кочетковым, Е. М. Эпштейном, Н. Г. Акатовым, Н. П. Анисимовым, А. П. Васильевым, Б. И. Вронским, Б. Л. Флеровым, Г. Н. Власовым, П. В. Виттенбургом, И. П. Атласовым, Е. М. Люткевичем, Н. П. Херасковым, И. Д. Гатиевым, А. С. Пешехоновым, Б. Х. Егизаровым, В. А. Басовым и многими другими.

Во время Великой Отечественной войны геологические работы в Арктике были сосредоточены в Горно-геологическом управлении Главсевморпути, а на Северо-Востоке страны — в Дальстрое МВД СССР. Геологические исследования в этот период проводились в основном в Сибирском секторе Арктики (на Енисее, Лене, Таймыре, Верхоянье), а также на Урале, Тимане и Печоре.

Созданный в начале 40-х годов Научно-исследовательский отдел Горно-геологического управления после войны (в 1948 г.) был преобразован в «Институт геологии Арктики», вошел в подчинение Министерства геологии и охраны недр СССР, стал ведущим научно-исследовательским институтом по геологии и полезным ископаемым Арктической зоны СССР. К 40-летию Советской власти институт выпустил монографию «Геология Советской Арктики» (Госгеолтехиздат, М., 1957), подводящую итоги деятельности полярной геологической службы 39—40-х и начала 50-х гг.

Организованная в начале 30-х гг. централизованная полярная геологическая служба совместно с эксплуатацией недр явилась в северных районах тем основным звеном, которое позволило создавать территориально-производственные комплексы, как единственную экономическую форму очагового развития народного хозяйства в экстремальных условиях севера.

В современных условиях, когда идет политическая и социально-экономическая перестройка в нашей стране, целесообразно обратиться к истории организации и развития геологических исследований и освоения открываемых месторождений полезных ископаемых тридцатых и сороковых годов, позаимствовать экономически целесообразные формы, приемлемые для работы в северных и арктических зонах СССР.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.

© Ю. И. Куликов, 1992

Об алмазности Восточного Саяна

Ю. И. КУЛИКОВ (ПГО «Бурятгеология»)

История восточносаянских алмазов — один из примеров судьбы преждевременных исследований, когда состояние теории не позволяет предвидеть и оценить результаты практических работ.

Гипербазиты Оспинского массива в Восточном Саяне были первым коренным источником алмазов, обнаруженным в СССР еще в 1935 г. и, вероятно, первым некимберлитовым источником в мире. В 1934 г. М. Ф. Шестопаловым, геологом Восточно-Саянской нефритовой партии треста «Русские самоцветы», при поисках нефрита в осыпях на склоне одного из гольцов найдены графитизированные породы, из образцов которых в процессе обработки кислотами и щелочами выделены нерастворимые остатки, а из них в конце 1935 — начале 1936 гг. отобраны несколько очень мелких зерен алмазов.

Весной 1936 г. ЦНИЛКС треста «Русские самоцветы» провела ревизию материалов М. Ф. Шестопалова и подтвердила находки алмазов. В этом же году в районе гольца начаты поиски алмазов. В 1937 г. они продолжены Восточно-Саянской экспедицией Геолмаркшейдтреста, а в 1938—1939 гг. — одноименной экспедицией ВСЕГЕИ. В результате поисковых работ 1936—1939 гг. обнаружены 12 алмазоносных тел в пяти проявлениях. Алмазоносные образования М. Ф. Шестопалов назвал углеродистыми перидотитами, а позднее обуглероженными гипербазиитами. Среди них он выделял два морфологических типа — жильные и площадные (штокверковые). В. С. Трофимов жильные образования относил к ксенолитам углистых филлитов.

В общей сложности за годы поисков было отобрано 490 зерен алмаза, еще 301 зафиксировано в катодных лучах. В пробах из «ксенолита» № 15 минерал обнаружен трижды: в 1934, 1937 и 1938 гг. В «ксенолите» № 14 алмаз находили дважды (в 1937 и 1938 гг.), в жиле № 1 — дважды (в 1937 г.).

Зерна представляли собой обломки размером до 0,5 мм, из них 45 % — крупнее 0,2 мм, одно зерно — 0,9 мм. Алмазы имели плотность 3,2—4,6 г/см³, твердость — 10 (царапали корунд и карборунд), показатель преломления — 2,36—2,48, оптически изотропны или со слабым аномальным двупреломлением. У осколков наблюдались треугольные грани, тонкая спайность, в единичных случаях — октаэдрические вершины с закругленными ребрами, алмазный блеск с характерной «алмазной» игрой. Минерал в большинстве случаев прозрачен, редко окрашен в слабый зеленоватый цвет. Кислоты (плавиковая, серная, азотная, соляная), царская водка, а также натриевая щелочь (холодные и кипящие) на алмаз не действовали. При сжигании он сначала покрывался непрозрачным слоем графита, а затем сгорал в кислородной струе при температуре 700—800 °С одновременно с алмазом из Южной Африки. В катодных лучах люминесцировал голубым цветом. Обработка проб и выделение алмазов выполнены в лабораториях ЦНИЛКС, ЦНИГРИ и ВСЕГЕИ. В констатации алмазов участвовали М. Ф. Шестопалов, Н. И. Нефедов, М. Н. Годлевский, И. И. Шафрановский, В. Н. Лодочников, Т. Зеeman, для чего отбира-

лись только люминесцирующие прозрачные зерна. Черные и серые разности, возможно, пропущены.

Одновременно с поисками коренных источников в 1937—1939 гг. исследованы и рыхлые отложения. Промыто 860 м³ песков крупностью 2 мм. Алмазы не обнаружены. Позднее М. Ф. Шестопалов доказал непригодность применяющихся жировых смесей, которые не гарантировали извлечение алмазов.

Работы по изучению восточносибирских алмазов были неожиданно прекращены в 1940 г. Причина не вполне ясна, а высказанное в 1951 г. предположение «из-за неудачных попыток разработать технологию извлечения алмазов из крепких пород типа обуглероженных гипербазитов» не состоялось.

Следует отметить, что за время работ с 1936 по 1940 гг. ни у кого не возникло сомнения в подлинности алмазов. Все найденные зерна минерала утеряны из спецотдела ВСЕГЕИ во время блокады Ленинграда.

Вновь к этой проблеме вернулись в начале 50-х годов. В 1950—1954 гг. проведены ревизионные работы на одном из проявлений. Они включали опробование коренных алмазоносных пород, промывку в небольшом объеме рыхлых отложений и обработку проб в целях окончательной оценки алмазоносности обуглероженных гипербазитов Оспино-Китойского массива.

Анализ материалов ревизионных работ показывает, что они выполнены некачественно, поставленная задача не решена; не были найдены ни алмаз, ни другой минерал, который имел бы все константы алмаза и мог быть ранее ошибочно определен как алмаз. То обстоятельство, что в 1936—1939 гг. получено несколько сот зерен минерала, а в 1950—1954 гг. из проб, взятых в известном алмазоносных местах, не извлечено ни одного зерна трудно объяснить неравномерным распределением минерала в породе. Причина кроется в недостаточно проработанной новой методике разложения проб. В 1936—1939 гг. порода обрабатывалась кипящими кислотами и NaOH, в 1953—1954 гг. — сплавлялась с NaOH, NH₄Cl и NaNO₃ при температуре 450—500 °С. Два последних компонента добавлялись для удаления графита, который окислялся до CO₂ и таким образом в процессе обработки создавались условия, весьма благоприятные для окисления мелких зерен и кристаллов алмаза (температура 500 °С, избыток окислителей). В результате изменения технологии разложения проб ранее находимые в этих породах бесцветные кристаллы подверглись растворению.

Завершение работ по теме «Алмазоносность Восточного Саяна» совпало с открытием первой кимберлитовой трубки в Якутии. Это событие во многом определило отношение к проблеме восточносибирских алмазов. Многие десятилетия кимберлиты являлись единственными коренными источниками и объектами поисков алмазов.

После 1956 г. предпринято несколько попыток обнаружить алмазы в обуглероженных гипербазитах Оспинского массива, но все они окончились неудачей. В 1988—1990 гг. Окинской экспедицией ПГО «Бурятгеология» при геологическом доизучении площади м-ба 1 : 50 000 проведены поиски минерала для подтверждения алмазоносности обуглероженных гипербазитов. В декабре 1989 г. в пробе массой 1 кг из жилы КС-15 обнаружено зерно — осколок бесцветного, прозрачного, изотропного алмаза размером 0,15×0,20×0,20 мм. Пробы обработаны в лабораториях Окинской ГРЭ. Разложение породы производилось методом спекания с натриевой щелочью при температуре 450—500 °С, окисление графита — кипячением в хромовой смеси. Поляризационно-оптические исследования и рентгеноструктурный анализ выполнены в лабораториях ИРГИРедмета В. А. Фоминой и Т. Т. Азымуко.

В 1990 гг. при обработке пробы массой 2 т из жилы КС 14 обнаружены четыре алмаза. Один алмаз размером 0,30×0,40×0,55 мм извлечен из немагнитной фракции, три других (0,25×0,25×0,30, 0,20×0,30×0,45 и 0,20×0,25×0,30 мм) — из магнитной. Алмазы ограничены в основном поверхностями сколов со сглаженными, ступенчатыми и ровными площадками природного происхождения. У последнего отмечен один технологический, некульптированный скол. У первых двух имеются реликты граней ромбодекаэдра со сглаженными (за счет растворения) слоями роста, полосами скольжения, участками черепитчатой и неясноблоковой скульптуры.

Первые три алмаза бесцветные, бездефектные, I минералогической разновидности (по Ю. Л. Орлову), четвертый — с серым нацветом за счет многочисленных включений углеродистого вещества может быть отнесен к V минералогической разновидности. У всех зерен в скрещенных николях наблюдается анизотропия первого порядка. Остаточные напряжения в одном зерне приурочены, возможно, к включению в алмазе, в трех других обусловлены трещинами и сколами.

Таким образом, алмазоносность обуглероженных гипербазитов Оспинского массива, установленная М. Ф. Шестопаловым (1936), а позднее необоснованно отвергнутая Н. П. Михайловым и Е. Д. Поляковой (1959), была истинной. Следует подчеркнуть, что ни в фондовых материалах, ни в работах вышеуказанных авторов нет ни одного объективного факта, позволяющего усомниться в подлинности диагностики алмазов в 30-х годах, за исключением, может быть, одного — недостаточного точного определения показателя преломления.

Выполненные рентгеноструктурные исследования снимают вопрос о достоверности констатации алмазов, а технологические — о невозможности извлечения их из твердых пород типа обуглероженных гипербазитов.

К 90-летию Дмитрия Петровича Сердюченко

Дмитрий Петрович Сердюченко — один из крупных ученых, определявших пути развития отечественной и мировой геологической науки. Круг его интересов, с одной стороны, совпадал с запросами геологической практики, с другой, — способствовал развитию региональной и генетической минералогии, учения о метаморфических породах и метаморфогенном рудообразовании.

Со студенческих лет Д. П. Сердюченко активно включился в работу по изучению и выявлению минерально-сырьевой базы на юге России, посвятив свою жизнь исследованию месторождений железа, хрома, никеля, редких металлов, а также нерудного сырья.

Являясь учеником П. Н. Червинского, он постоянно изучал самые разнообразные минералы. Дмитрий Петрович отдавал предпочтение изучению объектов России, на которых им за долгие годы были обнаружены, изучены и детально описаны понтрониты и монтмориллониты, сепиолиты и палыгорскиты, магнетиты и титаномагнетиты, различные шпинели, апатиты, карбонаты железа и марганца, сульфаты и алюмо-гидросульфаты Са, Sr, Mg, Ba, различные бораты и боросиликаты, оливиниты, клиногумиты и хондролиты; гранаты различных типов, серпентины, бруситы, пироауриты, гидромагнетиты, пектоллиты и ксонотлиты, ромбические и моноклинные пироксены.

Д. П. Сердюченко проведено изучение состава и генетических типов ортитов, TR-титанитов, монацитов, TR-apatитов, минералов группы циркона и других на Кавказе, Украине, Тимане и Северном Урале, в Южной Якутии. Впервые в этих минералах установлены особые катионно-анионные сопряженные изоморфные замещения.

Капитальные исследования химической конституции хлоритов (1946—1958), которым посвящена и докторская диссертация (1950), позволили Дмитрию Петровичу вывести общую для всех этих минералов структурную формулу и впервые разработать их классификацию на кристаллохимической основе (1948, 1953). Предположение Д. П. Сердюченко о том, что осадочные высокоглиноземистые хлориты (амезиты) являются прямым признаком на бокситы, полностью подтвердилась на Южном Тимане, где найдены крупные месторождения бёмитовых бокситов.

Исследование слюд (1948—1972) привело Дмитрия Петровича к выводам об изоморфных замещениях во всех структурных слоях и о наличии прерывистых или постепенных переходов от флогопитов к мусковиту и далее к ситинилитскому (селадониту), о конституционной роли титана, входящего в октаэдры (в кислых и нейтральных средах) или в тетраэдры (в щелочных средах).

Наиболее плодотворная область научных исследований Д. П. Сердюченко связана с минералого-петрографическим, геохимическим и генетическим изучением докембрийских и особенно архейских толщ и заключенных в них полезных ископаемых. В результате многолетних

исследований в Приазовье и некоторых районах Украины, а также на Тимане и Северном Урале, в Южной Якутии и на Северном Кавказе он построил и убедительно аргументировал концепцию об осадочно-метаморфической природе мощнейших толщ докембрия, содержащих стратифицированные железные руды, графитовые и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, борные месторождения, медные и марганцевые руды, фосфатно-карбонатные горизонты, пластово-гнездовые концентрации редких элементов. Данная концепция и сегодня поддерживается и развивается в трудах многих ученых, что особенно проявилось в решении вопроса об источнике рудного вещества и агентов-минерализаторов, которые при тектоно-магматическом и гидротермальном воздействии на древние толщ формировались, по Д. П. Сердюченко, за счет соответствующих первично-осадочных скоплений.

Например, Д. П. Сердюченко обосновал существование (1963—1964) нового генетического типа карбонатитоподобных пород, образованных при тектоно-гидротермальном и палингенной переработке осадочных карбонатных пород; установление принципиально нового типа редкометалльного рудообразования в гнейсах и сланцах (1959—1963) за счет освобождающихся сорбированных, механических и изоморфных примесей, образующих собственные минералы под влиянием щелочного метасоматоза на фронте и флангах гранитизации.

Разработанные Д. П. Сердюченко представления о метаморфогенном и осадочно-метаморфогенном генезисе скоплений редких металлов и условиях образования соответствующих месторождений в древних толщах вошли в известную монографию «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», удостоенную в 1967 г. Государственной премии СССР.

Д. П. Сердюченко испытал два существенных поворота в своей судьбе и творческой деятельности. Находясь в ссылке, он в значительной степени переключился на изучение минералов с учетом геологической специфики столь удаленных от родного юга мест. Московский период жизни Д. П. Сердюченко, начавшийся в СОПС АН СССР, завершился в стенах ИМГРЭ, где под его руководством сложился творческий коллектив, почти два десятка лет развивавший его оригинальные идеи. Несмотря на трудности жизненных обстоятельств, Д. П. Сердюченко всегда были присущи жизнелюбие, доброжелательность и неусыпаемое желание служить науке.

Вклад Д. П. Сердюченко в геологическую науку, его увлеченность и устремленность на решение актуальнейших проблем всегда будут примером для подрастающих поколений геологов России.

Редколлегия

Книги А. М. Паничева «Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня» и «Литофагия в мире животных и человека»*

В. И. БГАТОВ, А. В. ВАН (СНИИГГИМС)

В 1987 и 1990 гг. вышли в свет две книги А. М. Паничева «Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня» и «Литофагия в мире животных и человека», посвященные одной и той же теме. Как видно из названий, первая книга рассматривает проблему литофагии по региональным материалам, собранным автором в Приморье, вторая охватывает всю проблему в целом, дополняет и развивает тему на больших по объему сведениях.

В этих книгах впервые так глубоко и обстоятельно раскрывается слабо изученное явление литофагии, которое играет важную роль в природе и может быть использовано и уже частично используется в сельскохозяйственной практике для повышения продуктивности животноводства.

Следует отметить, что литофагия — сложный объект исследования, так как объединяет проблемы, изучением которых занимаются совершенно разные отрасли науки. Поэтому автор книг изучает явление поедания животными и человеком минеральных масс с разных позиций, и в первую очередь с точки зрения геологии и биологии, и это ему отлично удается благодаря тому, что он много лет лично вел полевые биологические наблюдения и геологические исследования, показав себя профессионалом высокого класса.

В хорошо оформленных и прекрасно иллюстрированных собственными рисунками книгах А. М. Паничев дал развернутый обзор состояния проблемы как по данным, собранным автором исследований в самых различных районах от Приморья, Приверхоянья, Забайкалья, Саян, Алтая до Кавказа и других регионов, так и по многочисленным литературным источникам о явлении литофагии среди животных и людей на всех континентах мира. Из приведенного материала вырисовывается обширная география распространения этого природного феномена.

Написанные хорошим языком книги с первых страниц увлекают читателей интересным описанием явления, о котором знают только охотники и узкий круг специалистов-биологов.

Повышенное внимание к проблеме литофагии вызывается тем обстоятельством, что результаты исследований могут иметь эффективный практический выход в связи с возможностью использования поедаемых животными веществ в качестве биостимуляторов и в аспекте медицинской минералогии, и нужно полагать, что со временем минеральные биостимуляторы займут достойное место в современной фармакопее, заменяя более дорогие синтетические лекарственные препараты.

В первых разделах книг А. М. Паничев приводит сведения по типизации и систематике зверовых солонцов, детально описывает их разновидности, характерные особенности, геологические условия формирования. Особое внимание автором книг уделено химическому и минеральному составам, комплексу малых элементов и микробиологической характеристике солонцовых грунтов.

Подробно описывается геологическая ситуация и факторы, определяющие размещение зверовых солонцов. При этом, по нашему мнению, А. М. Паничев несколько преувеличивает роль дилuviальных нарушений, особенно узлов пересечения разломов. Хотя, действительно, наибольшая концентрация зверовых солонцов, с одной стороны, приурочена именно к этим местам, что объясняется, очевидно, повышенной проницаемостью и дезинтегрированностью горных пород, более доступных для поедания животными. С другой, по нашим наблюдениям расположение зверовых солонцов зависит даже от солнечной экспозиции. Склоны, освещаемые солнцем, более предпочтительны животным, чем затененные.

Биологическая часть работы объединяет исследования механизма действия поедаемых минеральных масс в организме животных, их физико-химические преобразования в пищеварительном тракте, биокаталитическую активность и прочие биологические эффекты. На основе многолетних наблюдений диких животных в естественных условиях автором установлены периоды посещения животными солонцов, общие закономерности потребления минералов различными физиологическими группами животных и человека.

Особая ценность исследований А. М. Паничева заключается в многостороннем анализе рассматриваемой проблемы, который подводит базис к научному обоснованию возможности и сферы практического применения явления литофагии и связанных с ней минеральных веществ.

Выход в свет книг А. М. Паничева знаменует возникновение нового направления в науке на стыке геологии и биологии, а также в какой-то степени экологии, которое можно назвать биогеологией, способствующей более глубокому познанию взаимосвязи живой и неживой природы, чтобы использовать биологически активные минеральные вещества в медицине, животноводстве и других отраслях народного хозяйства для повышения их эффективности.

Думаем, что рассматриваемые в книгах вопросы должны заинтересовать исследователей близких профессий. Нужно также подчеркнуть, что изучение литофагии непосредственно смыкается с решением экологических проблем, являющихся актуальнейшей задачей нашего времени.

Книги содержат богатый познавательный материал и их можно рекомендовать самому широкому кругу читателей.

* Паничев А. М. Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.

Паничев А. М. Литофагия в мире животных и человека. — М.: Наука, 1990.

Новый вклад в познание стратиграфии мезозоя и геологической эволюции Средней Азии*

З. Д. КУЛИЕВ (Туркменгеология), Ч. М. ПАЙТЫКОВ,
М. Ш. ТАШЛИЕВ (ТуркменНИГРИ)

По геологическому строению Средняя Азия делится на два региона — западный, охватывающий равнинные или слабо возвышенные преимущественно платформенные территории и горные цепи Большого Балхана и Копетдага, и восточный, включающий приподнятые области, переработанные процессами складкообразования и формирования обширных горных систем. Граница между ними проводится восточнее правобережья р. Амударьи.

На западе Средней Азии основные полезные ископаемые, прежде всего нефть и газ, приурочены к юрским и меловым отложениям, точнее верхнеюрским и нижнемеловым осадочным комплексам. Поэтому не случаен интерес, который уже несколько десятилетий проявляют геологи к изучению этих отложений, в частности, к проблемам стратиграфического расчленения и корреляции, выяснению палеотектонических и палеогеографических условий их накопления. Изучение этих вопросов связано и с тем, что здесь разрезы отличаются стратиграфической полнотой, разнообразным генезисом пород и значительной насыщенностью палеонтологическими остатками.

Более тридцати лет над перечисленными проблемами работает В. А. Прозоровский, профессор, заведующий кафедрой исторической геологии Санкт-Петербургского университета, председатель Комиссии по меловой системе Межведомственного стратиграфического комитета СНГ. Рецензируемая монография подготовлена В. А. Прозоровским на основе докторской диссертации, многочисленных публикаций и новых изысканий. Она представляет собой значительное научное событие и является, на наш взгляд, важным вкладом в стратиграфию и историческую геологию Туркменистана, Юго-Западного Казахстана, Западного Узбекистана и Таджикистана.

В кратком предисловии книги говорится о геологическом своеобразии фанерозоя Средней Азии, перечисляются главные цели работы и материалы, положенные в ее основу. Здесь же приводится схема районирования верхнеюрских и берриас-барремских отложений запада Средней Азии по типам разрезов, показано местоположение изученных геологических разрезов по обнажениям и скважинам. Разрезы пронумерованы, но, к сожалению, не сопровождаются географическими названиями, что может затруднить восприятие текста читателями, знакомящимися с геологией данного региона.

Монография состоит из шести глав. В первой рассмотрены наиболее важные принципы стратиграфии, используемые автором. Отмечая дискуссионность их понимания разными исследователями, В. А. Прозоровский критически пересматривает общие положения стратиграфии, основные принципы и термины. При этом автор опирается на свой богатый опыт полевой и камеральной работы, а также на ряд теоретических разработок по принципам выделения горизонтов, соотношению лито-, био- и хроностратонов, соотно-

шениям подразделений общей, региональной и местной стратиграфических шкал.

Вторая глава посвящена районированию территории запада Средней Азии по типам разрезов среднекембрийско-барремских отложений. Автором принята трехчленная градация районирования по надтипам, типам и подтипам разрезов, различающихся вертикальными наборами стратонов и обусловленных закономерностями осадкообразования, палеотектоническим и палеогеографическим режимами. Выделены копетдагский, большебалханский и туранский надтипы, в пределах которых детально охарактеризованы типы разрезов (в первых двух) или типы и подтипы разрезов (в туранском надтипе, как наиболее обширном по занимаемой территории). Можно принимать предложенное районирование или оспаривать его в деталях, но позиции автора здесь четкие и конкретные. Глава удачно иллюстрирована схемами формационных рядов, схематическими литолого-фациальными профильными разрезами с показом соотношений свит, схемами распределения основных органических остатков в разрезах от кембрия до нижнего апта включительно.

В третьей главе рассматривается унифицированная стратиграфическая схема среднекембрийско-барремских отложений, при этом основное внимание уделено характеристике выделенных В. А. Прозоровским горизонтов — урумилджанскому, копетдагскому, янгаджинскому, кумдагскому и торанглинскому, а также отложениям, заключенным между урумилджанским и копетдагским горизонтами (так называемому урумилджанско-копетдагскому интергоризонту). Глава сопровождается соответствующей стратиграфической схемой.

В четвертой главе книги сопоставляется унифицированная стратиграфическая схема среднего кембрия — баррема запада Средней Азии со схемами смежных регионов и международной (общей) стратиграфической шкалой, при этом основной упор, согласно принятой автором концепции, делается на корреляцию выделенных горизонтов со стратиграфическими подразделениями Кавказа, Крыма, Русской платформы, Ирана и Афганистана.

В пятой главе уделено внимание синтезу полученных данных и реконструкции истории геологического развития запада Средней Азии в среднекембрийско-барремское время. В начале дана общая характеристика тектонической и палеогеографической обстановок, затем подробно рассматриваются события урумилджанского, урумилджанско-копетдагского, копетдагского, янгаджинского, кумдагского и торанглинского этапов. Для каждого этапа построены палеотектонические и палеогеографические схемы, удачно дополняющие друг друга. Здесь же приведена схема эволюции палеогеографического районирования морей запада Средней Азии.

В последней главе книги автор по-новому трактует геотектоническое положение территории запада Средней Азии, в частности, специфику тектоники и последовательность преобразований в Альпийском складчатом поясе. Нашли новое подтверждение идеи геодинамики применительно

* О книге В. А. Прозоровского «Верхняя юра и нижний мел запада Средней Азии. Стратиграфия и история геологического развития» — Санкт-Петербург: Изд-во ЛГУ, 1991.

к Средневосточному сегменту Средиземноморского складчатого пояса. Достаточно убедительно утверждается, что здесь наблюдаются покровные структуры и сочетание надвиговых пакетов складчатых комплексов, перемещенных на север и северо-запад. Книга завершается списком литературы и перечнем названий палеонтологических таксонов, который служит как бы ключом к многочисленным рисункам вертикального распро-

странения органических остатков в разрезах верхней юры и нижнего мела региона.

В целом монографию отличают композиционная стройность, лаконизм, обилие обсуждаемого материала и насыщенность данными, полученными в результате авторских наблюдений, широта научного обобщения. Несомненно, она займет достойное место среди других крупных публикаций по геологии Средней Азии и вызовет большой интерес у специалистов.

Хроника

© Коллектив авторов, 1992

Международная школа-семинар «Базы и банки данных в петрологии»

С. В. ЕФРЕМОВА (ИГЕМ), П. М. ВАЛИЗЕР, Г. В. ГУБКО,
(Институт минералогии Уро РАН), Ю. В. КАРЯКИН, В. Б. СВАЛОВА
(ГИН РАН), В. М. РЯХОВСКИЙ, Е. В. ШАРКОВ, Н. Л. ШИЛИН (ИГЕМ)

С 29 июня по 10 июля 1991 г. в Миассе на базе Института минералогии Уральского отделения РАН состоялась школа-семинар, в которой приняли участие 39 человек, в т. ч. 7 зарубежных ученых из США (F. Chayes, J. Frizado, R. and J. Clark), Испании (J. Brandle, Almarza Lopes) и Венгрии (G. Nady). Основные задачи Международной школы-семинара — обсуждение проблемы сбора, хранения, обработки и обмена информацией, а также корреляция методов для создания общей схемы обработки данных, выработка единой системы оценки достоверности аналитических данных, ознакомление с мировыми информационными банками и системами и обмен программами.

Председатель Оргкомитета школы-семинара Е. В. Шарков кратко осветил состояние баз данных в СССР, упомянул о создании ассоциации «ПЕТРОБАНК», подчеркнул, что советские геологи, активно работая по программам ЮНЕСКО, закончили раздел «Базы и банки данных» проекта № 239.

Проф. Дж. Фризадо, руководитель проекта Международной программы геологической корреляции МПГК, заметил, что проекты ЮНЕСКО способствовали разработке формата IGBA, широко используемого в настоящее время для сбора, хранения и обработки петрологических данных. Проф. Г. Надь (Венгрия) рассказал о проделанной работе по гранитам, представлении данных в формате IGBA, составивших 3—4 % в Международном банке данных. Кроме того, он сообщил о создании Балатонской группы. В Международном банке данных, как доложил проф. Ф. Чейс, заложено по Камчатке 20 000 образцов, по Канарским островам — 1500. Начата работа по изверженным породам в Мексике. В совместном втором докладе с Дж. Фризадо Ф. Чейс подчеркнул, что международная программа IGBADAT может выдавать информацию как в буквенных кодах, так и представлять данные в том виде, как они необходимы исследователю. При этом основная задача — создать цепочки баз данных, используя иерархический подход, проведение совместных экспертиз, чтобы новые люди не повторяли старых ошибок.

Предполагается широкий обмен программами

внутри нашей страны и с другими государствами, а каждый член «ПЕТРОБАНКА» может получить имеющуюся информацию (Е. В. Шарков). Общее состояние работ в формате IGBA по нашей стране было освещено Е. В. Шарковым в докладе с А. А. Цветковым, В. Б. Сваловой и В. М. Ряховским. Проводимая работа позволяет влиться в мировой поток петрологической информации, участвовать в международном обмене, решать глобальные петрологические задачи, включая классификации и номенклатуру горных пород, классификации магматических серий, унификации материалов по магматизму всего земного шара на единой объективной основе.

Работу объединения «ПЕТРОБАНК» рассмотрели Н. Л. Шилин и В. М. Ряховский. Его задачи — сбор химической информации, обмен информацией, контроль достоверности опробования, качества химических анализов и др. Они предложили структуру «ПЕТРОБАНКА» с созданием Международного центра, объединяющего «ПЕТРОБАНИКИ» различных стран. Н. Л. Шилин обосновал необходимость нового международного проекта под эгидой ЮНЕСКО «Петробанк и корреляция магматических образований».

С. В. Ефремова (ИГЕМ РАН) в докладе «Роль информационных банков данных и систем в унификации терминологии и классификаций горных пород» продемонстрировала материалы М. Ле Ба (Великобритания) и «Clair data system» Р. Ле Метра (Австралия), подчеркнула необходимость дальнейшей разработки классификаций, приемлемых учеными всех стран.

Затем имел место обмен опытом в области создания и деятельности петрологических баз и банков данных, происходило первичное обучение пользователей. Кроме того, В. А. Ермаков, Е. М. Черных (ИФЗ РАН), Ю. С. Москаленко (ИАПГ) ознакомили с банком геолого-петрологических данных «ГЕОПЕТ» по переходной зоне Тихоокеанского типа, А. А. Авакян, Р. Л. Мелконян, Т. А. Калатарян и И. К. Никогосян (ИГН, Армения) — с базой данных «ПЕТРОЛОГ», Ю. В. Карякин (ГИН РАН) и С. Б. Феицын (ИГД РАН) — с методом сравнения геодинамических обстановок вулканизма на основе количественных характеристик петрохими-

ческих структур вулканогенных комплексов, который позволяет перейти от отвлеченных и обобщенных понятий типа «островодужный базальт» к реальным образам «вулканический комплекс Марианской островной дуги» и др.

О. С. Теленков и Г. В. Губко (ИМ Уро РАН) рассмотрели принципы структурирования и интеграции данных в информационно-исследовательской системе «ИЛЬМЕНЫ».

И. И. Куприянова, И. В. Митрофанов, О. А. Кушкина и А. А. Мильнер сообщили о создании в ВИМСе автоматизированного фактографического банка минералогических данных БИД, в котором находятся описания 2500 минеральных образцов. По свойствам флюорита, слюд, кварца и других минералов можно различать оруденные разных формаций, богатые и бедные рудные тела, а в некоторых случаях и месторождения разного масштаба.

В. А. Скрипниченко (ПГО Архангельскгеология) представил массив данных для автоматизированного решения поисковых задач на примере кимберлитов.

Персональные банки данных зарубежных участников были продемонстрированы на компьютерах, как и ряд банков данных советских ученых (В. А. Хрестенков и П. А. Хрестенков, Кыргызстан и др.). Н. Л. Шилин и В. М. Ряховский показали методы использования формата IGBA при региональных исследованиях на примере четвертичного магматизма Курило-Камчатского региона. Программный комплекс и банк термометров, барометров и оксаметров был представлен коллективом авторов ИЭМ РАН (А. А. Графчиков, А. Н. Конилов, А. П. Копылов, В. И. Фонарев и Ю. И. Молчанов), а затем Ю. И. Молчанов в совместном докладе с А. Н. Кониловым проинформировал о банке анализов сосуществующих минералов «БАНАН» и его структуре.

Учитывая, что на заседаниях школы-семинара присутствовали геологи, петрографы, минералоги, физики, математики, программисты, системный анализ Г. В. Губко в совместном докладе с О. И. Теленковым выделила отличия экспертной системы от системы информационной и дала обзор существующих экспертных систем: CONGEN, CONPHYDE, DENDRAL, DIPMETOR ADVISOR, DRILLING ADVISOR, EHAS, ESORT, EXPO, HYDRO, LITHO, MUD, PROSPECTOR, SECOFOR, «МИНЕРАЛ» КазИМС. О теоретических положениях векторного кода, целесообразности его использования в системах связи и телеметрических системах при построении и диагностике микропроцессорных устройств доложил В. А. Гудков (Челябинск).

Основные предложения выступивших в дискуссии нашли отражение в принятом решении. 1) Одобрить результаты работы Международной группы по проекту № 239. 2) Отметить значительные различия в принципах организации дей-

ствующих банков данных, затрудняющие обмен петрологической информацией, и необходимость единого подхода к формированию исходных данных. 3) Считать приемлемым предложение проф. Ф. Чейса об использовании формата «IGBA» как универсального для создания компьютеризированных систем без данных в петрологии. Вместе с тем это не исключает параллельное развитие петрологических баз данных на других принципиально новых основах. 4) Для координации действий в области сбора, хранения и автоматизированной обработки петрологической информации поддержать идею создания международной ассоциации «ПЕТРОБАНК». 5) К задачам «ПЕТРОБАНКА» отнесены: координация деятельности региональных и локальных банков данных; создание единой информационной системы; создание компьютеризированной системы сбора, хранения и обработки петрологической информации; обеспечение доступа к этой системе всех пользователей банка; для обмена информацией применять существующие международные и внутренние телекоммуникационные и компьютерные связи; обеспечение пользователей унифицированными форматами, включая «IGBA»; обеспечение связи между пользователями в СНГ, взаимный обмен информацией; разработка и совершенствование методических и концептуальных приемов обработки данных в целях поддержания деятельности банков данных на высоком международном научном уровне (проведение необходимых экспертиз поступающих данных); разработка основных документов, регулирующих деятельность ассоциации «ПЕТРОБАНК»; организация совещаний, школ, семинаров, участие в международных конгрессах и конференциях; реклама деятельности банка; поощрение перспективных разработок, направленных на поддержание деятельности международной ассоциации «ПЕТРОБАНК». 6) Временная структура ассоциации «ПЕТРОБАНК», представленная и одобренная на семинаре, должна быть доработана. 7) Организовать и реализовать некоторые научные программы, поступившие в качестве предложений от участников семинара: петрохимическая корреляция кайнозойского магматизма северной Пацифики на основе международной ассоциации «ПЕТРОБАНК»; «ПЕТРОБАНК» и корреляция магматических образований; разработка новых концепций и новых технологий для решения проблем петрологии (на основе «ПЕТРОБАНКА»). 8) Рекомендовать региональным научно-исследовательским и производственным геологическим организациям создать филиалы ассоциации «ПЕТРОБАНК». 9) Рекомендовать проведение встреч исследователей разных стран по проблемам баз и банков данных не реже одного раза в три года.

Принята редколлегией 26 ноября 1991 г.

Памяти Нестора Ивановича Толстихина

Нестор Иванович Толстихин прожил долгую, интересную и счастливую жизнь. Он был счастлив своей дружной и многочисленной семьей, многоплановой и творческой работой. Нестор Иванович Толстихин — почетный академик Российской Академии естественных наук, заслуженный деятель науки и техники России, доктор геолого-минералогических наук, профессор, является основоположником таких направлений в гидрогеологии, как региональная гидрогеология, учения о минеральных водах и мерзлой зоне литосферы.

Н. И. Толстихин родился в 1896 г. в Хабаровске в семье военного. Среднее образование получил в Чите, а в 1923 г. после нескольких лет обучения в Иркутском университете окончил Московский государственный университет по специальности «Геология».

Производственную и научную деятельность Нестор Иванович начал еще студентом, ведя исследования в 1917—1923 гг. в Прибайкалье, Тункинской котловине, Монголии и на Онегодвинском междуречье. Его учителями в разное время были известные геологи А. В. Львов, А. П. Павлов, М. В. Павлова, Г. Ф. Мирчинк, Н. Н. Славянов и О. К. Ланге. По совету последнего он уехал по окончании МГУ в Среднюю Азию и работал в 1924—1928 гг. в Управлении водного хозяйства. Предметом его исследований стали подземные воды бассейнов рек Чирчика, Ангрена и Келеса.

В 1928 г. Н. И. Толстихин переезжает в Ленинград и работает в Геологическом комитете. Его научная и производственная деятельность снова перемещается в Сибирь и на Дальний Восток. В довоенный период он опубликовал несколько работ по гидрогеологии Восточной Сибири. В 1937—1948 гг. Н. И. Толстихин главный редактор издания «Гидрогеология СССР».

Н. И. Толстихин с начала своей научной деятельности большое внимание обращал на выявление закономерностей распространения и формирования подземных вод, изучая гидрогеологию как отдельных регионов так и отдельных континентов. Важное значение имела работа со Д. И. Шегловым о подземных водах в трещиноватых породах. На основе многолетнего изучения сибирских лечебных вод Нестор Иванович выделил и обосновал провинции минеральных вод. С докладом об их особенностях он выступил на XVII Международном геологическом конгрессе в г. Москве в 1937 г. В его монографии «Подземные воды мерзлой зоны литосферы» (1941 г.) определены основные вопросы формирования, распространения и использования подземных вод районов многолетней мерзлоты. За этот труд Н. И. Толстихину была присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

В послевоенные годы Н. И. Толстихин работал над проблемами региональной гидрогеологии. Им разработаны принципы классификаций подземных вод, гидрогеологического районирования, зональности подземных вод, гидрогеологического картирования, гидрогеологии дна Мирового океана. Главным результатом этого направления исследований Н. И. Толстихина является обоснование прогноза распространения различных типов месторождений пресных и минеральных подземных вод.

Значительная работа была им проделана в связи с изданием 50-томной «Гидрогеологии СССР»

(1960—1976 гг.). В его трудах значительно развито учение о минеральных водах. Им была составлена первая карта минеральных вод СССР, разработаны теоретические основы условий формирования минеральных вод, выделены и обоснованы их основные классы и типы.

Н. И. Толстихин внес большой вклад в разработку теоретических основ формирования и распространения многолетней мерзлоты, ее взаимодействия с подземными водами. В его работах дана классификация подземных вод районов многолетней мерзлоты, обоснована методика гидрогеологических исследований при освоении месторождений подземных вод в этих условиях.

Н. И. Толстихин — автор 200 научных трудов, в том числе 15 монографий, многие из которых широко известны в мире.

Значительное место в его жизни занимала педагогическая деятельность: сначала преподавание в различных школах, а затем в Народном университете и учительском институте г. Иркутск (1917—1920 гг.), преподавание в качестве ассистента и доцента в Средне-Азиатском государственном университете в г. Ташкенте (1924—1928 гг.). В последующие годы (с 1930 г.) его преподавательская работа проходила в Ленинграде — в химико-технологическом и горном институтах. С 1938 по 1974 г. он заведующий кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии Ленинградского горного института, где до последних дней своей жизни он является профессором-консультантом.

Школа гидрогеологов Ленинградского—Санкт-Петербургского горного института, которую многие годы возглавлял Н. И. Толстихин, хорошо известна во всем мире.

За многолетнюю плодотворную деятельность Н. И. Толстихин отмечен государственными наградами — орденом Ленина, двумя орденами Знак Почета, медалями «За оборону Ленинграда». «За доблестный труд в период Великой Отечественной войны 1941—1945 гг.», в память 250-летия Ленинграда. В 1961 г. работа «Гидрогеология СССР» (Госгеолтехиздат, 1959), выполненная Н. И. Толстихиным совместно с Г. Н. Каменским и М. М. Толстихиной, удостоена премии имени академика Саваренского, которая присуждается Академией наук за выдающиеся достижения в области гидрогеологии. Такая премия вторично в 1992 г. ему была присвоена вместе с Н. А. Мариновым и Л. И. Флеровой за монографию «Гидрогеология Европы».

75 лет неутомимой работы по праву сделали Н. И. Толстихина главой Российской гидрогеологии. Возраст не был помехой для ясности ума, памяти и четкой логики. За день до своей неожиданной кончины он приготовил две папки с чистыми листами бумаги. На одной из них он написал «Глобальная гидрогеология Земли», а на другой «Криопег и криосфера Земли». Эти заготовки — завещание Нестора Ивановича, а чистые листы — напутствие его ученикам к действию.

Проскуряков Н. М., Шеглов А. Д., Грамберг И. С., Жамойда А. И., Иванов И. П., Кирюхин В. А., Коротков А. И., Мироненко В. А., Ломтадзе В. Д., Неизвестнов Я. В., Норватов Ю. А., Павлов А. Н., Якуцени В. П., Дашко Р. Э., Степанов В. М., Швец В. М.

Редколлегия

Contents

ENERGY RESOURCES

- Sokolovskiy A. P.*
Prospects of the Sharkalinskaya member
oil and gas content in the Nadymskiy
region 3

- Dyakov B. F.*
Forms of oil and gas ontogeny 8

- Paitykov Ch. M., Kireeva L. N.,
Kurganskaya E. V.*
Prospects of oil accumulations finding in
Mesozoic sediments of the Amudarsinskaya
oil and gas province 15

METALS AND NON-METALS

- Kharkiv A. D.*
Geological-genetic typification of diamond
deposits 22

- Abdil Kakher Akhmad*
Gradient-vector characteristics of the main
orebody of the Amak deposit in Afganistan 30

- Turkin V. A.*
Nordstrandite as potential source of
aluminia resources 36

- Nenakhov V. M., Vaulin O. V.*
Paleogeodynamic condition and evolution of
ore-forming in the Turkestan-Alay 43

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Ajanasov M. N., Makarev L. B., Ditmar
G. V., Molchanov A. V., Maslakov P. M.*
Zabaikajje Rephean disconforms 49

- Patalukha E. I.*
New view of crust fault tectonics 55

GEOPHISICS AND DEPTH STRUCTURE

- Kumin N. Ya., Sheik-Zade E. R.,
Bubabzhanov T. L., Rzaeva V. A.,
Rabo V. V.*
The interval structural storey of the
Turanskaya Plate 59

- Levashkevich V. G., Tsybulya L. A.,
Desyatkov V. M.*
Thermal flow in the Barents Sea islands 67

- Militenko N. V., Semenova M. P., Odintsev
V. N.*
The geophysical monitoring of useful
minerals drilling hydroextraction 71

DISCUSSIONS

- Sobolev A. E.*
The magmatic factor meaning in the Satt-
Daban stratiform ore-forming 75

- Gurary F. G., Deryatov V. P., Kosakov
A. M., Mukhina I. P., Turbina A. S.*
Bands of marine deposit within Tyumen-
skaya "continental" formation in the West
Siberia 81

- Gavashely A. M.*
Paleomagnetism from a point of view of a
petrologist 85

HISTORY OF GEOLOGICAL FINDINGS

- Gromov L. V., Danilyants S. A.*
The polar geological work begining 87

- Kulikov Yu. I.*
On the East Sayan diamond-bearing 89

- The 90-th anniversary of Dmitriy Petrovich
Serduchenko 91

BOOK REVIEWS

- Bgalov V. I., Van A. V.*
The A. M. Panichev's book "Sikhote--Alin
beast solterns" and "Lithophady in world
of animals and man" 92

- Kuliev Z. D., Paitykov Ch. M., Tashli-
ev N. Sh.*
Innovations in research of Mesozoic stra-
tigraphy and geological evolution of the
Middle Asia 93

NEW BRIEF

- Ejremova S. V., Valizer P. M., Gubko G. V.,
Karyakin Yu. V., Svalova V. B., Ryakhov-
skiy V. M., Zharkov E. V., Shilin N. L.*
The international school-seminar "Bases
and banks of data in petrology" 94

- In commemoration of Nestor Ivanovich
Tolskikh 96