

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

3/1984



Ежемесячный
научный журнал

ЖК

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 3/1984 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. Волков

Э. А. Азроянц, Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекан, И. С. Грамберг, С. В. Григорян, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), Л. П. Жоголев, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Е. В. Карус, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кринари, Г. В. Куликов, А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, И. И. Нестеров, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1984

ИНФОРМАЦИОННОЕ СООБЩЕНИЕ

о Пленуме Центрального Комитета Коммунистической партии Советского Союза

13 февраля 1984 года состоялся внеочередной Пленум Центрального Комитета КПСС.

По поручению Политбюро ЦК Пленум открыл член Политбюро, секретарь ЦК КПСС тов. К. У. Черненко.

В связи с кончиной Генерального секретаря ЦК КПСС, Председателя Президиума Верховного Совета СССР Ю. В. Андропова участники Пленума ЦК почтили память Юрия Владимировича Андропова минутой скорбного молчания.

Пленум ЦК отметил, что Коммунистическая партия Советского Союза, весь советский народ понесли тяжелую утрату. Ушел из жизни выдающийся деятель Коммунистической партии и Советского государства, пламенный патриот, ленинец, неутомимый борец за мир и коммунизм.

Находясь по воле партии на важнейших постах партийной и государственной работы, Юрий Владимирович Андропов отдавал все свои силы, знания и огромный жизненный опыт осуществлению политики партии, упрочению ее связей с массами, укреплению экономического и оборонного могущества Советского Союза.

Много внимания уделял Ю. В. Андропов проведению в жизнь выработанной XXVI съездом КПСС и последующими Пленумами ЦК КПСС линии на всемерную интенсификацию производства, ускорение научно-технического прогресса, совершенствование управления народным хозяйством, усиление ответственности кадров, организованности и дисциплины, на неуклонный рост материального и духовного уровня жизни народа.

Большой вклад внес Ю. В. Андропов в развитие всестороннего сотрудничества стран социалистического содружества, в укрепление единства и сплоченности международного коммунистического и рабочего движения, в поддержку справедливой борьбы народов за свою свободу и независимость. Под его руководством последовательно и настойчиво осуществлялся на международной арене ленинский внешнеполитический курс нашей партии и государства — курс на устранение угрозы термоядерной войны, на твердый отпор агрессивным проискам империализма, на упрочение мира и безопасности народов.

Пленум подчеркнул, что в эти скорбные дни коммунисты, весь советский народ еще теснее сплачивают свои ряды вокруг ленинского Центрального Комитета партии, Политбюро ЦК КПСС, полны решимости беззаветно бороться за претворение в жизнь ленинской внутренней и внешней политики партии.

Участники Пленума ЦК выразили глубокое соболезнование родным и близким покойного.

Пленум ЦК рассмотрел вопрос об избрании Генерального секретаря ЦК КПСС.

По поручению Политбюро ЦК с речью по этому вопросу выступил член Политбюро ЦК КПСС, Председатель Совета Министров СССР тов. Н. А. Тихонов. Он внес предложение избрать Генеральным секретарем ЦК КПСС тов. К. У. Черненко.

Генеральным секретарем Центрального Комитета КПСС Пленум единогласно избрал тов. Черненко Константина Устиновича.

Затем на Пленуме выступил Генеральный секретарь ЦК КПСС тов. К. У. Черненко. Он выразил сердечную благодарность за высокое доверие, оказанное ему Центральным Комитетом партии.

Тов. К. У. Черненко заверил Центральный Комитет КПСС, Коммунистическую партию, что приложит все свои силы, знания и жизненный опыт для успешного выполнения задач коммунистического строительства в нашей стране, обеспечения преемственности в решении поставленных XXVI съездом КПСС задач дальнейшего укрепления экономического и оборонного могущества СССР, повышения благосостояния советского народа, упрочения мира, в осуществлении ленинской внутренней и внешней политики, которую проводят Коммунистическая партия и Советское государство.

На этом Пленум ЦК закончил свою работу.

Решения XXVI съезда КПСС — в жизнь

«Обеспечить дальнейший рост эффективности экономики, сделать главный упор на повышение уровня хозяйствования, ускорение научно-технического прогресса, более полное использование производственного потенциала, всех материальных трудовых и финансовых ресурсов».

Из постановления декабрьского (1983 г.) Пленума ЦК КПСС

УДК 553.04 : 519.2

Б. А. ЧУМАЧЕНКО, В. В. МАРЧЕНКО, Э. А. НЕМИРОВСКИЙ,
В. А. ЯКОВЛЕВ (МНИИПУ), Ю. К. БАХТАДЗЕ, С. Н. КАНДАУРОВ,
В. И. ЛОРДКИПАНИДЗЕ (Упр. геологии ГССР)

Количественная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых с использованием человеко-машинной технологии

Государственным планом экономического и социального развития на 1984 год, одобренным декабрьским (1983 г.) Пленумом ЦК КПСС и утвержденным девятой сессией Верховного Совета СССР десятого созыва, намечается дальнейшее динамичное развитие народного хозяйства страны. Важным резервом повышения экономической эффективности при этом является ускорение внедрения научных достижений в производство.

Для интенсивного развития экономики страны необходимо надежное обеспечение народного хозяйства минеральным сырьем на длительную перспективу. Это, в свою очередь, обуславливает необходимость разработки научно обоснованной стратегии развития минерально-сырьевой базы, а последнее достигается прежде всего целенаправленной концентрацией геологосъемочных, поисковых и разведочных работ на наиболее перспективных территориях, что позволяет обеспечить непрерывное пополнение запасов полезных ископаемых при минимальных затратах. В связи с этим весьма актуальным становится повышение эффективности геологического прогнозирования как главного звена, определяющего конечные результаты деятельности геологоразведочной отрасли [15].

Важным шагом в этом направлении явилось введение нового «Временного положения о классификации

прогнозных ресурсов, подготовке и учете запасов категории C_2 твердых полезных ископаемых» [4]. Положением предусмотрено использование сведений о прогнозных ресурсах категории P_3 и P_2 , полученных при производстве региональных геологосъемочных и геофизических работ, общих и детальных поисках, при текущем и перспективном планировании геологоразведочных работ. Таким образом, количественная оценка прогнозных ресурсов сейчас весьма актуальна.

Современные математические методы могут применяться при решении следующих задач геологического прогнозирования: комплексной интерпретации всей имеющейся геологической, геофизической и геохимической картографической и числовой информации; определении значимости геологических признаков и выделении прогнозных критериев как основы количественного прогноза; определении аналогии геологических объектов и ситуаций; количественной оценке прогнозных ресурсов.

К настоящему времени используются различные подходы при решении задач количественного прогноза [13]. Так, при региональном прогнозировании применяются методы распознавания образов, кластерного и статистического анализа геологических данных [3, 5, 7, 11]. Средне- и крупномасштабное прогнозирование большей частью выполняется по геохимическим и геофизическим данным [3, 9, 12].

В работе [6] приведены особенности оценки вероятных запасов редких и радиоактивных металлов на стадиях региональных прогнозно-металлогенических исследований, специализированных геологических съемок и поисковых работ. Прогнозные запасы потенциальных рудных узлов и полей рекомендуется рассчитывать по нескольким независимым друг от друга методам. При этом могут использоваться расчеты продуктивности потоков рассеяния, площадной продуктивности первичных ореолов и др. [12].

В соответствии с системной таксономической иерархией геологических рудных объектов на различных стадиях геологосъемочных и поисковых работ меняются цели и объекты прогноза. В таблице приведены основные цели оценки прогнозных ресурсов на стадиях региональных и поисковых работ, а также исходные материалы, необходимые для количественного человеко-машинного прогнозирования.

Для оценки прогнозных ресурсов на этапах геологосъемочных работ масштабов 1:50 000 — 1:200 000 необходимо использовать геологические, геофизические, геохимические и аэрокосмические карты исследуемой территории [6 и др.]. Практическая реализация такого подхода предполагает применение соответствующего информационного (территориального машинного банка данных) и программного (набор алгоритмов обработки) обеспечения.

Ниже рассмотрен опыт оценки прогнозных ресурсов по картографическим данным. Исследования осуществлялись на основе человеко-машинной информационно-прогнозирующей системы РЕГИОН [15]. Система РЕГИОН состоит из четырех основных частей, обеспечивающих решение задач геологического прогнозирования: регионального машинного банка картографической, числовой и текстовой информации (данные аэрокосмических и наземных геологических, геофизических и других съемок); блока разработки вариантов решений, содержащего специальные математические и эвристические модели, алгоритмы распознавания и оценки геологических ситуаций, описанных в многопараметрическом пространстве геолого-геофизиче-

ских и геохимических признаков; блока диалоговых процедур; человеко-машинной технологии, охватывающей все этапы решения задач прогноза.

Блок диалоговых процедур является техническим обеспечением человеко-машинного взаимодействия и состоит из комплекса внешних и внутренних интерфейсов. К внешним интерфейсам относят блоки ввода исходной информации, язык пользователей системы и блок оформления выходной информации; к внутренним — транслятор языка пользователей, блоки преобразования информации в вид, пригодный для машинного анализа, и блоки формирования личных целевых массивов пользователей.

В процессе работы системы исходная информация проходит ряд различных преобразований (рис. 1). Вид и последовательность их зависят от исходных данных (картографические, числовые), характера требуемой обработки и форм выдачи результатов. Вся совокупность преобразований в системе разделяется на два этапа: 1) накопление информации, 2) решение задач прогнозирования и оценки геологических ситуаций.

Первый этап практически соответствует формированию и ведению регионального машинного банка данных, состоящего из первичного массива исходных данных и массива трансформированной информации. Первичный массив включает две библиотеки факторов: картографические и числовые, содержащие также текстовые описания факторов и объектов. Он выполняет функции банка исходной информации по исследуемой территории и служит основой для последующего ее преобразования, а также для выдачи различных справок по запросам пользователей. Вторым массивом является постоянный архив преобразованной информации и служит для ускорения последующего процесса решения задач за счет предварительной обработки информации и приведения ее к стандартному виду.

Исходная и преобразованная картографическая и числовая информация хранится в ЭВМ на внешних магнитных носителях в виде библиотечных файлов. Структура хранения картографического материала в банке сочетает

Основные цели оценки прогнозных ресурсов на стадиях региональных и поисковых работ

Стадия работ	Цель прогнозирования		Иерархический уровень рудного объекта	Объект прогноза и его размер, км ²	Прогнозно-оценочные критерии	Используемая картографическая информация территориального машинного банка данных
	Выделение перспективных площадей	Количественная оценка прогнозных ресурсов (категория)				
Региональные геологосъемочные и геофизические работы масштаба 1:200 000	Для проведения геологосъемочных работ	В пределах крупных перспективных территорий (Р ₃)	Рудная формация	Рудная зона, n·10 ²	Структурно-тектонические, литолого-формационные, магматические, физико-геохимические	Карты геологическая, магматизма, метаморфизма, структурно-тектоническая, рудных формаций, космофотогеологическая, геофизические, геохимические и др.
Геологосъемочные работы масштаба 1:50 000	Для проведения поисково-оценочных работ	В пределах оконечностей рудных узлов и полей (Р ₃ —Р ₂)	Рудноносная формация	Рудное поле, n·10 ¹	Рудоносный магматизм, положение оруденения относительно магматических тел, геолого-структурная позиция оруденения, литологические особенности вмещающих пород, характер околорудных изменений, геохимические ореолы, особенности геофизических полей	Карты геологическая, литолого-фашиальная, геолого-структурная, гидротермальных изменений, полезных ископаемых, геохимические (вторичных ореолов рассеяния), геологические разрезы, схемы интерпретации геофизических данных и др.
Поисково-оценочные работы масштаба 1:25 000 (1:10 000)	Обоснование предварительной разведки и отбраковки рудных проявлений, не имеющих промышленного значения	В пределах геологически обоснованных границ благоприятных структур (Р ₂ —Р ₁ —С)	Рудовмещающая формация	Месторождение n·10 ⁰	Особенности складчатой и разрывной тектоники, контролирующие оруденение, позиция оруденения относительно магматических тел, характер околорудных изменений, литологические особенности пород, парагенетические ассоциации минералов	Карты геологическая, литолого-фашиальная, геолого-структурная, геологические разрезы, Детальные геофизические, а также вторичных и первичных геохимических ореолов и др.

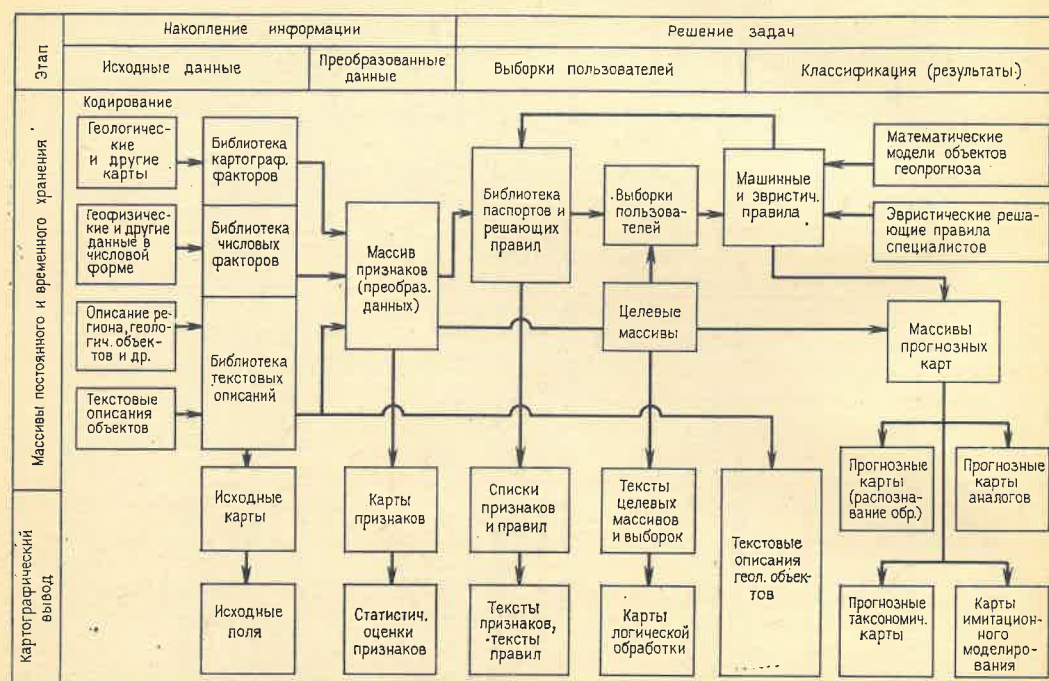


Рис. 1. Схема преобразования информации в системе РЕГИОН

иерархический и матричный принципы.

Параллельно с указанными массивами предусмотрена возможность создания личных целевых массивов пользователей, работающих независимо друг от друга. Многоцелевое использование накопленной информации в процессе решения геолого-прогнозных задач происходит независимо от первого этапа (накопления и преобразования информации).

Как известно, геологические ситуации анализируются с учетом слабо или вовсе не формализуемых данных. В этих условиях большое значение приобретает личный опыт специалиста, его способность по отдельным характеристикам и признакам мысленно представлять и проследивать ход процессов и явлений. Следовательно, возрастает роль человеко-машинной технологии, позволяющей учитывать знания специалиста и эффективно использовать их при разработке вариантов прогноза. Это определяет повышение качества и эффективности составления геологических прогнозных заключений с использованием ЭВМ [15].

Кроме того, одновременная реализация прогноза, выполненная на основе различных подходов, а следовательно, и различными методическими приемами, существенно повышает достоверность окончательных результатов. Поэтому в системе РЕГИОН заложена схема, позволяющая решать задачи геопрогноза по различным технологиям. В результате достоверность конечных результатов повышается за счет, во-первых, применения различных методических подходов (повышение качества конечного решения на макроуровне) и, во-вторых, анализа специальных промежуточных результатов процесса решения: коррекции факторов, оценки информативности и т. д. (оптимизация решения на микроуровне). Это достигается наличием в системе развитого информационного обеспечения в виде территориального банка данных и диалоговых средств общения.

На основе применения человеко-машинной системы в Болнисском районе Грузии выделены участки, перспективные для локализации медного оруденения на площади 900 км² в масштабе 1:50 000 и в пределах их подсчитаны

прогнозные ресурсы категории Р₃ по методике распознавания образов.

На схеме металлогенического районирования Болнисский рудный район выделяется как самостоятельная единица; он граничит на севере с Храпким, а на юге с Локско-Алавердским рудными районами [14]. Наиболее древние образования представлены здесь метаморфической свитой нижнего палеозоя мощностью 0,5—1 км (рис. 2). Мезозойские отложения начинаются вулканогенно-осадочными отложениями нижней и средней юры общей мощностью до 600 м. Верхнемеловые породы широко представлены в районе: вулканогенно-карбонатно-терригенная сеноманская толща общей мощностью до 1000 м сменяется вулканогенно-осадочными отложениями нижнего турона мощностью до 400 м, а затем вулканогенной толщей верхнего турона — сантона мощностью до 2800 м, слагающей большую часть исследуемого района. Последняя представлена глыбово-агломератовыми, агломератовыми, псефитовыми, алевролит-псаммитовыми туфами, чередующимися с игнимбритами, лавовыми брекчиями и редкими прослоями вулканогенно-терригенных и вулканогенно-карбонатных отложений. Химический состав пород меняется от основного до кислого. Заканчивается разрез верхнего мела карбонатными кампандскими отложениями мощностью до 250 м, развитыми лишь в северной части района.

Палеоген представлен среднеэоценовыми вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями андезитового и липарит-дацитового состава общей мощностью до 2000 м. В северной части района развиты лавовые потоки долеритов и базальтов мощностью 100—300 м, относящиеся к континентальным образованиям позднего плицена — среднего плейстоцена. Четвертичные, в основном аллювиальные отложения имеют мощность до 150 м. Магматические образования весьма разнообразны как по возрасту, так и по составу. Интрузивные магматические породы, в основном гранитоиды (от кварцевых диоритов до гранитов), слагают центральную часть Локского массива; выделяются позднепалеозойские и среднеюрские интрузивы.

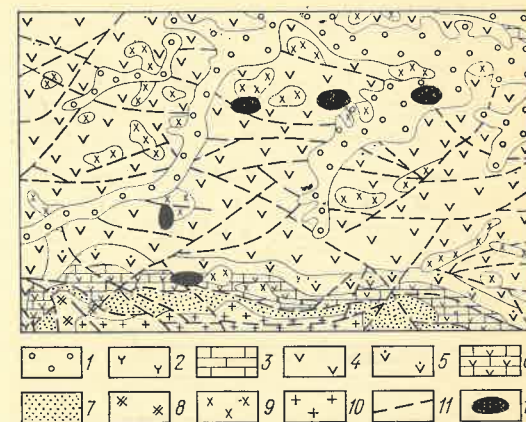


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части исследуемого района

1—8 — осадочные породы и вулканогенные образования: 1 — четвертичные, 2 — среднеэоценовые, 3 — кампандские, 4 — верхнетурон-сантонские, 5 — нижнетуронские, 6 — сеноманские, 7 — юрские, 8 — нижнепалеозойские; 9 — мезо-кайнозойские интрузивы; 10 — интрузивы ядерной части главного массива; 11 — разрывные нарушения, 12 — месторождения

Широко развиты гипабиссальные и субвулканические образования, связанные с мезо-кайнозойским вулканизмом. Это штокообразные, куполовидные и дайковые тела плагиогранит-порфириров, гранодиорит-порфириров, липаритов, трахилипаритов, дацитов, андезитов. Взаимосекущие контакты их свидетельствуют о разновозрастности рассматриваемых образований. Характерной особенностью района является наличие многочисленных разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений, обусловивших блоковое строение. Отмечаются разноориентированные слабовыраженные брахискладки и куполовидные поднятия, связанные часто с палеовулканическими структурами.

В Болнисском рудном районе известны месторождения и многочисленные рудопроявления меди, полиметаллов, ртути, железа, марганца и ряда других полезных ископаемых. Наибольший интерес представляют месторождения меди и полиметаллов, относимые В. В. Панцулая к сложной медноколчеданной барит-полиметаллической формации. На их примере и были выполнены настоящие исследования.

Выделение перспективных площадей осуществлялось на основе комплексного человеко-машинного анализа кос-

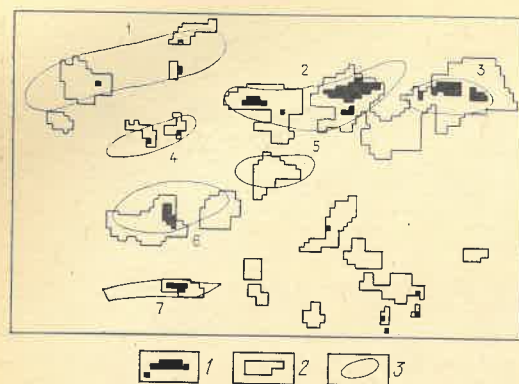


Рис. 3. Схема результатов геологического прогнозирования центральной части исследуемого района
1 — известные рудные месторождения (эталонные объекты); 2-3 — перспективные площади: 2 — выделенные на основе человеко-машинной технологии, 3 — традиционными методами прогнозирования в 1978 г. с учетом данных буровых работ (площади 1-7)

венных признаков: материалов геологосъемочных и региональных геофизических работ, помещенных в территориальный машинный банк геологических данных. При этом геологическая карта была преобразована с использованием ЭВМ таким образом, что каждая элементарная площадка характеризовалась ее точным пространственным положением относительно ближайших контактов всех имеющихся на карте факторов [10]. При формировании банка данных было использовано 129 факторов: литология, стратиграфия и магматические образования района (48 факторов); дифференцированные по направлению и интенсивности разрывные нарушения, снятые с геологической карты (12); элементы аэрофотоснимков, дешифрируемые как разрывные нарушения и разделенные по направлениям и интенсивности (16); результаты аэрогамма-спектрометрических наблюдений (30); аномальное гравитационное поле и его трансформанты (9); аномальное магнитное поле (по данным аэромагнитной съемки) и его трансформанты (7); высотные отметки рельефа и их трансформанты (7).

Перспективные площади выделялись на основе технологии распознавания образов с обучением. В качестве рудных эталонов использованы 6 месторождений и 18 рудопоявлений медноколчеданной барит-полиметаллической и медно-полиметаллической жильной

формаций. Общая площадь рудных эталонов составила 134 элементарных ячейки размером $0,25 \times 0,25 \text{ км}^2$ каждая. В качестве безрудных эталонов использовались 268 элементарных ячеек, отобранных случайным образом в пределах исследуемой территории.

Анализ вариационных кривых значений признаков по эталонам и результатов многовариантного обучения системы при разных сочетаниях рудных и безрудных эталонов позволило сократить признаковое пространство со 129 признаков до 49, в пространстве которых и было получено решающее правило, использованное для выделения перспективных площадей. В результате были конкретизированы все площади, выделяемые при традиционных методах прогнозирования, а также же выявлен ряд новых участков, хорошо согласующихся с геологией района (рис. 3).

Для оценки возможности человеко-машинной технологии выявлять скрытые месторождения по картографической геологической информации поставлен эксперимент: из рудных эталонов было изъято одно из месторождений, перекрытое молодыми лавовыми потоками и аллювиальными отложениями мощностью 200 м. Никакими традиционными геолого-геофизическими методами это месторождение на поверхности не обнаруживается. Оно найдено при систематическом разбуривании территории. После обучения системы на оставшихся эталонах и последующей классификации территории контрольное (скрытое) месторождение было выявлено очень отчетливо.

Оценка прогнозных ресурсов осуществлялась методом распознавания образов с обучением на эталонных объектах — известных месторождениях с подсчитанными запасами. Для обучения распознаванию использовалось не менее трех объектов, каждый из которых был охарактеризован несколькими элементарными площадками размером обычно $0,5 \times 0,5 \text{ см}^2$ в масштабе используемых для анализа геологических, геофизических и других карт, полученных при геологосъемочных и региональных геофизических исследованиях. В соответствии с методической схемой на первом этапе исследования (выделения перспективных площадей)

указанные карты были помещены в территориальный машинный банк данных. Таким образом, каждая элементарная площадка в пределах известных месторождений (как и всей исследуемой территории) была охарактеризована полным набором факторов.

На первом этапе расчета прогнозных ресурсов определялись площадные продуктивности каждой элементарной площадки в пределах известных месторождений на основе сопоставления контуров рудных тел по всем категориям разведанных запасов с сеткой контуров элементарных площадок территориального банка данных. Для каждой элементарной площадки подсчитывалось суммарное количество прогнозируемого компонента по всем рудным телам (включая различные горизонты), попадающим в контур каждой элементарной площадки в пределах эталонного месторождения. Общее количество металла, приходящее на такую площадку (обычно $0,5 \times 0,5 \text{ см}^2$), определяло продуктивность элементарной площадки (т/км^2). Исходные данные для подсчета продуктивности были взяты из имеющихся материалов по соответствующему месторождению.

После определения продуктивностей всех элементарных площадок в пределах всех эталонных объектов они были подразделены на несколько классов. Такое группирование выполнялось геологом с учетом вариаций значений продуктивностей. Средняя продуктивность класса

$$P_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n},$$

где P_i — продуктивность элементарной площадки данного класса, n — число элементарных площадок в нем.

На втором этапе количественного прогнозирования проводилось формирование выборок и обучение распознаванию каждого класса от остальных признаков территориального банка геологических данных. Например, на первом этапе было выделено четыре класса продуктивностей P^I, P^{II}, P^{III} и P^{IV} , процесс обучения распознаванию

осуществлялся последовательно по выборкам:

$$\begin{aligned} P^I &: P^{II} + P^{III} + P^{IV}, \\ P^{II} &: P^I + P^{III} + P^{IV}, \\ P^{III} &: P^I + P^{II} + P^{IV}, \\ P^{IV} &: P^I + P^{II} + P^{III}. \end{aligned}$$

Качество распознавания решающего правила классификации оценивалось по контрольным объектам — элементарным площадкам, не вошедшим в выборку обучения.

На третьем этапе на основе решающего правила классифицировались все элементарные площадки в пределах новых перспективных участков, выделенных на первой стадии геологического прогнозирования. Классификация осуществлялась последовательно по всем группам (классам) продуктивностей (в нашем примере $P^I, P^{II}, P^{III}, P^{IV}$). Каждой элементарной площадке, отнесенной к тому или иному классу в процессе последовательного распознавания, присваивалась продуктивность, средняя для данного класса ($P_{\text{ср}}$).

На четвертом этапе подсчитывались прогнозные ресурсы отдельных перспективных участков как сумма продуктивностей всех элементарных площадок различных классов, выделенных на предыдущем этапе:

$$P_3 = \sum_{i=1}^l P_i^1 + \sum_{i=1}^m P_i^2 + \dots + \sum_{i=1}^n P_i^k,$$

где P_3 — прогнозные ресурсы соответствующей категории в пределах контура одного перспективного участка; $P_i^1, \dots, P_i^k$ — средние продуктивности каждого класса; $l, m, \dots, n$ — количество элементарных площадок каждого класса, выделенных методом распознавания образов на предыдущем этапе.

Прогнозные ресурсы в целом по рудному полю определялись как сумма прогнозных ресурсов всех перспективных участков.

Наличие территориального машинного банка данных позволяет использовать и другие методические приемы для оценки прогнозных ресурсов. Рассмотрим результаты расчета прогнозных ресурсов на основе изложенного подхода.

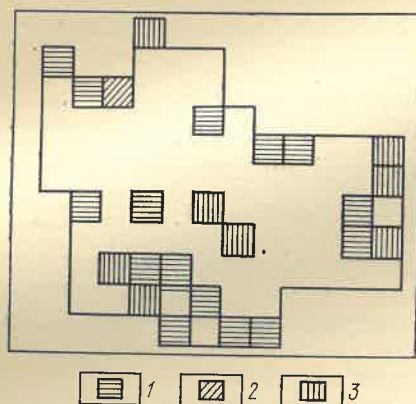


Рис. 4. Пример количественной оценки прогнозных ресурсов на основе человеко-машинной технологии по картографической информации территориального банка данных

1—3 — элементарные площадки, относимые соответственно к первому, второму и третьему классам продуктивности

Для количественной оценки прогнозных ресурсов использован алгоритм распознавания образов с обучением «Гиперпласт» [15]. Были выбраны четыре эталона — месторождения медно-колчеданной барит-полиметаллической формации, по которым имелись подсчитанные запасы по промышленным категориям. Для каждой из элементарных ячеек (всего 85) этих месторождений была подсчитана площадная продуктивность по меди (т. е. суммировались запасы меди по всем рудным телам, известным в пределах данной ячейки). Затем все они были подразделены на четыре класса со средней продуктивностью 1, 5, 10 и 40 усл. ед. В первом классе оказалось 48 ячеек, во втором — 21, в третьем — 13 и в четвертом — 3. Процесс обучения распознаванию состоял в получении решающего правила, позволяющего отличить каждый из классов от остальных трех. Такие решающие правила использовались для классификации выявленных на предыдущем этапе перспективных площадей. Выделяемые при этом элементарные ячейки относились при распознавании к одному из четырех эталонных классов. Такой ячейке присваивалась продуктивность, равная средней продуктивности соответствующего эталонного класса. Сумма продуктивностей всех распознанных элементарных ячеек нового перспективного участка определяла полные прогнозные ресурсы по категории P_3 (рис. 4).

Полученные результаты проверки были путем сопоставления прогноза с фактическими данными. Сформулируем основные выводы. 1. Комплексная интерпретация геологической, геофизической, геоморфологической и подсчитанные геологической и другой картографической информации на основе использования человеко-машинной технологии позволяют осуществлять оценку прогнозных ресурсов категории P_3 . 2. Практическая реализация такой комплексной интерпретации требует применения специального информационного обеспечения (территориально-выполненным геологами в 1982 г. о машинного банка картографических геологических данных). 3. Для осуществления комплексной интерпретации может быть использована система РЕГИОН. 4. Рассматриваемый подход может быть рекомендован для расчета прогнозных ресурсов при проведении геологических работ масштабов : 200 000—1 : 50 000.

Для контрольного месторождения, относящегося, как и четыре эталонных месторождения, к медно-колчеданной формации, прогнозные ресурсы оказались на 2 % меньше подсчитанных. Для второго контрольного месторождения, относящегося к медно-полиметаллической жильной формации, подсчитанные прогнозные ресурсы оказались на 22 % больше, чем подсчитанные запасы.

Ниже приводятся соотношения продуктивностей, подсчитанных с применением человеко-машинной технологии по геологической картографической информации (в %) и определенных традиционным методом с учетом данных поискового бурения (см. рис. 4).

Участок 1	69
2	110
3	78
4	17
5	87
6	98
7	122
По району в целом	95

Участки 6 и 7 включают контрольные месторождения с запасами, подсчитанными по промышленным категориям. Прогнозные запасы для участков 1—5 определены по традиционной методике (с учетом результатов бурения), причем наиболее полно изучены участки 2 и 5, наименее — участок 4; участок 3 перекрыт молодыми лавами и аллювием мощностью 200 м. Особо подчеркнем, что прогнозные ресурсы с применением рассмотренной человеко-машинной технологии могут быть подсчитаны до проведения поисковых работ лишь по имеющимся картографическим геологическим, геофизическим, геохимическим и другим материалам.

Сформулируем основные выводы. 1. Комплексная интерпретация геологической, геофизической, геоморфологической и другой картографической информации на основе использования человеко-машинной технологии позволяют осуществлять оценку прогнозных ресурсов категории P_3 . 2. Практическая реализация такой комплексной интерпретации требует применения специального информационного обеспечения (территориально-выполненным геологами в 1982 г. о машинного банка картографических геологических данных). 3. Для осуществления комплексной интерпретации может быть использована система РЕГИОН. 4. Рассматриваемый подход может быть рекомендован для расчета прогнозных ресурсов при проведении геологических работ масштабов : 200 000—1 : 50 000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахтадзе Ю. К. Временные нормы по комплексному анализу геолого-геофизической информации и прогнозной оценке с применением математических методов и ЭВМ. Тбилиси, 1981.
- Боровко Н. Н., Мишин Л. Т., Латикайнен В. И. Количественные методы прогнозирования месторождений (методические рекомендации). Л., ВСЕГЕИ, 1980.
- Бугаец А. Н., Дуденко Л. Н. Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л., Недра, 1976.
- Временное положение о классификации прогнозных ресурсов, подготовки и учета
- запасов категории C_2 твердых полезных ископаемых. М., ВИЭМС, 1981.
- Глубинное геологическое картирование/П. А. Литвин, М. Б. Рыбаков, М. Л. Сахановский и др. Л., Недра, 1981.
- Каждан А. Б., Соловьев Н. Н. Поиски и разведка месторождений редких и радиоактивных металлов. М., Недра, 1982.
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978.
- Ларицкий В. А. Стадии геологоразведочных работ и фактор времени. — Сов. геология, 1980, № 1, с. 11—21.
- Марченко В. В. Совершенствование процессов регионального прогнозирования сырьевых ресурсов с использованием банков данных и человеко-машинных систем. — В кн.: Управление перспективным развитием топливно-энергетического комплекса стран-членов СЭВ. М., 1982, с. 198—210.
- Марченко В. В. Человеко-машинный анализ карт геологического содержания. — Сов. геология, 1982, № 7, с. 13—26.
- Родионов Д. А. Проблема выбора поисковых признаков и ее статистическое решение. — В кн.: Математические методы в геологии. М., 1968, с. 23—29.
- Соловьев А. П. Современное состояние и перспективы развития геохимических методов поисков рудных месторождений. — Вестник МГУ, 1978, № 2, с. 3—10.
- Суражский Д. Я., Еремеев А. Н. Методы количественной оценки рудного потенциала слабо изученных территорий. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 16—25.
- Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Основные закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых на территории Грузии. — В кн.: Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. М., Недра, 1964.
- Чумаченко Б. А., Власов Е. П., Марченко В. В. Системный анализ при геологической оценке перспектив рудоносности территории. М., Недра, 1980.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.981+061.12/17(575.4)

Г. И. АМУРСКИЙ (ВНИИгаз), И. П. ЖАБРЕВ (Мингазпром),
Н. Н. СОЛОВЬЕВ (ВНИИгаз), З. Б. ХУСНУТДИНОВ (ВПО «Туркменгазпром»)

Формирование Даулетабад-Донмезского газового месторождения (тектонодинамическая модель геологической основы разработки)

Даулетабад-Донмезское газовое месторождение [8] расположено в пределах обширнейшего в Средней Азии Прикопетдагского ареала газонакопления, включающего большую группу однотипных месторождений довольно

простого строения (Восточный и Западный Шатлык, Байрамали, Майское, Теджен и др.). Все они содержат газовые залежи в красноцветных песчаниках готерива в так называемом шатлыкском продуктивном горизонте,

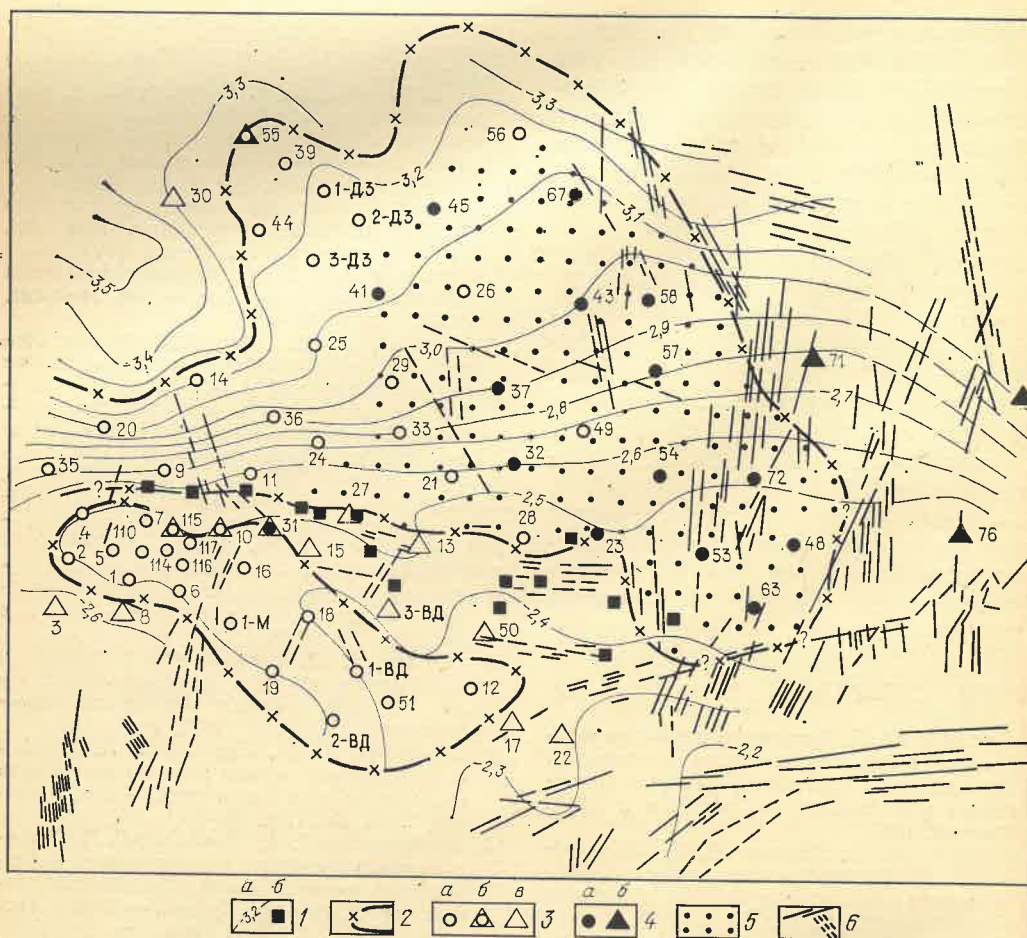


Рис. 1. Схема размещения основных систем мезотрещиноватости и зоны сероводородного заражения. 1 — изогипсы (км) сейсмического горизонта вблизи кровли барремских отложений (а) и участки осложнения волнового поля (б), по данным Р. Хазиахмедова (1981 г.); 2 — внешний контур газоносности; 3 — параметрические, поисково-разведочные и

газ которого характеризуется высокой сухостью и очень низким (менее 18 г/м^3) содержанием, а иногда и отсутствием конденсата. Здесь сосредоточена значительная часть суммарных разведанных запасов газа Средней Азии. К этому же ареалу относится и открытое на территории Ирана Хангиренское месторождение, где установлена продуктивность и карбонатных отложений келловей — оксфорда.

Даулетабад-Донмезское месторождение резко отличается от других не только сложным геологическим строением, но и специфическим составом газа и конденсата (сероводород отмечается только для части месторождения, содержание парафинов высокое) [6, 9, 10]. Особенности геологического

строения, большая высота залежи при разновысотном положении газовой зоны контактов (на севере около 3500, а на юге около 2500 м) и расклинивание головной части залежи обводненной зоной (рис. 1) предъявляют весьма высокие требования к геологическому обоснованию условий ее разработки, в частности к выбору оптимальной системы размещения эксплуатационных скважин, а также достоверности прогноза характера реакции пластовых флюидов при активном воздействии на продуктивные пласты.

Наряду с получением максимальной возможной информации о строении собственно пластовой системы важнейшее значение имеет анализ условий

формирования месторождения, определивших его сероводородное заражение. Этот анализ необходим и потому, что ряд характеристик пластовых флюидов продуктивного готеривского горизонта свидетельствует об их взаимодействии с флюидами подсолевого карбонатного комплекса.

Строение зоны контакта неокомских и верхнеюрских отложений. Для окраин Амударьинской синеклизы характерно трансгрессивное налегание неокомских отложений на породы разновозрастных горизонтов верхнеюрской карбонатной толщи, что установлено и частично описано раньше [2, 9 и др.] в районе Даулетабад-Донмезского месторождения. С севера на юг на предмеловую поверхность последовательно выходят все более древние отложения юры: от соляно-ангидритовых (преимущественно ангидритов) киммериджа-титона до карбонатных нижнего оксфорда. В этом же направлении сокращается их мощность, главным образом за счет последующего размыва. Благодаря этому в южной части рассматриваемой территории проницаемые горизонты карбонатного комплекса контактируют непосредственно с породами нижнего мела (рис. 2).

Выяснение возможности и условий поступления в продуктивный горизонт (IV и V пачки песчаников готерива) воды или (и) газа из верхнеюрского карбонатного сероводородсодержащего комплекса имеет принципиальное значение, поскольку позволяет реконструировать один из важнейших элементов механизма формирования Даулетабад-Донмезского месторождения.

Мощность отложений валанжина и нижнего готерива, отделяющих продуктивный горизонт от юрского комплекса, с севера на юг сокращается от 180 м (скв. 1-Д) до 30 м (скважины 12, 17, 22), причем если на севере они представлены терригенно-карбонатными разностями с большим количеством непроницаемых пластов, то на юге это преимущественно песчано-алевролитовые отложения, в разрезе которых лишь спорадически встречаются линзовидные маломощные плохопроницаемые пропластки. Таким образом, валанжин-нижнеготеривские образования, развитые к югу от линии скважин

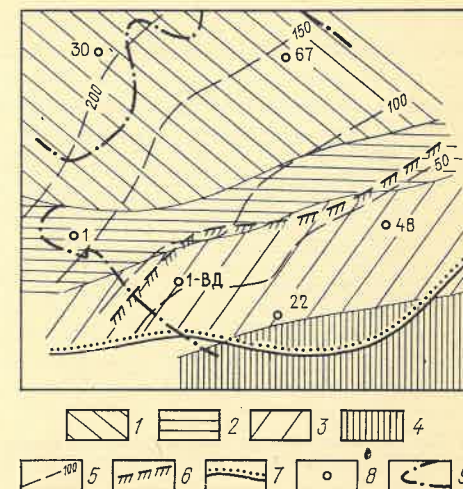


Рис. 2. Схема строения зоны контакта юрских и меловых отложений

1—4 — выходы на предмеловую поверхность верхнеюрских отложений: 1 — соляно-ангидритовых (гаурдакская свита), 2 — сульфатно-карбонатных (аналоги VII горизонта Северо-Восточной Туркмении), 3 — карбонатных (аналоги VIII горизонта Северо-Восточной Туркмении), 4 — карбонатных с примесью терригенного материала; 5 — изопакеты валанжин-нижнеготеривских отложений, подстилающих шатлыкский продуктивный горизонт (м); 6 — северная граница зоны резкого опесчанивания валанжин-нижнеготеривских глинистых и глинисто-карбонатных отложений; 7 — предполагаемая южная граница площади распространения (зоны выклинивания) отложений шатлыкского горизонта; 8 — скважины; 9 — внешний контур газоносности (по М. К. Мирзаханову, 1982 г.).

19, 18, 13, 23, 54, не могут выполнять функции сколько-нибудь надежной крыши, а так как именно эта часть месторождения является тектонически наиболее мобильной и структурно максимально дифференцированной, становится очевидным, что на этапах тектонической активизации юрский и неокомский водоносные комплексы могли гидравлически взаимодействовать.

Весьма показательны результаты опробования юрско-меловых отложений, подстилающих продуктивный горизонт (рис. 3). В зоне распространения преимущественно непроницаемых пород нижнего готерива — валанжина и карбонатно-сульфатных образований киммериджа — титона практически все испытанные объекты оказались сухими. Наоборот, там, где на предмеловую поверхность выходят карбонатные породы оксфорда (верхнего келловей?), а отложения валанжина сокращаются в мощности и опесчаниваются, при их опробовании получены притоки воды, газа и конденсата (скважины 1-ВД,

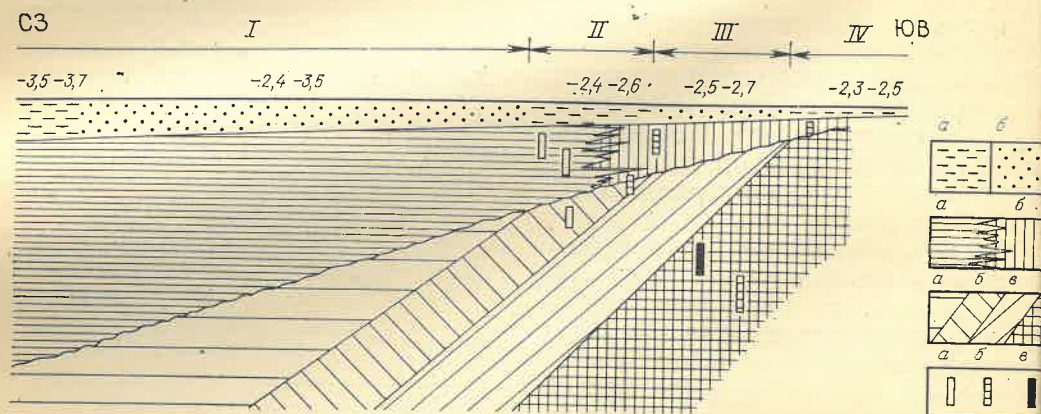


Рис. 3. Принципиальная схема взаимоотношения шатлыкского горизонта с подстилающими отложениями

I — моноклиинальный склон, II — центральный «блок»; III—IV — Даулетабадский гемивал; III — западная часть, IV — вершина; арабские цифры — абсолютные отметки кровли шатлыкского горизонта (км); 1 — газо- (а) и водоносные (б) песчаники шатлыкского горизонта; 2 — преимущественно

глинистые, глинисто-карбонатные (а), опесчаненные породы (б) и зоны замещения в стратиграфическом объеме нижний готерив — валанжин; 3 — соляно-гидристые (а), сульфатно-карбонатные (б), преимущественно карбонатные (в) и карбонатные примесью терригенного материала (г) породы разреза верхней юры; 4 — результаты опробования подстилающих отложений (а — «сухо», б — «вод» в — газ с водой)

17, 50), причем, по данным М. К. Мирзаханова, в восточной части южного (Даулетабад-Гумбезлинского) поля валанжинская покрывка вообще выпадает из разреза.

Обращает на себя внимание и в целом закономерное сокращение мощности продуктивных песчаников готерива с северо-запада на юго-восток от 40 м и более до 5 м. При сохранении этой тенденции уже в 5—10 км к югу и юго-востоку от месторождения они должны полностью выклиниваться, а верхнеюрские карбонаты непосредственно перекрываться карбонатно-глинистыми породами верхнего неокома, служащими покрывкой для залежи газа.

Закономерности формирования тектонической мезотрещиноватости. Месторождение тектонически выражено тремя структурными элементами: северная часть — слабо наклоненная на северо-восток моноклинал, почти структурное плато; южная — гемиклинал (Даулетабад-Гумбезлинская, по М. К. Мирзаханову); между ними расположена сочленяющаяся флексура, постепенно выполаживающаяся к востоку. Последняя является частью выделявшейся ранее региональной флексуры, обрамляющей с севера крупные неотектонические поднятия — Карабиль и Бадхыз.

При дешифрировании разномасштабных космических снимков (КС)

установлено несколько разноориентированных систем тектонической мезотрещиноватости преимущественно центральной и восточной частях месторождения (см. рис. 1). Плотность элементарных трещин в пределах выделяемых систем различна, но расстояния между ними, как правило, незначительное (десятки метров). На рис. нанесены только наиболее крупные контрастные мезотрещины*, между которыми обычно присутствуют и более мелкие.

На южных окраинах месторождения где на поверхность выведены доверхнеплиоценовые песчано-алевролитовые породы достаточной степени литификации, мезотрещиноватость трассируется однозначно. В центральной же части, где развиты более рыхлые песчано-лёссовидные породы гокчинской свиты (поздний плиоцен?), они выражены менее четко. Почти полное отсутствие фиксированной мезотрещиноватости в пределах северного поля может быть обусловлено распространением здесь рыхлых барханно-грядовых песков. Так как отдешифрированная по КС мезотрещиноватость отражает ее проявление на поверхности, принципиальное значение приобретает решение вопроса о положении и морфологии составляющих ее элементов

* Под мезотрещинами авторы понимают дизъюнктивы без видимого смещения.

на уровне продуктивного горизонта и подстилающих отложений, отделенных в Даулетабад-Донмезском месторождении от поверхности толщей различных по составу пород мощностью 2500—3500 м.

Некоторые сведения о наличии крупных трещин в породах, слагающих продуктивный горизонт, дает макроскопическое изучение керна. По 19 скважинам, расположенным в тектонически наиболее напряженных участках Даулетабад-Донмезской зоны, отмечены зеркала скольжения (с наклоном поверхности от 15 до 65°) и более многочисленные субвертикальные трещины. К сожалению, удовлетворительное сопоставление этих данных с результатами дешифрирования не обеспечивается, во-первых, из-за очень редкой сетки скважин и, во-вторых, из-за отсутствия материалов по скважинам, которые оказались пробуренными в ареалах выделенных систем мезотрещиноватости, например, по скважинам 53, 63, 72 и др.

Несколько более представительны материалы сейсморазведки МОГТ, проведенной Р. Хазиахмедовым (1981 г.). Выделенные им участки осложненные волнового поля (как возможные тектонические нарушения) больше коррелируются с отдешифрированными системами линейментов, чем с разрывными нарушениями, приведенными на подсчетном плане.

Показательные результаты сопоставления абриса систем мезотрещиноватости с данными газогидродинамических исследований, представленными в виде схемы распределения абсолютно свободных дебитов газа по площади месторождения. На продуктивность скважин влияет комплекс факторов, но определяющей чаще является проницаемость пород, резко возрастающая в их трещиноватых разностях.

В ареалах мезотрещиноватости или в непосредственной близости от них продуктивность скважин обычно максимальна и изменяется от 3000 до 6300 тыс. м³/сут. Абсолютно свободные дебиты в большинстве скважин, вскрывших продуктивный горизонт вне систем мезотрещиноватости, не превышают 2000 тыс. м³/сут. Ряд скважин повышенной продуктивности располагается на продолжении выделенных

систем мезотрещиноватости. Так, по скважинам 6, 114, 116 1-М, находящимся вдоль системы мезотрещиноватости, секущей западную периферию Даулетабадского гемивала, абсолютно свободные дебиты газа соответственно равны 2910, 6000, 6300, 3390 и 5300 тыс. м³/сут. Столь же высока продуктивность скважин 21, 33 и 29, тяготеющих к зоне мезотрещиноватости, трассируемой в центральной части моноклинального склона. Севернее на возможных продолжениях некоторых из дизъюнктивных элементов этой зоны расположены скважины 41, 3-ДЗ и 1-ДЗ; абсолютно свободные дебиты газа по ним оцениваются в 3530, 3170 и 4180 тыс. м³/сут соответственно.

Вместе с тем очевидно, что положение и ширина выделенных систем мезотрещиноватости на уровне продуктивного горизонта могут несколько отличаться от таковых на поверхности, если нарушения сплошности пород не строго вертикальны. Кроме того, некоторые из реально существующих на уровне продуктивного пласта зон мезотрещиноватости полностью или частично не достигают приповерхностных горизонтов. Если учесть эти замечания, то можно утверждать, что распределение скважин с высокой и весьма высокой продуктивностью удовлетворительно коррелируется с размещением систем мезотрещиноватости*. Поэтому можно полагать, что на уровне продуктивного горизонта общий абрис отдешифрированных на КС систем мезотрещиноватости в первом приближении сохраняется.

Отсутствие данных о мезотрещинах в северо-западной части месторождения не столь важно. На этой территории неокоский и юрский водоносные комплексы разобщены достаточно мощной соляно-ангидритовой покрывкой кимериджа — титона и перекрывающей их карбонатно-глинистой толщей валанжина — нижнего готерива. В разрезах пород такого типа из-за перераспределения (течения) пластичных масс мезотрещины при деформации резко меняют угол наклона, что вообще характерно для разломов, се-

* Зависимость абсолютно свободных дебитов от эффективной мощности является менее значимой.

кущих ассоциации пород с различными физико-механическими свойствами [3]. В результате деформационных смещений в глинистых породах стенки таких наклонных мезотрещин хорошо притираются, и проницаемость глины обычно не повышается даже в зонах увеличенной мезотрещиноватости. Поэтому даже у перегиба плеча крутой флексуры в районе скважин 35, 9, 4 и 7, где допускается смещение пород по дизъюнктиву, наличие вертикальной гидравлической связи неокомского и юрского комплексов весьма проблематично.

К востоку от этого участка на КС хорошо трассируется слегка веерообразно расходящаяся субширотная система мезотрещин. Она протягивается до меридиана скв. 23, а ее крайние элементы, по-видимому, контролируют северный и южный контуры зоны обводнения головной части месторождения (скважины 27, 13, 23, 10, 31, 15, 3-ВД, 50). Обращает на себя внимание чрезвычайно высокая производительность некоторых из этих скважин; например, в скв. 31 дебит воды составил 1339 м³/сут.

Еще большей плотностью мезотрещин характеризуется юго-восточная окраина Даулетабад-Донмезской зоны. Здесь пересекающиеся системы мезотрещиноватости, частью опоясывая газовое поле, а местами (в районе скважин 63, 53, 72) глубоко заходя в его пределы, на этапах тектонической активизации оказывали определяющее влияние на вертикальную сообщаемость неокомского и верхнеюрского комплексов.

Независимо от того, являются ли системы мезотрещиноватости унаследованными и синхронными трассам разломов древнего заложения или возникли только на заключительных (неоген-четвертичных) этапах формирования месторождения, главным остается вопрос об их роли в строении и образовании ловушки. Стратиграфический интервал проникновения и морфологические особенности систем мезотрещиноватости, обладающих повышенной флюидопроводностью, свидетельствуют как об их высокой неотектонической активности, так и о большой роли в фильтрации УВ в послеплиоценовое время.

Таким образом, достаточно хорошая связь верхнеюрского и неокомского комплексов могла быть обусловлена выпадением из разреза разделяющего флюидопора (площадное внедрение флюидов), а также наличием зон мезотрещиноватости (линейное внедрение флюидов). В зонах фильтрации первого типа могут возникать условия благоприятные для естественной сепарации нефти и газа. По-видимому, этим явлением связана локализация жидких УВ в нижнеготеривских отложениях в скв. 50. Линейные зоны повышенной трещиноватости могут служить каналами избирательного обводнения, особенно при больших депрессиях на пласт. Оно может быть тем более опасным, чем более газированными сероводородом окажутся пластовые воды юрского комплекса.

Признаки гидравлической сообщаемости неокомского и верхнеюрского комплексов. Помимо охарактеризованных геологических свидетельств, раскрывающих возможность скрытой разгрузки юрских флюидов, существуют многочисленные прямые признаки их внедрения в неокомские отложения, и одним из наиболее ярких является присутствие H_2S в свободном и воднорастворенном газе готеривского продуктивного горизонта.

В Амударьинском бассейне залежи газа в зависимости от содержания H_2S делятся на два типа: сероводородсодержащие и бессернистые. В нижнемеловых терригенных отложениях распространены главным образом скопления бессернистого газа, сероводородсодержащий газ образует залежи почти повсеместно в подсолевом сульфатно-карбонатном комплексе верхней юры.

В полосе выклинивания или зонах глубокой перфорации дизъюнктивными соляно-ангидритовой толщи кимериджа-титона, где над- и подсолевые горизонты приходят в гидравлическое взаимодействие, возникают благоприятные условия для вертикального перетока сероводородсодержащего газа [7]. В большинстве таких случаев происходит естественная очистка газа от H_2S , следы присутствия которого в виде малых примесей или повышенной пиритизации пород отмечены на многих месторождениях по периферии

Содержание сероводорода в пластовых флюидах готеривского продуктивного горизонта

Номер скважины	Дебит газа, тыс. м³	Дебит воды, м³/сут	Плотность воды, г/см³	H_2S в свободном газе, %	H_2S в спонтанном газе, %	H_2S в воде, мг/л
<i>В зоне высокосернистого газа</i>						
32	808,9	13,9	—	0,0036	—	102*
37	705,0	5,5	0,993	0,0016	—	—
43	739,6	11,8	0,980	0,174	—	—
48	680,1	9,6	—	0,948	—	—
53	721,4	15,6	—	0,38	—	258,9*
54	951,0	5,0	—	0,345	—	334,6*
57	853,0	6,3	—	0,0146	—	244,8*
58	793,0	5,4	—	0,45	—	—
63	636,4	4,4	—	0,5	—	—
72	772,7	8,6	—	0,29	—	—
<i>В зоне низкосернистого газа</i>						
41	838,0	7,2	—	Следы	—	—
45	731,2	67,0	—	0,00013	—	—
67	652,0	3,4	0,980	0,00055	—	—
<i>В скважинах, давших воду и газ</i>						
23	384,8	43,8	1,042	0,035	—	15,6
31	39,2	1339,0	—	0,0055	—	—
55	22,0	720,0	—	Не обн.	—	163,9
<i>В скважинах, давших воду</i>						
71	—	62,5	1,042	—	21,3	552,0
74	—	2,4	1,062	—	—	5,0
76	—	6,48	—	—	12,0	977,5

* Из сепаратора.

ассейна [4]. Однако иногда (Алат, Карабиль, некоторые месторождения северного Афганистана) во вторичных терригенных залежах в терригенных коллекторах H_2S все же сохраняется. Во в существенно более низких концентрациях, чем в верхнеюрских отложениях (например, на Алтае соответственно 0,14 и 3,8 %, на Етымтаге 0,05 и 6,4 %).

Даулетабад-Донмезское месторождение является наиболее своеобразным примером перетока сероводородсодержащего газа из юрских карбонатных отложений в нижнемеловые терригенные. Для зоны сероводородного заражения характерна и весьма показательная пиритизация продуктивных песчаников, приводящая к изменению их окраски от красно-бурой до серой и зеленовато-серой. Плотные алевроитовые и глинистые пропластки в основной массе не изменили своего первоначального бурого цвета. За зоной распространения H_2S газоносный горизонт почти нацело представлен красно- и буроокрашенными порода-

ми, содержащими большое количество рассеянных окислов железа.

Первые сведения о наличии H_2S в свободном газе на месторождении были получены в 1979 г. (скв. 67). В 1980 г. он был установлен в продукции уже пяти газовых скважин (23, 37, 41, 43 и 72), а в 1981 и 1982 гг. — еще в восьми (соответственно скважины 32, 45, 54, 57 и 48, 53, 58, 63). Воднорастворенный H_2S был получен в скважинах 31, 55, 71, 74 и 76 (таблица, см. рис. 1).

По направлению от восточной и юго-восточной окраин месторождения к западу происходит закономерное снижение содержания H_2S , сначала постепенно от 0,95 до 0,1 %, а затем резко до 0,035—0,016 %. За пределами зоны сплошного распространения H_2S едва уловимые его проявления (от следов в скв. 41 до 0,00055 % в скв. 67) фиксируются спорадически и без видимой закономерности.

Содержание воднорастворенного H_2S достигает максимальных значений в законтурных водах восточной части

месторождения (в скважинах 71 и 76 оно соответственно равно 552,0 и 977,5 мг/л). Концентрация H_2S в спонтанном газе по этим же скважинам составляет 21,3 и 10,5 %. На северо-западной (скв. 55) и южной (скв. 31) периферии северного поля месторождения количество воднорастворенного H_2S заметно снижается и составляет 163,9 и 15,6 мг/л. Кроме того, по скважинам (скв. 32, 53, 54, 57) проводилось определение H_2S в отсепарированной конденсационной воде, где его содержание изменяется от 102 до 335 мг/л. В целом приведенные величины концентраций H_2S , особенно в свободном газе, следует рассматривать как минимально возможные, так как продолжительность работы скважин в ряде случаев (особенно в скважинах, исследовавшихся до 1981 г.) могла быть недостаточной для достижения стабильности его выноса к устью.

Накопление H_2S в терригенных породах, особенно в красноцветных песчаниках, обогащенных рассеянными окислами железа, является аномальным. Необычны и другие условия его нахождения на Даулетабад-Донмезском месторождении:

а) присутствие H_2S не во всех частях месторождения;

б) большая площадь распространения H_2S (подзона повсеместного присутствия H_2S при концентрации его более 0,001 % около 1100 км², подзона спорадического проявления H_2S — более 400 км²);

в) большой разброс по площади значений содержаний H_2S ;

г) нарастание концентрации H_2S в свободном газе по восстанию продуктивного горизонта до максимальных значений в наиболее приподнятой части ловушки.

Отмеченные особенности распределения H_2S в основном продуктивном пласте Даулетабад-Донмезского месторождения исключают предположение о совместной (по одному направлению) его миграции с бессернистым газом и свидетельствуют о независимости и разобщенности их источников. Первый несомненно генетически связан с подсолевой регионально сероводородсодержащей сульфатно-карбонатной толщей юры; его привнос в готеривские отложения мог происходить

только на юго-востоке месторождения. Источником же бессернистого газа были меньшие значения характерны для разведочных площадей восточной депрессии Предкопетдагского прогиба Бадхыза и Карабиля (Кагазлы, а на доорогенном этапе и Копетдаурукбели, Карабиль и др.). На таком ской геосинклинали. Характерно, что в собственно Даулетабад-Донмезских окрестностях рассматриваемой зона выделяется более высокими газонакопления проявления и признаками этого показателя, изменяя H_2S в виде продуктов его окисления в основном от 100 до 130 г/л, ния (вплоть до серных оружений) хотя иногда интервал колебаний доприуроченных к зонам повышенной концентрации достигает 85—177 г/л.

Участие пластовых флюидов из подда антиклиналей, известны в беррилах отложений в формировас-нижеваланджинских отложениях гидродинамического потенциала Восточном Копетдаге, бухарских слескоомского водоносного комплекса в Копетдаге и Горного Бадхыза, подтверждается и результатами анапородах олигоцена и нижнего миоцена распределения коэффициентов на Карабилье и др., т. е. на этой территории аномальности пластовых давлений в теории повсеместно устанавливается платформенной части Туркмении [1]. дизъюнктивно-структурный контроль. В Карабиль-Бадхызской зоне подня-вертикальной миграции сероводородный значения коэффициентов аномальности колеблются от 1,2 до 1,5, тогда как к северу от нее они не превышают 1,09. При этом обращает на себя внимание, что только в Даулетабад-Донмезской зоне возрастание энергии пластовых флюидов сопровождается увеличением их минерализации. Последнее объясняется тем, что именно здесь пластовые воды поступают непосредственно из верхнеюрского сульфатно-карбонатного комплекса. На площадях же Кагазлы, Курукбели, Карабиль, Гельчешме и других в формировании ионно-солевого состава пластовых вод неокоского комплекса могли принимать участие и флюиды из нижне-среднеюрских и триасовых отложений.

На Даулетабад-Донмезском месторождении зону вертикальных перетоков следует рассматривать как очертание, что только в Даулетабад-Донмезской зоне возрастание энергии пластовых флюидов сопровождается увеличением их минерализации. Последнее объясняется тем, что именно здесь пластовые воды поступают непосредственно из верхнеюрского сульфатно-карбонатного комплекса. На площадях же Кагазлы, Курукбели, Карабиль, Гельчешме и других в формировании ионно-солевого состава пластовых вод неокоского комплекса могли принимать участие и флюиды из нижне-среднеюрских и триасовых отложений.

Характерная аномалия отмечается в распределении пластовых температур. При снятии регионального фона, оцененного по результатам наиболее надежных геотермических исследований в скв. 6, выяснилось, что практически во всех скважинах, расположенных в ореоле предполагаемой зоны вертикальных перетоков флюидов (скважины 12, 13, 17, 22, 23, 28 и др.), замеренные пластовые температуры отличаются положительным, а вне его — отрицательным (или нулевым) приращением.

Кинематика формирования месторождения. В современной структуре Даулетабад-Донмезского месторождения и сопредельной территории на уровне продуктивных отложений главную роль играют два структурных

гребня, которые могли контролировать пути миграции газа. Южный, собственно Даулетабадский, западнее месторождения продолжается в направлении Хангиренской брахиантиклинали, расположенной на внутреннем борту Предкопетдагского прогиба. Северный, образованный Шеркель-Донмезским гемивалом, переходящим в Тедженский вал, обеспечивает структурную связь моноклиальной части месторождения с Тедженской депрессией Предкопетдагского прогиба. Заложение этих структурных элементов датируется поздним мелом, когда перепад высот шатлыкского горизонта между Гумбезлийским (скв. 22) и Донмезским (скв. 30) участками достигал 200 м. К концу палеогена он увеличился до 750 м при среднем уклоне кровли горизонта около 12 м/км.

Палеоструктурные соотношения уже в палеогеновое время делали возможной миграцию газа в пределы Даулетабадской площади. Источником газа могло служить органическое вещество пород, накапливавшихся в Копетдагской геосинклинали, где мощность только мел-палеогеновых отложений превышала 3,5 км. Однако на этом этапе более благоприятные условия для аккумуляции газа существовали в юрском карбонатном комплексе, который возможно не был гидродинамически связан с готеривским горизонтом. В готеривских песчаниках формирование сколько-нибудь значительной залежи лимитировалось отсутствием ловушки.

В геологической истории Даулетабад-Донмезской площади с точки зрения создания условий для формирования месторождения гораздо более важное значение имеет новейший этап развития. На рубеже среднего и позднего плиоцена резко изменились темпы прогибания по линии Тедженская депрессия — Даулетабадский гемивал. По сравнению с предшествующими этапами скорость погружения этих элементов увеличилась более чем в 20 раз.

Активнейшее плиоцен-четвертичное компенсационное прогибание депрессии, синхронное крупноамплитудному горообразованию в условиях горизонтального сжатия в сопредельном Восточном Копетдаге, обусловило им-

пульсную генерацию газа. Существенное замедление темпов прогибания Даулетабадского гемивала, а затем и его резонансное воздымание при формировании структур Бадхыза обеспечили благоприятные условия для активной «концентрированной» миграции газа по восстанию шатлыкского горизонта. Из-за сокращения мощности и выклинивания последнего несколько южнее Даулетабадского гемивала дальнейшее перемещение газа на юг было невозможно.

Формирование (активизация) на новейшем этапе полос интенсивной мезотрещиноватости, сокращение мощности валанжин-нижнеготеривских отложений, увеличение к юго-востоку доли проницаемых разностей, а также выклинивание верхнеюрской сульфатно-галоидной (гаурдакской) покрышки создали геологическую обстановку, благоприятную для вертикальных межпластовых перетоков флюидов.

Энергетически более активные флюиды верхнеюрской карбонатной толщи, проникая по субвертикальным зонам повышенной проводимости в готеривский емкостный горизонт, образовали пояс газожидкостной блокады, разделив газовое поле месторождения на две крупные залежи — южную и северную. При этом протяженные системы мезотрещиноватости из-за активного движения по ним высоконапорной жидкости (воды с газом), вязкость которой при существующих термодинамических условиях мало отличается от вязкости пластового газа, образовали трещинно-водоносные зоны, экранирующие газовые залежи. Активное субсовременное внедрение высоконапорных юрских флюидов в продуктивные песчаники неокома в юго-восточной части Даулетабад-Донмезской зоны подтверждается высокими приведенными напорами пластовых вод, закономерно убывающими в северо-западном и западном направлениях. Приведенные напоры в юрских (скв. 6, 1-ВД) и неокомских (скв. 10, 22) отложениях практически одинаковы [5].

Механизм такого блокирования может быть аппроксимирован процессом искусственного заводнения крупных нефтяных залежей. В отличие от него роль вытесняющего (блокирующего) агента в естественных условиях Дау-

летабад-Донмезского месторождения: 1) «наведенного» H_2S и резкие колебания его концентрации; 2) повышенная растворенность газа в свободном газе; 3) содержание в свободном газе юрской региональной кислоты; 4) распределение полей газосодержания. При внедрении температур, положительную аномалию под большим давлением такой жидкости в юго-восточной части месторождения и ее разгазирования в продуктивных горизонтах; 7) различия в составе и содержании горизонтов могут возникать в конденсате на севере и юге зоны местных сопротивлений, при месторождении.

птяствующих миграции газа при ф. Таким образом, «газовое тело» дан-мировании залежи. Конфигурация этого месторождения в масштабе геоло-ны блокады в общих чертах определительского времени находится в неу-ется положением полос мезотрещинной подвижном состоянии. Для-ватости — поступление верхнеюрской трезка времени, необходимого для-флюидов активно осуществляется разработки, газовая залежь месторож-юго-востоке, на участке гипсометрирования может быть охарактеризована-ски более приподнятом и «разбкак неустойчиво-равновесная, из-за-том», а по мере удаления от него газного в процессе эксплуатации возмож-гидродинамическая связь уменьшаются негативные эффекты. Главнейший-ся. Так как проницаемость систем из них, несомненно, может быть свя-зотрещиноватости по их простираны с искусственной дестабилизацией-может существенно меняться, темпы динамически равновесного раздела-масштабы внедрения газожидкостногаз — вода, особенно там, где послед-смеси в продуктивный пласт в разныя залегают гипсометрически выше-частях системы различны. Это можетгаза. Если депрессионные воронки-обусловить динамичность и извилираспространяются до этих границ уже-тый характер границ раздела газ-на начальных этапах разработки, плас-вода. Последнее, как нам кажется, вода сверху неизбежно приведет-подтверждается результатами бурения интенсивному избирательному об-скважин 27, 31, 117 и 10. воднению залежи. Опасность обводне-

Поэтому Даулетабад-Донмеское месторождение (зона газонакопления рассматривается нами:

— по условиям нахождения (каналов фильтрации может резко воз-
растания) газа — экранированного течи при снижении давления в залежи.
па с высоконапорной газожидкостной блокадой;

— по времени аккумуляции газа — как еще находящееся в состоянии не установившегося динамического равновесия («газ на марше»);

— по механизму формирования — как месторождение тектонодинамического возбуждения, определяющего специфику генерации, миграции и накопления газа.

УДК 553.98 : (260+265+267)
А. ЗАБАНБАРК (Ин-т океанологии АН СССР)

Возможные нефтепроизводящие в недрах Мирового океана

При поисково-разведочных работах на нефть и газ в пределах материковых окраин акваторий, для которых количество данных о геологическом строении, геохимических и термобарических режимах недр недостаточно, а зачастую они полностью отсутствуют, необходимо руководствоваться основопола-

на. — Геология нефти и газа, 1980, № 6, с. 20—26.

2. Амурский Г. И., Кубасов И. М., Соловьев Н. Н. Прогноз газоносности юга Туранской плиты. — В кн.: Вопросы газоносности европейской части СССР и среднеазиатских районов. М., изд. ВНИИГАЗа, 1976, с. 91—103.
3. Амурский Г. И., Соловьев Н. Н. Тектоническая трещиноватость продуктивных карбонатных толщ газовых месторождений. М., ВНИИГазпром, 1973.
4. Амурский Г. И., Соловьев Н. Н. Основные факторы, лимитирующие промышленное накопление сероводорода в природных газах. — В кн.: Геология природного газа (Полезные компоненты природных газов — условия формирования и ресурсы). М., изд. ВНИИГАЗа, 1979, с. 72—78.
5. Байрамов А., Карриев А. Ч. О результатах гидрогеологических исследований скважин Даулетабад-Донмезского газоконденсатного месторождения. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1982, № 1, с. 71—81.
6. Газоконденсатная характеристика Даулетабадского месторождения [А. И. Гриценко, Т. Д. Островская, В. А. Хлебалькин, В. В. Юшкин. — Газовая промышленность, 1982, № 4, с. 36—38.
7. Закономерности размещения и условия формирования залежей сероводородсодержащих газов / Г. И. Амурский, Э. С. Гончаров, Н. Н. Соловьев, И. П. Жабрев. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 3—16.
8. Мирзаханов М. К., Кубасов И. М., Халлиев С. П. Даулетабад — первое газовое месторождение на Бадхызе. — Геология нефти и газа, 1975, № 8, с. 76—77.
9. Направление геологоразведочных работ на нефть и газ на Бадхыз-Майманинском поднятии / Л. Н. Смирнов, К. Н. Кравченко, Н. И. Кошелев и др. — В кн.: Геологическое строение и критерии прогноза нефтегазоносности Средней Азии. М., 1980, с. 5—38 (Тр. ВНИГНИ, вып. 220).
10. Сероводород Даулетабад-Донмезского месторождения: масштабы и особенности распространения / Г. И. Амурский, И. П. Жабрев, Г. А. Зотов и др. — Газовая промышленность, 1982, № 11, с. 16—17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алехин С. Н.* Коэффициент аномальности пластового давления при оценке газоносности платформенной части Туркмениста-

УДК 553.98 : (260+265+267)

А. ЗАБАНБАРК (Ин-т океанологии АН СССР)

Возможные нефтепроизводящие толщи в недрах Мирового океана

При поисково-разведочных работах на нефть и газ в пределах материковых окраин акваторий, для которых количество данных о геологическом строении, геохимических и термобарических режимах недр недостаточно, а зачастую они полностью отсутствуют, необходимо руководствоваться основопола-

гающими геологическими предпосылками сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности. Выявление региональных закономерностей в размещении нефти и газа позволит нам более рационально направить геологические изыскания в сложных условиях акваторий. С этой целью рассмотрим

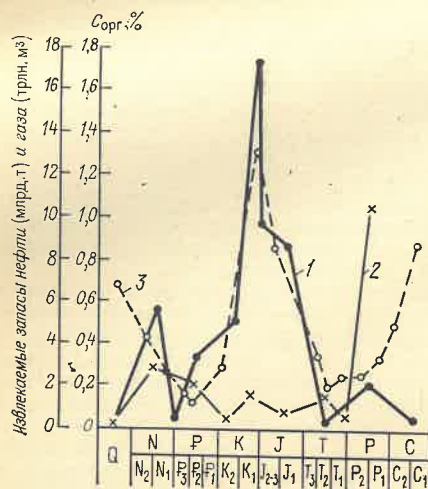


Рис. 1. Распределение в разрезе фанерозоя периферии океанов запасов нефти (1), газа (2) и концентраций $C_{орг}$ (3)

в сравнительном плане распределение в разрезе осадочного чехла материковых окраин нефтегазовых ресурсов и концентраций рассеянного органического вещества.

Характер размещения ресурсов нефти и газа в разрезе фанерозоя в целом на шельфах Мирового океана освещен ранее в работе [2]. Информация о распределении концентрации $C_{орг}$ в мезозойско-кайнозойских толщах материковых окраин взята из работы [1], в которой основная часть массива подвергнутых обработке данных является результатом измерений $C_{орг}$ и геохимического изучения кернов скважин, пробуренных с исследовательского судна «Гломар Челленджер», а около 20—25 % общего объема составляют данные по ряду прибрежных регионов. По палеозойским отложениям использованы результаты исследований А. Б. Ронова [3].

Анализ указанных материалов позволил выявить соотношения между запасами нефти и газа, а также концентрацией $C_{орг}$ и выразить эти величины в виде графиков (рис. 1). При их рассмотрении прежде всего обращает на себя внимание четко выраженная прямая корреляционная зависимость между величинами запасов нефти и концентрации $C_{орг}$ для подавляющей части возрастных подразделений фанерозоя. Построенные в линейном масштабе графики изменения

этих параметров следуют субпараллельно в стратиграфическом интервале от олигоцена до перми, причем вид надежно зафиксирован соответствующими точками. Как максимум значений этих параметров по нижнемеловым и верхнеюрским отложениям так и пониженные значения рассматриваемых величин по смежным стратиграфическим комплексам отображают генетическую связь между запасами нефти и толщами, наиболее обогащенными рассеянным органическим веществом (РОВ). Толщи этого возраста в разрезе фанерозоя отличаются не только максимальными концентрациями органического вещества, но наиболее благоприятным в отношении нефтегазообразования качественным составом.

Таким образом, установленная закономерность свидетельствует о доминирующей сингенетичности нефтематеринских и нефтегазосодержащих толщ в осадочном чехле материковых окраин. В качестве подтверждения вышеизложенного обратимся к работе [7]. Ряд иностранных компаний, исследуя центральную часть моря Бофорта, обнаружили на глубине 1800 и 3000 м песчаных отложениях неогенового нижнемелового возраста геохимически зрелое органическое вещество, сингенетичное с нефтегазонасыщенными образованиями (месторождения Копаноар и Укалерк).

В крайних отделах шкалы фанерозоя, т. е. по наиболее молодым толщам рассматриваемого стратиграфического диапазона, прямая корреляция между содержанием $C_{орг}$ и запасами нефти сменяется обратной — повышению содержания $C_{орг}$ отвечает снижение запасов нефти (см. рис. 1). Установленная по четвертичным отложениям в сравнении с доминирующим фоновым обратная корреляционная связь между рассматриваемыми параметрами безусловно определяется тем, что этот стратиграфический комплекс, находясь неглубоко под дном океана, не испытал условий катагенеза и не смог реализовать свой нефтематеринский потенциал.

Нет достаточной информации о распределении $C_{орг}$ в палеозойских отложениях континентальных окраин. Однако снижение запасов нефти в палео-

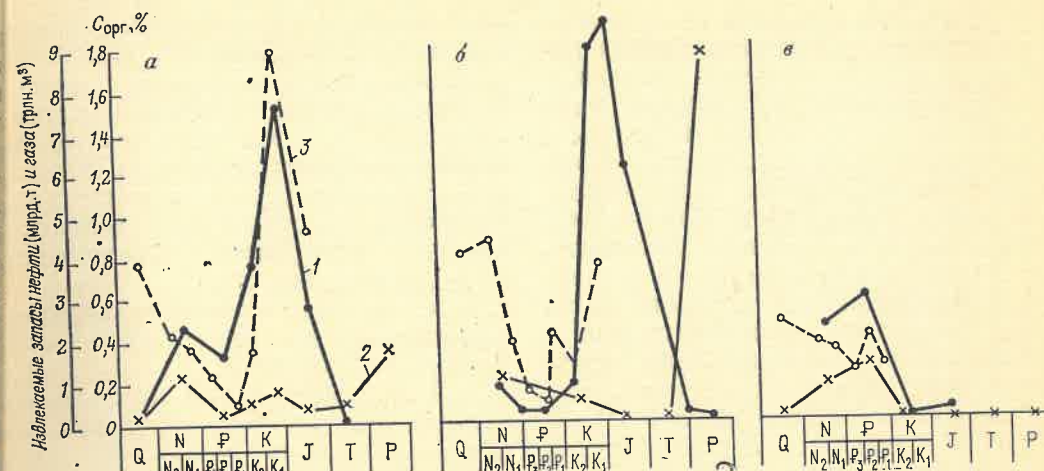


Рис. 2. Распределение ресурсов нефти (1), газа (2) и концентраций $C_{орг}$ (3) в стратиграфических горизонтах периферии Атлантического (а), Индийского (б) и Тихого (в) океанов

зойских образованиях может быть объяснено влиянием следующих двух факторов: 1) недостаточной изученностью этих, как правило, более глубоко залегающих отложений и 2) расконсервацией некоторых скоплений нефти, формирование которых шло в относительно более раннее геологическое время.

Из описанной выше последовательности изменения по разрезу фанерозоя содержания $C_{орг}$ и запасов нефти вытекает важный генетический вывод — запасы жидких углеводородов находятся в недрах Мирового океана в строгом соответствии с распределением нефтематеринского органического вещества. Другими словами, толщ осадочного чехла фанерозоя, обладающие хорошими нефтематеринскими характеристиками, являются основными нефтеносными комплексами. Этот важный вывод служит убедительным подтверждением ведущей роли латеральной миграции углеводородов в процессах аккумуляции нефти в залежи — одного из основополагающих положений теории осадочно-миграционного происхождения нефти.

Несколько иначе, но столь же выразительно отражает осадочно-миграционное происхождение углеводородов в недрах материковых окраин и распределение запасов природного газа. Как видно из рис. 1, в изменчивости коррелируемых значений ясно выделяются два максимума сосредоточения запасов газа — в нижней и верхней

частях разреза, соответственно в неогеновых и пермских осадках. К этим максимумам относятся основные количества природного газа в верхней и нижней (главной) зонах газообразования.

Если рассматривать размещение ресурсов нефти и газа во взаимосвязи с распределением содержания $C_{орг}$ отдельно по материковым окраинам, то обнаруживаются существенные различия. Практически однотипный, описанный выше исходя из общемировых данных характер соотношения между коррелируемыми параметрами сохраняется лишь по Атлантическому и Индийскому океанам (рис. 2, а, б). Здесь максимумы запасов нефти и газа приурочены к отложениям мелового, преимущественно нижнемелового возраста.

Осадочная толща континентальной окраины Тихого океана (см. рис. 2, в) характеризуется в целом пониженными исходными содержаниями РОВ для нефтеобразования [1] и соответственно относительно низкими запасами нефти и газа [2]. При этом наблюдается и иной вид распределения коррелируемых величин в довольно узком диапазоне стратиграфических интервалов разреза: относительные максимумы запасов нефти и газа отмечаются в палеогеновых отложениях, весьма низкие в юрских, а в толщах мелового возраста промышленные их залежи к настоящему времени практически не выявлены.

И снова обнаруженное расхождение в распределении рассматриваемых параметров по океаническим бассейнам и стратиграфическому разрезу недр периферии Тихого океана может быть объяснено только с позиции теории осадочно-миграционного происхождения нефти и газа. При этом необходимо принять во внимание значительные различия в геологическом (структурно-формационном) строении и истории развития, геотемпературных и литофизических условиях недр континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов, с одной стороны, а Тихого океана — с другой. Именно поэтому в настоящее время, как известно, общепринято выделять материковые окраины двух типов: пассивные, к которым относятся периферии Атлантического и Индийского океанов, и активные — Тихого океана. Для недр последнего характерен напряженный геотермический режим при относительно слабой литофизической «зрелости» кайнозойских толщ. Это обусловило существенное сближение в вертикальном разрезе главных зон генерации нефти и газа, наличие соответствующих для неуплотненных осадков обстановок, в которых значительно реже, чем на пассивных окраинах, формируются флюидогазоупоры. Обоснования этих специфических обстановок на основе количественных расчетов приведены в работе [1]. Главные нефтепроизводящие толщи — нижний мел и верхняя юра — здесь в одних регионах слагают складчатый покров осадочного чехла шельфов, в других — участвуют в строении поднадвигового структурного этажа, однако в обоих случаях отсутствует надежная консервация скоплений углеводородов.

В районе Арктического склона Аляски [6] и моря Бофорта [7] нефтематеринскими считаются толщи нижнемеловых и неогеновых отложений, в результате чего выделены два генетических типа нефтей в этих реги-

онах. Результаты тщательно обработанных исследований по различным регионам континентальных окраин Мирового океана приводили разные авторы [4, 5, 6] к одним и тем же выводам — нефтепроизводящими в каждом отдельном случае являются нижнемеловые, верхнеюрские и неогеновые осадки на перифериях Атлантического и Индийского океанов.

В результате выполненного корреляционного анализа можно сделать следующие выводы.

1. В осадочном чехле материковых окраин наблюдается доминирующая сингенетичность нефтепроизводящих нефтесодержащих толщ.

2. Распределение углеводородов осадочно-породных бассейнах акваторий подчинено закономерностям, отражающим их осадочно-миграционное происхождение.

3. Проявления осадочно-миграционного происхождения скоплений углеводородов на шельфах пассивных и активных материковых окраин различны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генетические закономерности нефтегазоносности акваторий/А. А. Геодекян, В. Я. Троцюк, Ю. М. Берлин, В. Л. Пилиак. М., Недра, 1980.
2. Геодекян А. А., Забанбарк А. Распределение запасов нефти и газа в разрезе фанерозоя континентальных окраин. — Сов. геология, 1983, № 3, с. 15—19.
3. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М., Наука, 1980.
4. Bushnell H. Unconformities-key to North Slope oil. — Oil and Gas J., 1981, v. 79, N 2, p. 114—116.
5. Claret J., Jardiné S., Robert P. La diversité des roches mères pétrolières: aspects géologiques et implications économiques à partir de quatre exemples. — Bull. Cent. rech. explor. prod. Elf-Aquitaines, 1981, v. 5, N 2, p. 383—417.
6. Magoon L. B., Claypool G. E. Two oil types on North Slope of Alaska implications for exploration. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 4, p. 644—652.
7. More Beaufort incentives urged. — Oilweek, 1979, v. 30, N 32, p. 37.

ДК 553.061.12/.17+553.435 (234.853)

Б. БОРОДАЕВСКАЯ, А. Г. ЗЛОТНИК-ХОТКЕВИЧ,
И. ПИРОЖОК, Е. П. ШИРАЙ (ЦИНГРИ)

Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения

Современные представления о генезисе колчеданных руд базируются на многочисленных данных, полученных при изучении глубоко вскрытых горными выработками месторождений мира, и подтверждаются изучением сульфидных руд, формирующихся в наши дни на дне морей и океанов. Как это показано В. И. Смирновым и рядом других исследователей, конформность рудных залежей с вмещающими вулканитами, участие руд в складчатости, наличие прослоев осадочных пород, слоистые и оползневые текстуры и многие другие признаки свидетельствуют о тесной временной и пространственной связи рудообразования с базальтоидным раннегеосинклинальным вулканизмом при существенной роли гидротермально-осадочного механизма отложения рудного вещества.

На первых этапах изучения Учалинского колчеданного месторождения М. Б. Бородаевская, П. И. Пирожок и другие исследователи предполагали, что отложению рудного вещества предшествовали складчатые и разрывные деформации, и современные элементы залегания руд близки к первичным. Однако по мере вскрытия месторождения горными выработками появились противоречащие этим представлениям данные о положении рудоподводящего канала, ориентированного по нормали к плоскости залежи [13], и о существенной роли в ее составе руд с признаками, типичными для гидротермально-осадочных образований [11, 12]. Это определило необходимость пересмотра ранее сложившихся представлений и анализа истории развития рудовмещающей структуры на основе палеореконструкций на период, близкий к рудообразованию.

Проведенные исследования, наряду с анализом распределения рудных компонентов и минеральных ассоциаций

в пределах рудной залежи, позволили сопоставить строение и историю формирования Учалинского месторождения с типовой моделью формирования колчеданных руд с учетом не только процессов первичного рудоотложения, но и преобразования рудных залежей в процессе метаморфизма вмещающих пород.

Известно, что на многих колчеданных месторождениях отмечаются признаки одновременного отложения рудного вещества, выраженные цементацией и замещением одних минералов другими, образованием брекчиевых руд, различной степени изменения рудного вещества в подошве и в кровле рудных залежей, а также в обломках брекчий и их цементе. Эти особенности, свойственные колчеданным рудам большинства месторождений Урала и ряда других провинций, привели многих исследователей к выводу о совмещении в пределах одних и тех же рудных залежей продуктов субмаринного гидротермально-осадочного рудоотложения (серноколчеданные руды) и эпигенетической медно-цинковой минерализации [3, 14]. Не всегда объяснимы с позиции моногенного рудоотложения наблюдаемые на многих месторождениях резкие, часто ступенчатые изменения мощности рудных тел с концентрацией продуктивных минеральных ассоциаций в раздувах.

Разделяя взгляды В. И. Смирнова, Г. П. Щербы, П. С. Скрипченко и ряда других исследователей о полигенном и полихронном образовании колчеданных руд, авторы хотят обратить внимание на то, что наблюдаемые на ряде месторождений отдельные признаки разновозрастности рудного вещества могут объясняться диагенетическими преобразованиями, а резкие изменения мощности — первичной скульптурой рельефа морского дна в обла-

сти рудной седиментации, что достаточно четко видно на примере Учалинского месторождения на Южном Урале. Залежь колчеданных руд на этом месторождении, несмотря на изменение своего первичного субгоризонтального положения до субвертикального [11, 13], не испытала существенных метаморфических преобразований, сохранив многие особенности первичных текстур и структур руд, морфологии и распределения минеральных ассоциаций.

Учалинский рудный район расположен в Учалинско-Ащевутаской структурно-формационной зоне Восточно-Магнитогорской эвгеосинклинали, в области северного замыкания Магнитогорского мегасинклинория, где происходит сближение Западной и Восточной эвгеосинклиналей, участвующих в его строении [9]. Глубинные разломы, разделяющие структурно-формационные зоны в пределах этих палеоструктур, здесь сближены, в связи с чем ширина зон резко сокращена. Многократное возобновление движений по этим разломам обусловило интенсивную деформацию первичных вулканических структур.

Разрез вулканогенных пород района начинается с базальтоидов однородной формации (S_2-D_1). На них залегают базальтоиды контрастной формации (D_{2ef}), общей мощностью более 3 км, в верхах которой локально прослежен горизонт вулкаников липарито-дацитового состава переменной мощности (от первых десятков до 400 м). В основании базальтоидов, лежащих выше липарито-дацитов, наблюдается прерывистый горизонт вулканомиктовых образований, мощность которых колеблется от нуля до нескольких десятков метров. Разрез венчается кремнистыми сланцами мукасовского горизонта (D_{3f}). Они залегают со стратиграфическим и структурным несогласием на описанных выше вулканиках и развиты неповсеместно.

Месторождение расположено на восточном крыле Учалинской антиклинали, возникшей на месте вулканической палеогряды, сложенной базальтоидами контрастной формации [9]. Структура месторождения всеми исследователями рассматривается как деформированная вулканическая постройка липари-

то-дацитов, расположенная на восточном склоне базальтоидной гряды, фиксирующаяся по локальным раздувам мощности (до нескольких сотен метров) кремнекислых пород. Восточное крыло антиклинали сдвинуто по крутопадающему разлому, который контролирует положение разновозрастных гипабиссальных и субвулканических интрузий. Южное и северное замыкания складки сжаты и осложнены мелкой складчатостью (вплоть до плейстокастов). Форму их удалось реставрировать по залеганию слоистости вулканогенно-осадочных пород.

Рудная залежь расположена в восточном боку липарито-дацитов на контакте с перекрывающими их базальтами; на флангах она перекрыта мощным чехлом флюидальных липарито-дацитовых лав и их туфов. На южном и северном флангах залежь представляет собой уплощенное, падающее почти вертикально линзовидное рудное тело, согласное с напластованием (рис. 1, а, б, д). В центральных частях форма ее определяется наличием двух крупных раздувов, разделенных пережимом. Южный из них в поперечном сечении имеет форму параллелепипеда с близвертикальными западным и восточным контактами и пологопадающими к востoku верхним и нижним ограничениями (рис. 1, г). К северу мощность рудного тела сокращается, и оно в виде крутопадающей линзы прослеживается в контакте кислых и основных пород. Постепенное увеличение мощности обусловливает наличие второго, северного ее раздува (рис. 1, е).

Палеорекострукции, проведенные на основе литолого-фацеального анализа, показали, что формирование купола липарито-дацитов происходило в пределах локальной палеодепрессии на поверхности базальтоидов, залегающих в восточном крыле современной структуры. Углы наклона бортов депрессии, реконструируемые по положению прослоев вулканогенно-осадочных пород в базальтоидах, составляли не более 10—15%. Мощность липарито-дацитов, наибольшая в центральной части депрессии (несколько сотен метров), резко сокращается на ее бортах (рис. 2). Поверхность купола, свою очередь, осложнена узкой де-

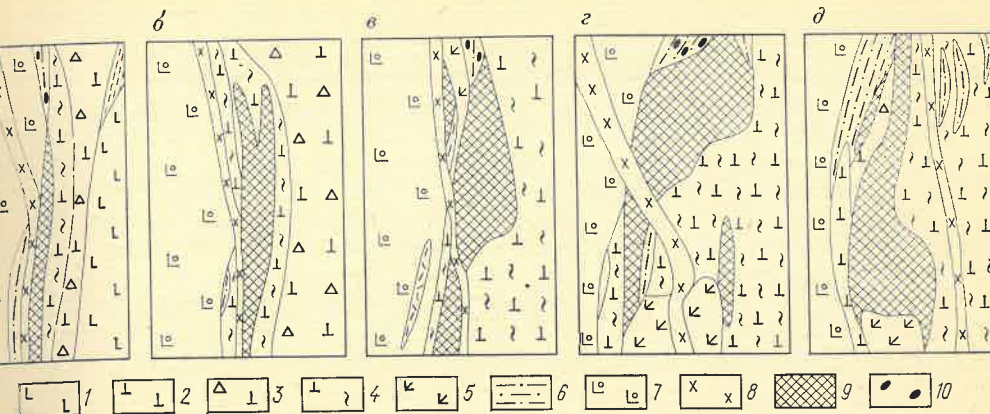


рис. 1. Поперечные геологические разрезы через рудное тело: а — северный фланг, б, г — центр, д — южный фланг месторождения; 1—7 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы: 1 — афировые массивные базальты рудной толщи, 2—4 — липарито-дациты (2 — лавы, 3 — лавобреккии и грубообломоч-

ные туфы, 4 — гидротермально-измененные нерасчлененные породы), 5 — лавы порфировых базальтов промежуточного горизонта, 6 — туфогенно-осадочные, преимущественно ритмично-слоистые породы, 7 — афировые крупношаровые базальтовые лавы рудной толщи; 8 — дайки габбро-диоритов; 9—10 — колчеданные руды: 9 — сплошные, 10 — рудокласты

прессией с крутыми западным и восточным и пологими северным и южным бортами, как бы отчленяющими локальный северный выступ палеокупола от основного его тела. Внутреннее строение купола не удалось расшифровать в связи с интенсивным расщеплением и глубокими гидротермально-метасоматическими преобразованиями слагающих его пород. Отметим лишь широкое распространение вулканокластов с обломками различных размеров (вплоть до агломератов) и лавовых фаций с характерной столбчатой отдельностью, часто подчеркнутой гидротермальными изменениями пород. В пределах депрессий, осложняющих поверхность купола, широко развиты вулканомиктовые слоистые отложения.

Разрез толщи кислых пород на севере венчается маломощным (10—15 м) плащом игнимбритовидных, пемзовых и литовитрокластических туфов, часто переслаивающихся с туфопесчаниками и тонкослоистыми туффитами. Обилие вулканомиктового материала в крыле липарито-дацитов палеовулканической структуры и прослоев слоистых обломочных пород в основании перекрывающих ее шаровых базальтов свидетельствует о том, что палеодепрессия, вместившая липарито-дациты, не была компенсирована на стадии завершения кислого вулканизма. Более того, локальное развитие туфопесчаников, кремней и переслаиваю-

щихся с ними туфов липарито-дацитового состава в более высоких горизонтах разреза базальтоидов должно рассматриваться как указание на унаследованное прогибание структуры и в период накопления базальтоидов, перекрывающих липарито-дацитовый купол. Главные раздувы залежи унаследованы от палеожелоба на поверхности липарито-дацитов на склонах северного выступа купола. При этом южный фланг желоба (более глубокий и узкий) выполнен рудным телом большой мощности с характерной сундучной формой в разрезе.

Северный раздув рудного тела определяется конфигурацией менее глубокой и более широкой части депрессионной структуры. Над центральной частью северного выступа купола устанавливается маломощное рудное тело, соединяющее северный и южный раздувы (см. рис. 2). По простиранию залежь резко сокращается по мощности вплоть до полного выклинивания на северном и южном бортах палеодепрессионных структур.

Указанные особенности морфологии Учалинской залежи колчеданных руд, отражающие скульптуру палеоповерхности подстилающих липарито-дацитов, закономерно сочетаются с размещением горизонтов вулканомиктовых пород, содержащих обломки рудного материала. Последние, имея преимущественно пиритовый или халькопирит-пиритовый состав, повсеместно на-

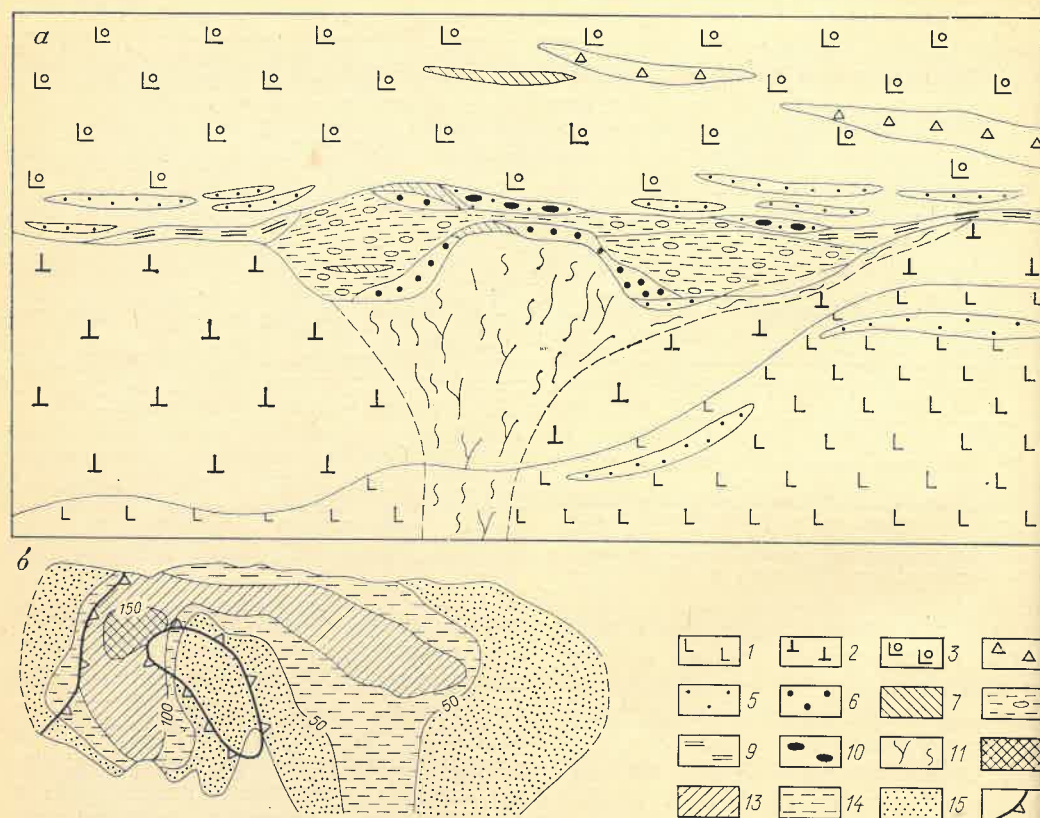


Рис. 2. Продольный разрез месторождения до складчатости (а) и проекция изомощностей руд на осевую плоскость рудного тела (б)

1 — базальты подрудной толщи; 2 — липарито-дациты; 3 — базальты надрудной толщи; 4 — туфы базальтов; 5 — туфогенно-осадочные породы; 6 — массивные серноколчеданные руды; 7 — массивные медно-цинковые руды; 8 — брекчиевидные грубоэризмич-

ные руды с обломками халькопирит-пиритового става и пирит-сфалеритовым цементом; 9 — ритмично-слоистые руды; 10 — рудокласты; 11 — зоны прожилковой минерализации и кварц-серпичитовых менений; 12—15 — мощности рудного тела, в м. (по убывающей); 16 — границы максимальной мощности кислых пород (купола)

блюдаются в местах раздувов рудных тел, где они сцементированы туфопесчаным материалом. Кроме того, скопления рудокластов отмечены и в прогнутых участках кровли рудной залежи (см. рис. 2). Здесь они цементируются тонкозернистой хлоритовой массой, образованной, вероятно, на месте илистого палагонитового осадка, как и на Летнем месторождении [4]. Рудокласты обнаруживают отчетливую сортировку по крупности, многие из них частично окислены и содержат гетитовые каемки.

Таким образом, анализ положения Учалинской залежи колчеданных руд во вмещающей ее палеовулканической структуре, а также соотношения сплошных руд и пород, содержащих их обломки, позволяют предполагать, что рудоотложение и тесно связанные с ним процессы размыва рудного ве-

щества происходили на палеоповерхности липарито-дацитов.

Рудоподводящий канал, по-видимому, был расположен в пределах северного выступа купола липарито-дацитов, разделяющего северный и южный раздувы рудного тела. Он фиксируется в виде широкой зоны серицитолитов серицитсодержащих кварцитов, пронизанных обильными прожилками сульфидов, вплоть до развития штокверно-прожилково-вкрапленных руд.

Обратимся теперь к особенностям внутреннего строения рудного тела. Главными минералами Учалинской залежи являются пирит, халькопирит, сфалерит, в незначительных количествах встречаются галенит, блеклые руды, магнетит, борнит и другие минералы, характерные для уральских колчеданных руд. Нерудные представлены серицитом, кварцем, баритом, хлестом

сломом, цоизитом, эпидотом, карбонатом, составляющими в сумме несколько процентов. Соотношение меди и цинка определяется величиной 1:3,5. Н. В. Петровской и А. В. Касьянову [10] принадлежит наиболее полное описание вещественного состава руд, в которых были выделены раннепиритовая, халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая, барит-кварцевая и ознятия пиритовая минеральные ассоциации; первые три составляют большую часть рудного тела. При этом предполагалось многостадийное формирование рудного тела с разделением стадий интерминерализационными перерывами.

Наблюдения в процессе широкого вскрытия месторождения горными выработками заставляют подойти к расчленовке пространственного распределения промышленных сортов руд и их текстурных типов с иных позиций. И. И. Пирожок и А. Г. Злотник-Хотевич [11] пришли к выводу о формировании руд в субмаринной обстановке с их последующими складчатостями и деформациями. В более поздней работе А. А. Малахова и др. [5] образование руд также связывается с гидротермально-осадочным процессом, однако наиболее широко распространены брекчиевые текстуры руд рассматриваются как возникшие при постдиagenетическом дроблении и цементации более поздними порциями растворов.

Главными текстурными типами руд являются:

1) массивная (зернистая и афанитовая с незначительными реликтами метакolloидного сложения), характерная в основном для руд существенно пиритового и халькопирит-пиритового состава;

2) брекчиевидная и брекчиевая, представленная несколькими разновидностями: а) обломки пиритового состава в пиритовом же цементе;

б) обломки пиритового состава в халькопирит-пиритовом цементе; в) обломки пиритового и халькопирит-пиритового состава в сфалерит-пиритовом цементе (последняя разновидность преобладает).

3) слоисто-полосчатая с чередованием слоев различного состава — гема-

тит-кремнистых, силикатных (туфопесчаных) и сульфидных.

Остальные текстурные типы — пятнисто-сгустковые, сетчато-прожилковые и др. — имеют подчиненное значение. Руды указанных текстурных типов размещены в теле залежи закономерно.

Массивные текстуры характерны главным образом для серно- и медно-колчеданных руд и представляют собой неравномерно-зернистый (0,2—3,0 мм) агрегат зональных кристаллов пирита, интерстициальные промежутки в котором выполнены кварцем, халькопиритом, редко сфалеритом. Крайне редко в этих рудах встречаются нечеткие реликты метакolloидных структур. Наиболее значительное скопление не испытавших дезинтеграции существенно пиритовых руд массивной текстуры установлено в пережиме рудного тела, соединяющем его южный и северный раздувы, т. е. непосредственно над предполагаемым рудоподводящим каналом и вблизи от него в основании рудной залежи.

Слоисто-полосчатые руды составляют основной объем северного и южного флангов залежи. Они представлены чередованием слоев мощностью от 1 мм до 10—15 см существенно сульфидных (пиритовых, пирит-халькопиритовых, пирит-сфалеритовых), гематит-кремнистых и туфопесчаных слоев, причем для большей их части характерно ритмичное строение, обусловленное закономерным чередованием слоев различного состава и ярко выраженной сортировкой зерен пирита по крупности в сульфидных слоях — от 2—10 мм в подошве слоя до 0,05 мм в его кровле (рис. 3). Количественные соотношения петрогенного и рудного материала колеблются в широких пределах. Изучение строения слоистых руд показало, что в их составе участвуют как переотложенный кластический материал (главным образом пирит, а также зерна кварца, титанистых минералов, осколки полевых шпатов, чешуйки слюды), так и продукты отложения из растворов — кремнезем, барит, сфалерит, блеклая руда, пирит, образующие метакolloидные агрегаты, которые цементируют осколки кластогенного пирита [11].



Рис. 3. Ритмичные руды фланговых частей рудного тела

1 — обломки массивных пиритовых и халькопирит-пиритовых руд; 2 — пиритовые песчаники с кремнисто-сфалеритовой цементирующей массой; 3 — то же, с преобладанием цемента над обломками; 4 — кремнисто-гематитовые слои

Руды брекчиевой и брекчиевидной текстуры развиты преимущественно в пределах наиболее мощных частей залежи, причем они связаны со слоистыми рудами флангов постепенными переходами, выраженными увеличением размерности обломков и уменьшением доли петрогенной составляющей по направлению к центру залежи, а также возрастанием мощности ритмов в ее раздувах. В основании залежи в таких переходных участках иногда наблюдаются кварц-гематит-пиритовые слоистые руды, к которым со стороны лежащего бока подходит штокверк сульфидных прожилков. Вверх по разрезу рудного тела, в направлении от

лежащего бока к висячему, наблюдаются несколько ритмов (2—6 и более) для которых характерно обилие обломков в различной степени зернистости пирит-халькопиритовых и пиритовых руд в сфалерит-пиритовом цементе с ясными реликтами метаколлоидного сложения.

В пределах каждого ритма отмечается приуроченность крупных (до 20 см в диаметре) обломков к поверхности при постепенном уменьшении к его кровле. Формы обломков угловато-округлые и угловатые. Цемент в свою очередь также имеет ритмичное строение, обусловленное градиентной слоистостью тонкообломочного пирита, погруженного в метаколлоидный сфалерит-пиритовый агрегат. В крупнообломочных слоях ритмическая текстура цемента осложняется проскачками и оползаниями в межобломочных пространствах с заглаживанием изгибов слоев при последующем отложении вещества. Характерны сочетания слоев, различающихся по интенсивности развития оползневых складок и разрывов.

По мере движения к центральной частям залежи мощность ритмов увеличивается, достигая первых десятков метров, что обуславливает ее общегрубослоистое строение. При этом в нижней части залежи количество сфалеритового цемента невелико, халькопирит-пиритовые руды имеют преимущественно брекчиевидное (а не брекчиевое) строение, при котором отдельные фрагменты массивных халькопирит-пиритовых руд почти соприкасаются друг с другом. В направлении висячего боку слоистое сложение руды выступает все более отчетливо, проявляется сортировка обломков внутри ритмов, возрастает количество сфалеритового цемента.

Суммируя приведенные данные о внутреннем строении рудного тела подчеркнем наиболее характерные его особенности. Массивные руды существенно пиритового состава сосредоточены непосредственно над выводным куполом и вблизи него, на возвышающемся выступе липарито-дацитового купола. В обрамляющих купол депрессиях руды представлены главным образом обломками пиритовых агрегатов, в придонных частях залежи с

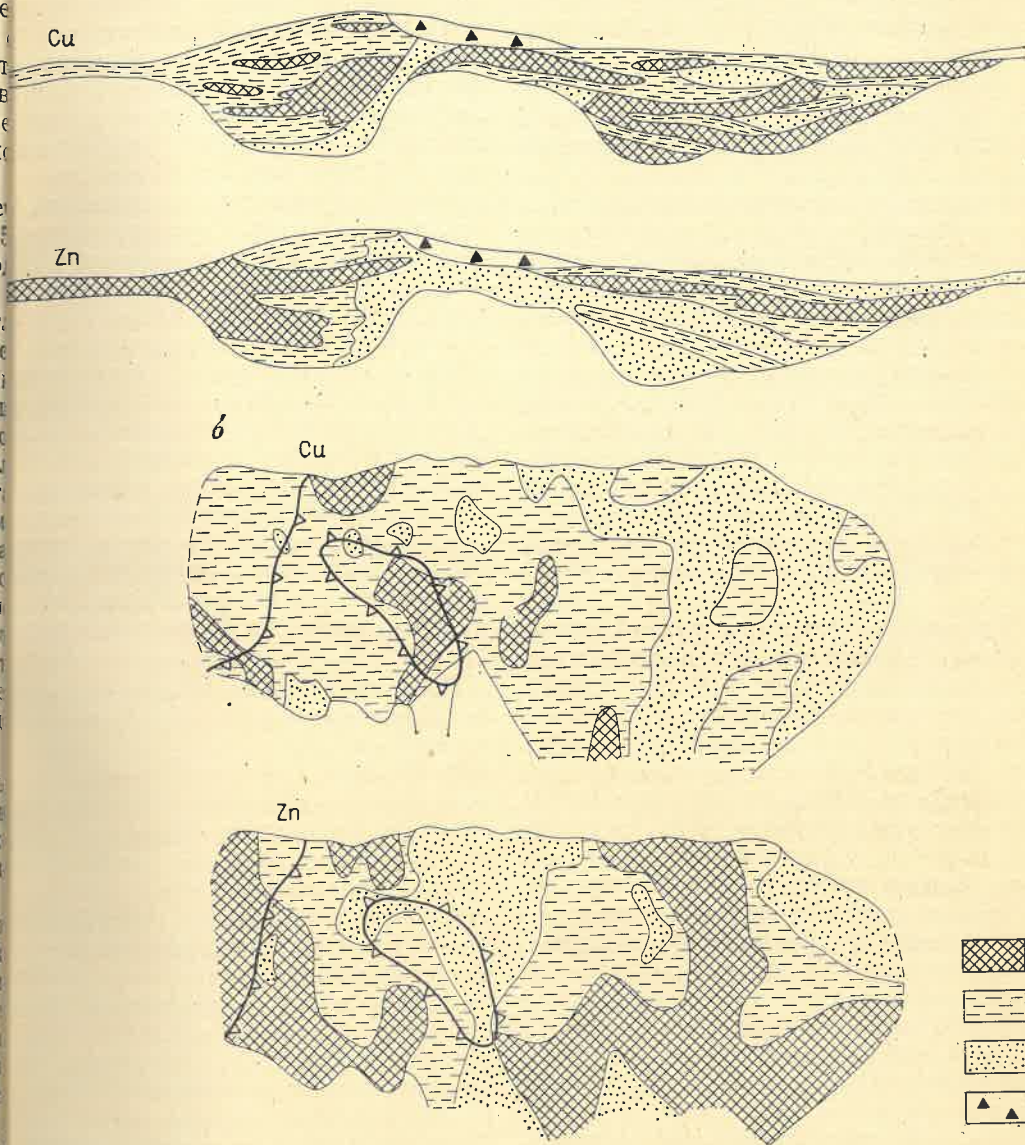


Рис. 4. Распределение меди и цинка в рудном теле — продольный разрез, б — проекция на осевую поверхность рудного тела; 1—3 — изоконцентраты, в

усл. ед. (по убывающей); 4 — области развития рудных докластов

цементированных агрегатами халькопирит-пиритового состава. Вверх по разрезу в брекчиях помимо пиритовых появляются обломки халькопирит-пиритовых руд, а цемент становится пирит-сфалеритовым, количество его возрастает к кровле и особенно к флангам залежи.

Распределение содержаний меди и цинка в рудной залежи, изученное по данным рядового опробования, в общих чертах согласуется с описанным

размещением минеральных и текстурных типов руд (рис. 4). Оно характеризуется ритмичным расположением изоконцентратов обоих элементов с поперечной по отношению к контактам залежи ориентировкой вектора изменчивости, обусловленной соответствующими изменениями соотношений этих элементов в последовательных ритмах. Медь концентрируется преимущественно в придонных и центральных, а цинк — в прикровельных частях зале-

жи и особенно на ее флангах. Такие же закономерности характерны для каждого из ритмов.

Механизм формирования руд, исходя из приведенных данных, представляется следующим. Рудоподводящий канал, судя по положению зоны кварц-серицитовых преобразований и сульфидной вкрапленности, находился в области выступа липарито-дацитов и представлял собой веерообразно расширяющуюся по восстанию систему расколов, фиксируемую штокверком сульфидных прожилков. Как видно из описания, положение канала весьма существенно влияет на размещение медных и цинковых руд и их текстурных разновидностей по всей мощности залежи, что позволяет предполагать единый путь поступления растворов при образовании руд различного состава.

Брекчиевые текстуры руд и значительно меньшая степень перекристаллизации минералов цемента, почти повсеместно сохраняющих метаколлоидные срастания или их реликты, свидетельствуют о неодновременном отложении из раствора пиритовых и халькопирит-пиритовых руд, с одной стороны, и сфалерит-пиритовых — с другой. Сортировка рудных обломков в брекчиях, обуславливающая появление ритмов и градиционно-слоистых руд, указывает на то, что разрушение ранее образовавшихся пиритовых и халькопирит-пиритовых руд происходило в субаквальной обстановке. Цементация рудных обломков более поздним рудным веществом существенно сфалерит-пиритового состава также происходила в субмаринных условиях. На это указывают сохранившиеся в цементе брекчий остатки замещенных пиритом радиолярий [11] и постепенные переходы сульфидных слоев в кремнисто-гематитовые хемогенно-осадочные породы в слоистых рудах, слагающих выклинки рудной залежи.

Казалось бы, одновременность отложения рудного вещества на морском дне может быть обусловлена стадийным поступлением рудных флюидов различного состава. Однако теоретические данные М. Соломона и Д. Уолша [16] о поведении рудных растворов в морской воде указывают

на возможность одновременного осаждения рудных компонентов из одного непрерывно поступающего источника. По данным этих исследований, рудный флюид из-за меньшей плотности обладает плавучестью в морской воде и не смешивается с ней, образуя вертикально восходящий ток в форме пера. Выходящий на поверхность флюид имеет температуру 300–350 °С. При такой температуре флюид насыщен относительно пиритом, халькопиритом, которые сразу же выпадают в осадок с образованием «сульфидного холма» над местом выхода флюида. Насыщенность раствора относительно сфалерита достигается при охлаждении системы до 250 °С, что определяет, во-первых, более позднее осаждение этого минерала и, во-вторых, преимущественное осаждение его во фланговых частях рудного осадка из более охлажденного пера краевых частей пера.

Образование рудных брекчий связано скорее всего не с внутриминеральным дроблением, как предполагалось ранее, а с перекристаллизацией ранее отложенного сульфидного пирит-халькопиритового осадка, сопровождающейся сокращением объема осадка вследствие упорядочивания кристаллических структур и уменьшения параметров элементарных ячеек сульфидных минералов. На возможность перекристаллизации коллоидных сульфидных масс в воде указывают эксперименты М. Фарранда [17] по искусственному образованию пирита. По его данным, уже через несколько часов после осаждения на границе осадок-вода возникали кристаллы пирита размером до 0,5 мм в условиях комнатной температуры и атмосферного давления. Сокращение объема при перекристаллизации, очевидно, будет сопровождаться растрескиванием рудной массы и образованием обломков, последующее механическое перемещение которых приведет к уменьшению их размера и сортировке по крупности. При достижении системой насыщения относительно сфалерита руды более образованные обломки пиритовых и халькопирит-пиритовых руд цементуются сфалерит-пиритовой массой и образуют брекчию.

Явления, предсказанные теорией М. Соломона и Д. Уолша, зафиксированы в рудной залежи Учалинского месторождения. Надканальная сульфидная пиритовая часть залежи отчетливо соответствует «сульфидному холму», в котором руды отличаются максимальной концентрацией цинка. На рис. 4, б отчетливо виден «бескаркасный рудный столб», как бы нагнанный в зону рудоподводящего канала по восстанию. Фланги месторождения, обогащенные цинком, витиевато, соответствуют зонам осаждения краевых охлажденных частей пера. Относительно слабое дробление рудной массы в надканальной части и близкое прилегание обломков друг к другу указывают на их образование в то время как уменьшение крупности обломков, увеличение степени их окатанности и сортировки мере удаления от канала свидетельствуют о механическом перемещении фрагментов растрескавшихся руд «сульфидного холма».

Разрушение рудной залежи продолжалось и после завершения рудоотложения. Образование гетитовых каемок на большей части рудокластов, а также на большей части рудных залежей, указывает на существование интенсивной среды в бассейне оседания, обусловленное, вероятно, окрашиванием поступления сероводорода из гидротерм. Все описанные образования и перемещения рудного вещества происходят в субмаринных условиях до захоронения рудной залежи и поэтому могут быть отнесены к диагенетическим.

После захоронения рудной залежи растрескиваемыми ее базальтоидами покрывающей палеоструктура стала интенсивные деформации, обналичившие изменение падения рудного тела и вмещающих пород от близкого горизонтального до западного с углом —85 °С. Эти деформации сопряжены с движениями по близкимеридиональным крутопадающим разломам, из которых ограничивает Учалинского рудное поле с востока, отделяя его от опущенной восточной части района. Время заложения разлома определяется приуроченностью к нему вулканического тела живецких андизито-дацитов.

Дальнейшая история деформаций рудного поля была весьма длительной

и сложной. Дислоцированные эйфель-живецкие отложения, перекрытые осадочными породами, заполняют небольшие пологие мульды, сопровождающие зоны главных разломов. При общем пологом залегании днищ мульды выполняющие их терригенно-кремнистые отложения мукасовского горизонта ($D_{2gv}-D_{3f}$) смяты в системы крутых изоклинальных складок. Складчатость эта может быть синхронной со столь же напряженным смятием фланговых частей рудной залежи, рельефно подчеркнутым изгибами слоев вулканогенно-осадочных пород и ритмично слоистых руд. К этому же времени, вероятно, относится интенсивное расланцевание кварц-серицитовых метасоматитов в лежащем боку рудной залежи. Метаморфизм этих пород характеризуется новообразованиями серицита относительно молодого возраста (312—286 млн. лет) [8].

Существенную роль на этих поздних этапах развития рудного поля играли разновозрастные интрузии.

Комплекс массивных и базокварцевых липарито-дацитов вишнево-фиолетового цвета без следов гидротермальных изменений и сульфидной вкрапленности прорывает вмещающие оруденение метасоматиты и фиксирует разрывные нарушения, по которым смещены туфопесчаники и кремнистые сланцы мукасовского горизонта. Породы этого комплекса в виде куполов, штокообразных тел и даек секут рудовмещающую вулканогенную толщу и более ранние комплексы кислых пород.

Еще более поздними являются штоки микродиоритов, приуроченные к меридиональным расколам, и протяженные дайки габбро-диоритов, секущие рудное поле, в том числе залежь колчеданных руд. Соотношения их с рудой и вызываемые ими контактовые преобразования подробно описаны ранее. Здесь подчеркнем лишь, что они выражаются в укрупнении зерен пирита и халькопирита и в развитии сети прожилков магнетита. На дайки наложены прожилки кварца с карбонатом, галенитом, теллурсодержащими минералами, светлым сфалеритом, халькопиритом, пиритом и теннантитом, причем руды в контактах с дайками обогащены этими минералами.

Следует отметить, что несмотря на интенсивную деформированность рудовмещающей структуры, первичные соотношения пород и руд характеризуются высокой сохранностью, а уровень метаморфизма (последних невысок, что определяется хорошей сохранностью метаколлоидных структур руд. Это и позволило восстановить с достаточной полнотой первичную морфологию, строение и условия формирования рудного тела.

Описанные выше особенности локализации, морфологии рудных залежей и их внутреннего строения характерны для многих колчеданных месторождений Урала. В настоящее время уже не вызывают сомнения тесная парагенетическая связь колчеданных месторождений Урала с экструзивами кремнекислых пород и структурная приуроченность рудных залежей к приэкструзивным депрессиям, фиксированным локальными накоплениями вулканомиктовых пород. Влияние рельефа рудовмещающих депрессий определяет резкое изменение мощности рудных залежей и их форму (тупые выклинивания).

На многих месторождениях (Приорское, Сибай, Новый Шемур и др.) установлен разрыв во времени между формированием пиритовых+халькопирит-пиритовых и сфалерит-пиритовых руд, отраженный в существовании горизонтов брекчиевых руд, подобных описанным на Учалинском месторождении, а также в различной степени перекристаллизации рудного вещества по мощности рудных залежей. А. И. Кривцовым и В. Б. Шишаковым [7] на ряде месторождений Южного и Среднего Урала показана зависимость распределения концентраций меди и цинка от положения рудовыводящего канала. Как и на Учалинском месторождении, она сводится к максимальной концентрации цинковых руд в прикровельных и фланговых частях рудных залежей.

Таким образом, изложенные выше данные позволяют предполагать, что основная масса рудного вещества колчеданных месторождений накапливается в субмаринных условиях с некоторым перерывом во времени между отложением серно-медноколчеданных и цинковых руд, обусловленным раз-

личными температурами, при которых происходит насыщение рудных растворов медью и цинком. Процессы генетической перекристаллизации и отложения руд способствуют разрушению и механическому перемещению с образованием сортированных и несортированных брекчий, цементаемых впоследствии коллоидной сернисто-пиритовой массой. Распределение меди и цинка в контурах рудных залежей контролируется положением рудовыводящего канала.

История формирования рудных залежей не заканчивается после их захоронения. Руды испытывают воздействие регионального метаморфизма, а также тактового метаморфизма в связи с внедрением интрузий и даек. В ряде случаев внедрение интрузивных пород сопровождается привнесением свинца, молибдена, бора, титана и других компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шишаков В. Б. Особенности раннего геосинклинального вулканизма и оруденения в синклинальных системах разных типов. Геология рудн. м-ний, 1976, № 1, с. 55.
2. Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Кешин Ю. В. Рудная зональность и условия образования Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Сов. геология, 1981, № 1, с. 32—44.
3. Жабин А. Г. Реакционное взаимодействие рудных (Cu+Zn) гидротерм с пиритом. Докл. АН СССР, т. 215, 1974, с. 348—350.
4. Злотник-Хоткевич А. Г., Алышева Э. Лайпанов Х. Х. Зональность и условия генезиса хлоритовых пород колчеданных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 150, с. 58—68.
5. К генезису Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал)/А. А. Мухомов, Д. А. Малахов, В. Н. Скуратов и др. Геология рудн. м-ний, 1979, № 5, с. 26.
6. Колчеданные месторождения мира. ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1979.
7. Кривцов А. И., Шишаков В. Б. Вопросы рудной зональности колчеданных месторождений Урала. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 1979, с. 11—23.
8. Логинов В. П., Пирожок П. И., Гуснов В. Л. Околорудная метасоматическая зональность и серциты Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал). — Геохимия, минералогия, петрология, 1976, № 5, с. 93—101.
9. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций/М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай и др. М., Недра, 1977.
10. Петровская Н. В., Касьянов А. В. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. — Тр. ЦНИГРИ, 1960, вып. 37, с. 55—94.
11. Пирожок П. И., Злотник-Хоткевич А. Г. Новые данные о генезисе Учалинского колчеданного месторождения. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 121—123.
12. Пирожок П. И., Нафиков У. С. Сложные и кластические руды на флангах Учалинского месторождения как источник новой информации о его генезисе. — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений и рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа, 1979, с. 18—29.
13. Русинов В. Л., Русинова О. В. Вариации вертикальной зональности при околоруд-

ной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1977, с. 147—158.

14. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология рудн. м-ний, 1970, № 6, с. 3—15.
15. Ширай Е. П. Петрохимические особенности вулканогенных формаций колчеданных провинций разных типов. — Сов. геология, 1976, № 6, с. 64—72.
16. Solomon M., Walshe D. The formation of massive sulfide deposits on the sea floor. — Econ. Geol., 1979, v. 74, N 4, p. 797—813.
17. Farrand M. Framboidal sulfides precipitated synthetically. — Miner. Deposits, 1970, v. 5, p. 237—247.

К 553.57.575/578 (571.1)

И. НЕСТЕРОВ, П. П. ГЕНЕРАЛОВ, Л. Л. ПОДСОСОВА (ЗапСибНИГНИ)

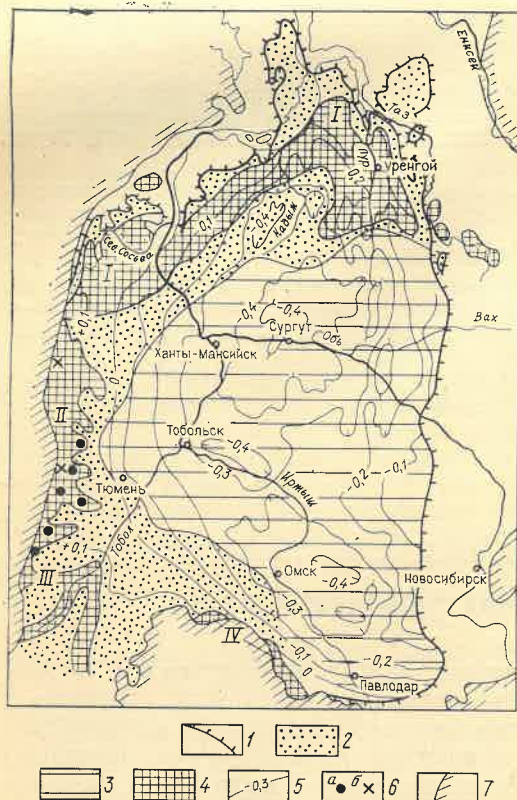
Западно-Сибирская провинция кремнисто-опаловых пород

Развитие Западно-Сибирского нефтевого комплекса во многом зависит от создания собственной минерально-сырьевой базы для строительной, теплоизоляционной и других отраслей промышленности. Опаловые породы (диатомиты, опоки, трепелы), распространенные на севере и западе Тюменской области, — один из важных резервов для решения этой проблемы. Благодаря высокому содержанию активной аморфной кремнекислоты, термостойкости, низкой теплопроводности, устойчивости к кислотам, пористости и т. д. они могут быть широко использованы в качестве сырья для производства различных строительных теплоизоляционных материалов, активных гидравлических добавок в цемент, фильтров, адсорбентов, носителей катализаторов, химических и медицинских препаратов, наполнителей пластмасс, резины, красок, отбеливателей и др. Диатомиты и опоки могут применяться для обессоливания и обезживания нефти, сушки газов, очистки промышленных и питьевых вод, при производстве и хранении удобрений и т. д. [7, 9].

До настоящего времени север Западной Сибири не упоминался в обзорах по кремнистому опаловому сырью. В работе [5] рассматриваемая территория, за исключением крайнего юга Северо-Сосьвинского района, от-

несена к малоперспективным и бесперспективным площадям. Вместе с тем на севере Тюменской области геологическим картированием выявлено большое число выходов эоценовых диатомитов и опок на поверхность (к настоящему времени сделана выборка по 802 пунктам). Полоса выходов прослеживается от железной дороги Ивдель—Обь на юго-западе до бассейна рек Пур и Таз на северо-востоке, т. е. на 1000 км при ширине от первых десятков километров до 100 км и более. Мощность пластов опок сееровской (нижнелюлинворской) свиты 10—100 м, а залегающих на них диатомитов ирбитской, или средне-верхнелюлинворской, свиты до 110—200 м. Суммарная мощность толщи эоценовых опаловых пород достигает 260 м.

Многие залежи опаловых пород расположены вблизи путей сообщения и центров обустройства нефтегазового комплекса и могут разрабатываться открытым способом. В состав выделенной ранее [5] Западно-Сибирской провинции входили Зауральская, Северо-Казахстанская и Восточно-Казахстанская субпровинции, которые территориально отвечают площадям приповерхностного залегания эоценовых диатомитов, опок и трепелов в окраинных зонах Западно-Сибирской плиты. Выделяемая нами новая Северо-Тюменская субпровинция (рису-



Схематическая карта Западно-Сибирской кремнисто-опаловой провинции

1 — граница провинции; 2—4 — площадь распространения: 2 — преимущественно доломитов, опок, трепелов, 3 — диатомовых и опаловых глин и опок, 4 — выходов опаловых пород на поверхность; 5 — изогипсы кровли эоценовой продуктивной толщи, км; 6 — разрабатываемые и разведываемые месторождения диатомитов (а) и опок (б); 7 — граница Западно-Сибирской плиты; субпровинции: I — Северо-Тюменская, II — Зауральская, III — Северо-Казахстанская, IV — Восточно-Казахстанская

нок) соответствует отмеченной выше полосе выходов опаловых пород на поверхность на севере Тюменской области.

В направлении от указанных периферических субпровинций к центральным районам Западно-Сибирской геосинеклизы кровли продуктивной эоценовой формации в соответствии с региональной структурой погружаются под более молодые отложения до глубин 400—450 м. В этом же направлении увеличивается глинистость опаловых пород, а в восточной части палеобассейна (на Обь-Енисейском междуречье) они замещаются глинисто-песчанистыми мелководно-прибрежными и континентальными литофациями. Далее всего на восток прослеживаются

опоки и опоковые глины, по пространению которых проводится восточная граница провинции (см. рисунок). В Приуральской региональной моноклинали кремнисто-опаловые литофации (с незначительной примесью кластического материала) распространены почти до современного Урала, чем и объясняется перспективность зоны новейшего денудационного за указанной моноклинали (в том числе Северо-Тюменской субпровинции) на опаловое сырье в приповерхностном залегании.

Объем эоценовых опалолитов в пределах всей Западно-Сибирской провинции (включая территорию глубокого залегания их), подсчитанный по картам изопакит, составляет 0,3 км³, ранее такая же цифра получена В. П. Казариновым и Ю. П. Касимом [1]. Прогнозные геологические ресурсы диатомитов и опок, подсчитанные для 49 участков установленных геокартированием выходов эоценовых опаловых пород на поверхность в пределах Северо-Тюменской провинции, с учетом ряда понижающих коэффициентов, до глубины 5 м характеризуются большими цифрами.

До указанной расчетной глубины все они технически доступны для разработки. Определение доли запаса освоения которых целесообразно экономическим критериям, требует комплексных расчетов.

Запасы категории С₂ по участку геокартирования на р. Арка-Таб (бассейн р. Пур), опойскованного мелким (до глубины 5 м) бурением, почти точно соответствуют прогнозу их оценке для опойскованной площади и глубины, определенной предварительно по принятой нами методике на основе материалов геокартирования и рекогносцировочного обследования. Это свидетельствует об объективности высокой степени достоверности подсчета прогнозных запасов опалолитов Северо-Тюменской субпровинции.

Кроме того, опоки и диатомиты широко развиты в верхнемеловых (тон-кампан) отложениях, выходы которых на поверхность выявлены в Приуральской части Тюменской области (в частности, в Северо-Сосьвинском бурогольном бассейне по р.

ее притокам) в полосе протяженностью до 400 км. В верхнемеловых слоях к западу от Урала (бассейн р. Печоры) разведаны два месторождения опок с пластами мощностью до 25—30 м; качество их удовлетворяет требованиям цементной промышленности [4]. Общая площадь распространения выходов верхнемеловых опалолитов на поверхность значительно меньше, чем эоценовых, однако запасы их в закартированных приповерхностных залежах также велики.

В западной и северной краевых зонах Северо-Тюменской субпровинции опаловые породы выходят на поверхность в коренном залегании. Они приурочены здесь к региональной Приуральской моноклинали (переходящей в флексуру) и залегают в типичной стратиграфической последовательности. Юго-восточнее опаловые породы обнажаются на участках развития приповерхностной линейной складчатости, обычно выраженной на местности параллельно-грядовым рельефом [2, 3, 6].

В целом Западно-Сибирская провинция по прогнозным запасам кремнисто-опалового сырья не имеет равных в Советском Союзе. То же можно сказать о Северо-Тюменской субпровинции, которая является непосредственным северным продолжением Зауральской (см. рисунок). Принадлежность опаловых пород Северо-Тюменской субпровинции к той же кремнисто-опаловой формации краевой зоны эоценовых и позднемиоценовых эпиплатформенных морей, к которой относятся диатомиты и опоки Зауралья и продолжающей ее на юго-востоке Северо-Казахстанской субпровинции, свидетельствует о наличии крупных месторождений рассматриваемого сырья.

Известные трудности для освоения месторождений в северных районах представляют вечная мерзлота, местами высокая льдистость пород, развитие здесь обычно почти с поверхности. В связи с этим северотюменские залежи опалолитов отличаются от разведанных и эксплуатируемых месторождений Зауралья методикой их изучения и оценки.

Результаты химического, термического, рентгеноструктурного электронного микроскопического, петрофизического и других анализов, лабораторно-технологических испытаний показали, что тюменские диатомиты и опоки по качеству не уступают аналогичным породам, уже используемым в качестве сырья для строительной, теплоизоляционной, нефтехимической и других отраслей промышленности, а также в сельском хозяйстве.

Опаловые породы севера Западной Сибири близки или идентичны диатомитам и опокам Зауральской опалово-сырьевой субпровинции (таблица), охватывающей Свердловскую, Курганскую и Челябинскую области. Добываемые на месторождениях этой субпровинции диатомиты используются для производства строительного легкого кирпича, его морозостойких и теплоизоляционных разновидностей, теплоизоляционных скорлуп. Производство легкого керамзитоподобного гравия освоено из глинистых диатомитов Шадринского месторождения Курганской области. Объемная насыпная масса гравия 400—500 кг/м³, прочность при сжатии в цилиндре 2—4 МПа, водопоглощение 6—10 % [9]. При вводе в шихту 0,5 % мазута получен гравий с объемной массой 300—400 кг/м³, прочностью 1,5—2 МПа и водопоглощением 10—12 %. Эти показатели выше указанных в ГОСТе 9759-71 на керамзитовый гравий. При равных условиях прочность бетона на вспученных заполнителях из опаловых пород выше прочности керамзитобетона, а расход цемента при использовании этих заполнителей для получения равнопрочных бетонов значительно меньше, чем для бетонов на керамзите [9].

Опоки Килачевского месторождения Зауралья имеют высокие гидравлические, адсорбционные и осушающие свойства и в этом отношении не уступают опокам Зикеевского месторождения (Калужская область), где сейчас находится ведущее предприятие страны по производству отбеливающих порошков и продуктов многоцелевого назначения. Килачевские опоки относятся к числу лучших для осушки попутного нефтяного газа; при замене только 1 т силикагеля опокой при

Химический состав палеогеновых диатомитов и опок Зауральской и Северо-Тюменской субпровинций, %

Субпровинция	П. п. п.	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Аморфный SiO ₂
Диатомиты									
Зауральская (по пяти разведанным месторождениям)	6,45—7,8	72,02—79,49	0,08—2,21	0,67—1,49	2,60—5,3	4,25—10,34	0,38—0,63	1,01—1,29	0,28—1,31
Северо-Тюменская (по 41 пробе с 10 участков)	7,4	76,4	0,3	1,3	3,18	8,36	0,68	1,28	0,22
									45,25
Диатомиты глинистые									
Зауральская (по двум разведанным месторождениям)	6,05	57,62—72,7	1,85—3,00	—	3,64—6,92	11,72—20,53	—	—	—
Северо-Тюменская (по 25 пробам с восьми участков)	7,76	71,84	0,32	1,52	3,80	11,04	0,75	1,57	0,38
									33,33
Опоки									
Зауральская (по двум разведанным месторождениям)	1,46—7,07	78,44—84,02	0,80—1,51	0,92—1,66	2,70—4,58	5,94—9,12	—	До 4,83	—
Северо-Тюменская (по 30 пробам с девяти участков)	3,88	83,27	0,36	1,14	2,14	6,78	0,47	До 0,1	62,22

ке нефтяных газов экономический эффект может составить до 400—500 руб. [9].

В НИИ керамзите (г. Куйбышев) исследованы 22 пробы диатомитов и опок Северо-Тюменской субпровинции. В этом получены: из глинистых диатомитов — керамзитоподобный графит с объемной массой в куске 1,2 г/см³ (при добавке 0,5 % мазута 2 г/см³); из опок — термолитовый бетон и гравий марок 700—1000; термолитовый песок с насыпным объемом весом 0,7 см³.

Положительные результаты получены в Тобольской лабораторией ЗапСибНИИ при испытании тюменских диатомитов в качестве добавок в бетонные растворы на портландцементе с целью экономии последнего и обеспечения удобоукладываемости, пластичности и регулирования срока начала схватывания раствора. Там же при испытании диатомитов получен положительный эффект использования их как основы при разработке новых составов качественных шпаклевок, смазок для металлических форм при изготовлении железобетонных изделий. Из этого же сырья получен кирпич марок от 75 до 150, а добавкой глины — марок 225—250. Лабораторно-технологические исследования 18 проб, выполненные в НИИКСе, показали, что при переработке этих пород по прогрессивной технологии можно получить ряд продуктов многоцелевого назначения. Так, в спущиванием предварительно вакуумированной шихты во вращающейся печи при температуре 800—1000 °С можно получить пеностекло, вакуируют с объемной плотностью 200—300 кг/м³, объемной массой 100—200 кг/м³, прочностью на сдвливание в цилиндре 0,7—3,0 МПа и водопоглощением от 5 до 40—70 %. Он применяется в качестве теплоизолятора во всех областях строительства, в легких конструкциях — как заполнитель в бетоне. Целесообразно использование палолитов в качестве сырья для перестекла, разработанного в НИИКСе, так как при этом исключается стадия стекловарения, что снижает стоимость производства.

Гидрохимической переработкой опок получено жидкое стекло с кремнезе-

мистым модулем 2,7—3,0 (опоки обрабатываются раствором едкой щелочи при температуре 100—150 °С), которое пригодно для приготовления кислото- и огнеупорных цементов, бетонов и замазок, для уплотнения грунтов, силикатирования дорог и других целей. Из диатомитов и опок по технологии НИИКСа может быть получен каназит — стекольное сырье, пригодное для производства хрусталя высокого качества. Причем температура варки его на 150—200 °С ниже, чем при варке традиционной шихты на кварцевом песке, что увеличивает долговечность печей в 2—3 раза.

В глубоком бурении широко применяются цементные растворы пониженной плотности, в которых добавкой (до 30—50 %) служат опаловые породы. Изучение тюменских диатомитов как сырья для подобных растворов дало положительные результаты. На этой основе разработаны предложения по созданию в районах Крайнего севера Тюменской области предприятия для производства тампонажных материалов для глубокого бурения из местного сырья. Замена привозных материалов местными даст значительный экономический эффект.

В ЗапСибНИИГНИ разрабатывается новый способ микробиологического обогащения диатомитов с помощью бактерий, способных растворять кристаллический кварц и переводить его в аморфный реакционно-активный кремнезем. При этом удаляются примеси (окиси железа, титана, марганца и др.), снижающие качество исходного сырья и конечного продукта. Последний почти целиком состоит из активного кремнезема. Затраты на обогащение по сравнению с традиционными энергоемкими методами переработки диатомитов значительно меньше. Дальнейшая обработка диатомита бактериями по разрабатываемой технологии вызывает переход аморфного кремнезема в водорастворимую форму — практически жидкое стекло. Полученная при этом модификация кремнекислоты — продукт многоцелевого назначения. Ожидается, что из него можно производить связующие добавки для сыпучих материалов и вспученные материалы для строительной, противокоррозионные и гид-

роизоляционные покрытия, растворы для цементирования скважин.

Опаловые породы в настоящее время используются по меньшей мере в 14 крупных отраслях промышленности [9]. С каждым годом новые прогрессивные технологические разработки по опалолитам увеличивают их ценность. В ряде производств диатомит успешно конкурирует с перлитом и цеолитами.

Выходы диатомитов и опок в Северо-Тюменской субпровинции пространственно тесно ассоциируют с выходами глин эоцен-олигоценовой тавдинской (чеганской) свиты, непосредственно перекрывающей опаловые породы эоцена в нормальном стратиграфическом разрезе. Тавдинские глины, мощность которых достигает 100—150 м, по химическому составу почти аналогичны бентонитовым глинам Татарии [8], используемым во многих отраслях промышленности и особенно широко в бурении и строительстве. На юге Тюменской области тавдинские глины разрабатываются как сырье на керамзит (Кыштырлинское месторождение). Таким образом, Северо-Тюменская субпровинция с ее запасами глин, диатомитов и опок в перспективе может стать крупной минерально-сырьевой базой для ряда отраслей промышленности страны.

Наличие больших запасов опалолитов при дефиците местного минерального сырья для стройиндустрии нефтегазового комплекса обуславливает необходимость форсированного промышленного освоения северотюменских залежей. Для этого наряду с развитием поисково-оценочных и поисково-разведочных работ нужна организация в Тюмени специализированных научно-экспериментальных лабораторий и опытно-промышленных производств по разработке новых прогрессивных технологий переработки опалового сырья для нужд стройиндустрии. Предприятия по переработке диатомитов и опок могут быть созданы вблизи месторождений этого сырья: в районе поселков Комсомольский и Советский на железной дороге Ивдель—Обь, в городах Новом Уренгое, Надыме, Сургуте, в пос. Белоярский на р. Казым, в Игриме и др.

Есть основания полагать, что в условиях сокращения (в далерспективе) потребностей нефтегазовой и связанных с ними отраслей промышленности региона в продуктах из опаловых пород разработка последних, вероятно, будет целесообразна. Об этом свидетельствуют такие факторы, как многоцелевой характер сырьевых ресурсов, наличие перспективных технологий, все более прогрессивные технологические схемы его переработки, развитие городов и путей сообщения в регионе при возрастающей экологической обстановке хозяйства в кооперации с другими областями страны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Выветривание и литогенез/В. П. Казарин, В. И. Бгатов, Т. И. Гурова и др. М., Недра, 1969.
2. Генералов П. П. Складчатость нагнетения в приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири. — В кн.: Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тюмень, 1981, с. 36—50 (Тр. ЗапСибНИИ, вып. 167).
3. Генералов П. П. Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные типы его геологического анализа. — В кн.: Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тюмень, 1981, с. 51—70. (Тр. ЗапСибНИИ, вып. 167).
4. Дистанов У. Г. Кремнистые опаловые породы Севера европейской части СССР (диатомиты, опокы, трепелы, спонголиты) и их использование в народном хозяйстве. — Пресс-информация. ВИЭМС. Сер. Геол. методы поисков и разведки минеральных полезных ископ., 1977, № 3, с. 1—2.
5. Дистанов У. Г., Кузнецова Т. А. Прогнозная оценка территории СССР на кремниевое сырье. Обзор. Сер. IV. М., ВИЭМС, 1977.
6. Захаров Ю. Ф. Параллельно-грядовый рельеф Северного Зауралья и Нижнего Обья. — В кн.: Проблемы геоморфологии неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск, Наука, 1970, с. 124.
7. Кремнистые породы (диатомиты, опокы, трепелы, спонголиты) и их использование в народном хозяйстве. — РЖ, 1972, № 24, с. 24.
8. Мизинев Н. В., Иштиряков Ф. И., Алеев Е. Я. Чеганские глины Тюменской области и перспективы их использования. В кн.: Материалы по геологии и нефтегазовости Западно-Сибирской низменности. М., Недра, 1967, с. 191—194. (Тр. ЗапСибНИИ, вып. 5).
9. Сырьевая база кремнистых пород СССР и их использование в народном хозяйстве. М., Недра, 1976.

Челябинская залежь маршаллита на восточном склоне Южного Урала

Южная залежь тонкодисперсного кремнеземного сырья, известное в литературе под названиями «маршаллит», «кварц пылевидный», «кварц мучнистый», «кварц лучистый», является остаточным продуктом выветривания первичных известняков или кварцитов и некоторых других существенно кремнистых пород (Геологический словарь, т. 1. М., Недра, с. 413). В промышленности применяется в виде кварцевой муки, полученной искусственно из кварцевого песка или кварцита дроблением в шаровых мельницах [9]. Суммарная потребность кремнеземного сырья в народном хозяйстве исчисляется многими десятками миллионов тонн. В то же время общесоюзная годовая добыча маршаллита невысокая. Незначительное потребление его в народном хозяйстве можно объяснить двумя взаимовызываемыми причинами: высокой себестоимостью добычи природного маршаллита и отсутствием крупных залежей высококачественного сырья в промышленно освоенных районах. По оценкам 1965 г. [9] стоимость полукустарной добычи тонны природного маршаллита равна 4,16 р. и существенно не изменилась в последние годы: на действующем Тактубаевском месторождении она составляет 4,27 р. при фактической цене 5,30 р. за 1 т. При существующей высокой стоимости природного маршаллита перевозка его на большие расстояния нецелесообразна, так как сравнима с транспорти-

ровкой по железной дороге кварцевого песка. Но даже при таких условиях добычи природного маршаллита стоимость его оказывается более чем вдвое дешевле 1 т искусственно приготовленной кварцевой муки. Поэтому пониженный интерес к использованию маршаллита в народном хозяйстве определяется, по-видимому, вторым, более существенным сдерживающим фактором: отсутствием благоприятно расположенных крупных залежей высококачественного природного тонкодисперсного кремнеземного сырья.

В СССР месторождения маршаллита известны преимущественно на Урале. Они сконцентрированы на юге Челябинской области (табл. 1), где широко развиты мощные коры выветривания. Во всех известных месторождениях со значительными запасами маршаллита содержание в нем двуокиси кремнезема неустойчивое и колеблется от 60 до 99,16 % при средних содержаниях по месторождениям в целом от 81,75 до 91,0 %. Наиболее качественное Алапаевское месторождение Среднего Урала имеет незначительные запасы маршаллита, а в самом крупном Куликовском (Нагайбакском) месторождении Южного Урала маршаллит невысокого качества (содержание двуокиси кремнезема от 60 до 95 %, среднее 81,75 %) при неблагоприятных транспортных возможностях. Доразведка Тактубаевского месторождения существенно не сказалась на состоянии балансовых запасов маршаллита, и действующий на месторождении карьер маршаллита не

Таблица 1

Химический состав маршаллита по месторождениям, %

Месторождение, залежь	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	П. п. п.
Урал								
Челябинская	92,52—97,12 (94,14)*	0,11	3,62	0,14	0,15	0,18	0,13	0,62
Куликовское (Нагайбакское)	60,00—95,00 (81,75)	0,75	13,15	—	—	—	—	—
Читинское (Лысьинское, Алапаевское)	77,00—96,00 (91,00)	1,00	5,50	—	—	0,60	0,25	—
Алапаевское	77,25—94,35 (84,74)	0,55	10,00	—	—	0,46	0,46	1,7
Тактубаевское	84,27—92,08 (88,91)	0,19	6,57	—	0,39	0,16	0,35	2,32
Алапаевское	86,42—99,16 (93,20)	0,77	4,26	—	—	0,39	0,31	1,29
Челябинское	82,19—93,11 (89,23)	—	—	—	—	—	0,46	—
Енисейский край								
Тавдинское	До 96,10	1,12	2,73	—	0,12	—	—	1,70
Тавдинское	До 96,55	0,43	2,41	—	0,03	—	—	1,19
Тавдинское	До 97,20	0,81	1,99	—	—	—	—	0,25

* В скобках — средние значения.

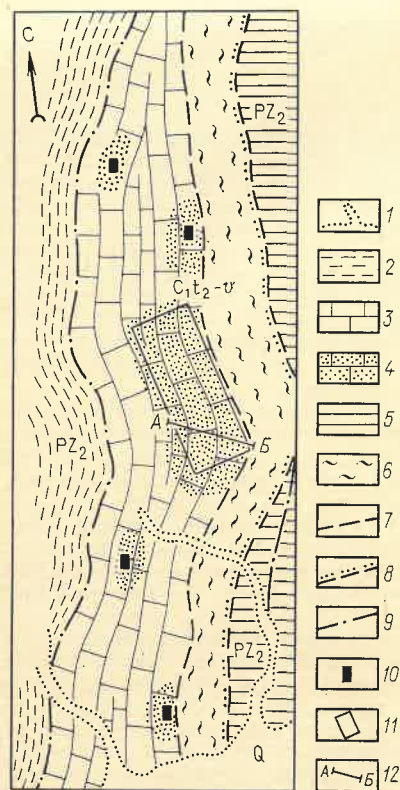


Рис. 1. Схема Еленинской залежи маршаллита
1 — современный аллювий; 2 — зеленые сланцы; 3 — известняки окремненные, перспективные для поисков залежей маршаллита; 4 — маршаллит; 5 — песчаники полимиктовые, разнозернистые; 6 — сланцы углито-глинистые; 7 — согласные стратиграфические границы; 8 — несогласные стратиграфические границы; 9 — границы тектонические; 10 — проявления маршаллита; 11 — контуры Еленинской залежи; 12 — линия геологического разреза, приведенного на рис. 2

изменил его общего объема добычи и потребления в народном хозяйстве.

Такое неутихоющее положение с потреблением природного маршаллита может быть существенно изменено после дополнительного изучения, разведки и вовлечения в сферу промышленного освоения крупной Еленинской залежи, выявленной и предварительно оцененной при геологическом картировании в шестидесятые годы.

Еленинская залежь маршаллита расположена на юге Челябинской области западнее — юго-западнее Еленинского промышленного каолинового месторождения, на базе которого в пос. Новокаолиновом длительное время работает горнодобывающее и горнообогатительное предприятие. Залежь приурочена к полосе достоверно раннекаменноугольных терригенно-карбонатных осадков угленосной толщи (рис. 1), меридионально вытянутой более чем на 30 км вдоль юго-западного обрамления Джабыкской гранитной интрузии верхнего палеозоя. Окремнение и позднее глубокое выветривание пород обусловлено приуроченностью их к зоне регионального пологого надвига, по которому осадочное обрамление микрокон-

тинентального сиалического блока Восточного Уральского поднятия, частично сложено джабыкскими гранитами, оказалось более на 25 км перекрытым с запада на восток дочно-вулканогенными эвгеосинклинальными образованиями восточного крыла Магнитского мегасинклинория.

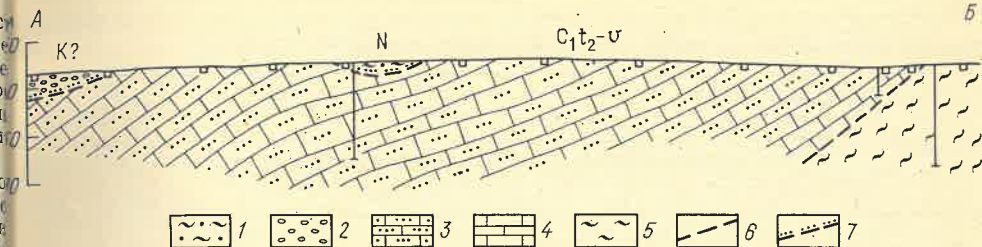
В зоне надвига породы подстилающего рекрывающего блоков интенсивно дислоцированы метаморфизованы до состояния дисланцев и гидротермально-метасоматически изменены с преобладанием процессов окварнения (окремнения). В этой полосе окремнен и глубоко выветрелых пород угленосной толщи сформировалась Еленинская залежь маршаллита, отличающаяся от других подобных залежей Урала, в том числе от расположенных севернее в этой же полосе пород угленосной толщи Ямского, Тактубаевского (Нарайбаковского) месторождений, значительным размером залежи, более высоким качеством маршаллита и практически неограниченными перспективами для дальнейшего расширения запасов сырья.

Маршаллиты Еленинской залежи образуются не более 5,6 %; окиси железа не более 0,4 %; сумма окислов кальция и магния — не более 2 %; потери при прокаливании ядре синклинальной складки (рис. 2). Более 2 %, в маршаллитах Еленинской за- восточном крыле маршаллиты подстилаются значительно ниже допустимых как в от- (сверху вниз) пачкой окремненных серых пробах, так и в среднем по опробованных известняков, углито-кремнистой части залежи. Концентрации полезных и углито-глинистыми сланцами, падающими на запад под углами от 50° в восточном крыле складки, более допустимые (двуокиси кремнезема не до 20—25° ближе к ядру складки. Залежь 89 %; пылеватость, или весовое содержание складки перекрыто древнеаллювиальными зернами размером меньше 0,056 мм, не мели (меловыми) золотоносными отложениями (беликовая толща), залегающими в докладе качества маршаллитов Еленинской залежи широтного разрывного нарушения, по которой, несомненно, более высоким.

му западное крыло складки оборвано. По простиранию данная залежь не проследима, простирания залежь вскрыта по субширотной скважине. Учитывая однообразие и выдержанность профиля картировочных шурфов на протяжении угленосной толщи на всем ее протяжении около 850 м. В центре ее, примерно в 1 км к югу и северу от субширотной синклинальной складки, до глубины 93 м шурфов, пройденной вконец простирания бурена скважина, остановленная в марше, можно уверенно предполагать ее устья. По всей вскрытой мощности залежечное простирание на расстояние, вдвое превышающее ширину, т. е. на 1700—2000 м, не менее однородным светло-серым слабопыляющим материалом, распадающимся на 100 м. Пренебрегая наклоном в тонкую пылевидную кварцевую часть восточного борта залежи на запад и соответственно уменьшив ее размеры по ширине до 5 см) прослой серых и темно-серых известняков по известнякам, иногда с летними остатками каменноугольных флориферов.

На стадии предварительной оценки геологическом картировании из отвалов 10 образцов, вскрывших Еленинскую залежь, отобраны и проанализированы 10 рядовых проб маршаллита (табл. 2). По данным химического анализа, содержание двуокиси кремния колеблется от 92,52 до 97,12 % и в среднем составляет 94,14 %. Отмечается ровное высокое содержание маршаллита. Гранулометрический состав его по двум пробам приведен в табл. 2. Химический состав не изучался, но по содержанию сопутствующих химических компонентов, предельно близок к маршаллиту.

Технологические свойства маршаллитов на стадии геологического картирования специально не исследовались. Они хорошо известны уральских разновидностей по литературе.



2. Геологический разрез Еленинской залежи

окремненные; 5 — сланцы углито-глинистые, углито-кремнистые; 6 — согласные стратиграфические границы; 7 — несогласные стратиграфические границы

800 м, можно считать, что поперечное сечение залежи приближается к прямоугольнику размером 800×100 м. При длине залежи до 2 км она будет иметь форму параллелепипеда объемом 150—160 млн. м³. Достоверное определение прогнозных запасов маршаллита вокруг Еленинской залежи возможно после дополнительных поисковых работ, но уже известные к югу, северу и западу от нее многочисленные подсечения маршаллита в картировочных скважинах и шурфах дают основание надеяться на значительное увеличение его запасов.

Так, к югу — юго-западу от Еленинской залежи картировочными скважинами вскрыты маршаллиты мощностью от 31,7 до 67 м (глубже скважины не пробурены), к северу — зарегистрированы в трех картировочных скважинах (мощность не установлена), а к западу — вскрыты многими картировочными шурфами. Площадь распространения маршаллитов за пределами Еленинской залежи примерно 7,5 км². При средней мощности залежей маршаллита в пределах площади около 50 м и коэффициенте достоверности распространения их около 0,5 прогнозны запасы кремнеземного сырья могут значительно превысить запасы в Еленинской залежи.

Описываемая залежь расположена на плоской вершине и очень пологом западном склоне выровненного водораздельного пространства с относительными превышениями его отдельных участков до 25 м. Это исключает зна-

Таблица 2

Химический состав маршаллита Еленинской залежи, %

№ пробы	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	П. п. п.	Сумма окислов
3192	93,12	0,16	3,98	0,12	0,12	0,21	0,18	1,46	99,35
3193	94,10	0,22	3,04	—	0,10	0,07	0,21	0,60	98,34
3194	95,12	0,08	3,32	0,14	0,14	0,35	0,03	0,92	100,10
3195	92,52	0,08	4,71	0,17	0,17	0,21	—	0,52	98,38
3196	93,06	0,08	4,24	0,12	0,12	0,42	0,21	0,74	98,99
3197	94,10	0,09	3,42	0,07	0,08	—	0,16	0,54	98,46
3198	93,10	0,08	4,90	0,12	0,12	0,10	0,05	0,92	99,39
3199	92,72	0,16	4,56	—	Сл.	—	0,36	0,14	97,94
3200	96,40	0,09	1,88	0,19	0,20	0,14	0,04	0,40	99,34
3201	97,12	0,07	2,19	0,17	0,46	0,28	0,02	—	100,61
Среднее	94,14	0,11	3,62	0,14	0,15	0,18	0,13	0,62	99,9

Гранулометрический состав маршаллита Еленинской залежи, %

Номер пробы	Фракция 0,056 мм, % пылеватости (сито № 0056 по ГОСТ 3584-53)	Фракции крупнее 0,056 мм					
		+2,5	+1,2	+0,6	+0,3	+0,15	—0,075
579-III	80,41	1,99	0,52	0,84	1,26	1,11	13,6
580-III	90,82	0,26	0,30	0,49	0,75	0,58	6,6

чительную обводненность залежи подземными водами и делает ее пригодной для открытой отработки без водоотлива. Маршаллиты залегают непосредственно под почвенно-растительным слоем мощностью 0,1—0,3 м и лишь на отдельных участках перекрыты небольшими по площади линзами пестроцветных глин мощностью до 7 м.

Еленинская залежь позволяет организовать на ее основе мощное высокотехнологичное горнодобывающее и горнообогатительное предприятие, способное в течение длительного времени удовлетворить потребности народного хозяйства страны, и в первую очередь Уральского промышленного региона в дешевом, экономически транспортабельном и, следовательно, конкурентоспособном высококачественном природном тонкодисперсном кремнеземном сырье, которое может найти применение в следующих областях.

1. В производстве кислотоупорных цементов и на их основе дешевых кислотоупорных бетонов — заменителей цветных металлов и их сплавов на предприятиях, производящих или потребляющих агрессивные реагенты [1, 4, 6, 7, 10].

2. При изготовлении «по мокрому способу» жидкого силикатного стекла для строительного, лакокрасочного, текстильного, мыловаренного, бумажного и многих других производств [7].

3. При изготовлении высококачественного стекла (типа бемского) по обычной технологии стекольных заводов и наиболее высоких сортов (при соответствующем обогащении маршаллита) оптического и специальных технических стекол [7, 8].

4. При изготовлении изделий тонкой и грубой керамики, а также огнеупоров [2, 3, 7].

5. В составе формовочной смеси и в качестве противопригарной краски в литейном производстве [1, 9].

6. В качестве огнестойкого и устойчивого к истиранию наполнителя в лакокрасочном, резинотехническом, химическом и других производствах [5, 7].

7. При изготовлении портланд-цемента, силикатного кирпича, асбошиферных изделий, минеральной ваты [3, 10], а также во многих других производствах.

Большинство из перечисленных производств — потенциальных потребителей природного маршаллита — расположено на Урале (Челябинская, Свердловская, Оренбургская области) и в прилегающих районах Предуралья (Пермская область, Башкирская АССР) и Зауралья (Тюменская, Курганская, Кустанайская

области) или могут быть организованы в районе.

Таким образом, можно исключить потребность молотого кварца и кварцевого транспортируемого из европейской страны. Замена молотого кварца природным маршаллитом даст экономическую выгоду, так же в литейном производстве. Нетрудно поставить экономический эффект при дешевой замене молотого кварца природным маршаллитом на десятках других разнородных производств.

Изучение и вовлечение в сферу промышленного освоения Еленинской залежи природного высококачественного маршаллита становится безотлагательной необходимостью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В. И., Толмачев Е. П. Промышленно-искусственно-измельченных песков для получения точных отливок. Передовой но-технический и производственный М., Изд-во АН СССР, 1958.
2. Кварцевый песок. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 2. М., Госгеолгиздат, 1946.
3. Керамическое сырье. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 64. М., Недра, 1965.
4. Кислотоупорные материалы. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 58. М., Госгеолгиздат, 1947.
5. Наполнители. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 6. М., Госгеолгиздат, 1947.
6. Неметаллические кислотоупорные материалы в химической промышленности/К. Яковлев, Я. О. Борухин, В. Е. Володин. М., Госгеолгиздат, 1941.
7. Пылевидный кварц. Свердловск — М., 1939. (Тр. Уральского Индустр. ин-та, сб. 9).
8. Стекольное сырье. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 29. М., Госгеолгиздат, 1947.
9. Формовочные материалы. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 9. М., Недра, 1965.
10. Цементное сырье. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 52. М., Госгеолгиздат, 1948.
11. Цехомский А. М., Карстенс Д. И., Халина Ф. Я. Маршаллит в коре выветривания сининой толщи Енисейского кристаллического массива. В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1964.

551.735.1/2.02 : [553+564] (47+57)

А. ЭКТОВА (ВСЕГЕИ)

проблеме выделения намюрского и каяльского ярусов карбона

проблема намюрского яруса в СССР возникла одновременно с установлением башкирского яруса [6]. В начале 30-х годов при изучении каменноугольных отложений Русской платформы С. В. Семихатова обратила внимание на резкую смену комплекса брахиопод на границе нижнего и среднего карбона и на отсутствие генетической связи брахиопод московского яруса с брахиоподами подстилающих отложений. Это недостающее и как бы связующее звено между брахиоподовыми комплексами нижнего и среднего карбона впервые выявлено ею в 1934 г. на западном склоне Урала. Родственная уральской фауна была обнаружена на Тянь-Шане и в других районах. Преобладание среди брахиопод данного комплекса представителей рода *Choristites* позволило С. В. Семихатовой отнести их к среднему карбону, отложения, включающие брахиоподы, выделить сначала в башкирские, а затем в башкирский ярус [9]. С самого начала установления этого подразделения его положение в разрезе карбона, границы и объем трактовались различными исследователями по-разному, поскольку самим автором, как отмечала в свое время Д. М. Аузер-Черноусова, не приводилась точная характеристика. Лишь в

последующем С. В. Семихатовой [9] была представлена схема (табл. 1) сопоставления башкирского яруса Урала и Донбасса, отражающая действительное стратиграфическое положение открытых ею на Урале слоев.

Судя по палеонтологической характеристике башкирского яруса, в Горной Башкирии впервые открыты аналоги намюра С и, возможно, верхов намюра В Западной Европы — слои с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.). При сопоставлении башкирского яруса Горной Башкирии и свит F, G, H и I Донбасса С. В. Семихатовой с самого начала была допущена ошибка. Работы М. И. Сосниной [11], выполненные в 1947 г. в Донбассе, показали, что указанные свиты охарактеризованы иным комплексом фузулинид, более высокоорганизованных по сравнению с башкирским ярусом Горной Башкирии. Следовательно, проведенная С. В. Семихатовой корреляция неправомерна, хотя *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) в составе перечисленных свит Донбасса [11] и может присутствовать.

Выявленные С. В. Семихатовой отложения («башкирский ярус») не восполняют всего пробела в разрезе карбона Урала на границе нижнего и среднего отделов системы, так как вы-

Таблица 1

Сопоставление ярусов карбона Урала и Донбасса

Ярус	Горная Башкирия	Донецкий бассейн
Московский	Тонкоробранные хориститы, редкие <i>C. ex gr. bisulcatiformis</i>	Свиты K, L, M, N, тонкоробранные хориститы
Башкирский	Массовые <i>Choristites ex gr. bisulcatiformis</i> , <i>Pseudostaffella antiqua</i>	Свиты F, G, H, I, массовые хориститы, близкие к <i>C. bisulcatiformis</i> и тождественные с ним; <i>Pseudostaffella antiqua</i>
Намюрский	<i>Pseudostaffella antiqua</i> при отсутствии хориститов	Свита E, <i>Pseudostaffella antiqua</i> при отсутствии хориститов

ше «башкирского яруса», являющегося в действительности верхним намюром, располагается московский ярус (см. табл. 1).

Таким образом, на Урале башкирским ярусом среднего карбона был назван верхний намюр, а последний к тому же недостаточно точно сопоставлен с разрезом Донбасса. В Таласском Алатау (Тянь-Шань) к башкирскому ярусу С. В. Семихатовой отнесены отложения, охарактеризованные той же фауной, что и на Урале, а как известно, в этом регионе морские отложения карбона моложе аналогов намюра С отсутствуют. Следует отметить, что проведенное ранее ошибочное сопоставление башкирского яруса Урала с башкирским ярусом других регионов СССР остается не исправленным и до настоящего времени [10].

С выделением башкирского яруса, естественно, осложнился вопрос о верхнем намюре (намюре С Западной Европы), поскольку там, где выделялся первый, не устанавливался второй и наоборот. Ряд исследователей (Д. В. Наливкин, Д. Л. Степанов, С. Н. Гусева, Г. Д. Киреева и др.) с самого начала считали их возрастными аналогами.

В дальнейшем было проведено «уточнение», а вернее, изменение первоначального объема и границ башкирского яруса [3, 5, 13 и др.], так как его объем для яруса был слишком мал. К этому подразделению прибавлены снизу аналоги намюра В (часть свиты Е в Донбассе, сюржанский горизонт на Урале, краснополянский горизонт на Русской платформе), а сверху — низы московского яруса (уклукаинский горизонт на Урале, мелекесский горизонт на Русской платформе). В результате намюрский ярус как таковой сохранился в объеме намюра А, и ничего не оставалось делать, как изъять его из шкалы карбона СССР. В то же время, относя «башкирский ярус» в первоначальном объеме (равном намюру С) к нижнему карбону, мы тем самым имеем полноценный ярус нижнего карбона, отвечающий намюру А, В и С Западной Европы. Присутствие на территории СССР намюрского яруса именно в полном объеме доказано многолетними исследованиями намюрских амmonoидей В. Е.

Руженцевым и М. Ф. Богословом А и В Западной Европы (А. П. [8] и вряд ли может оспариваться Ротай, 1944 г.). Каяльский ярус в объ-

Вызывает недоумение возникшее вестфала А и В выделен по гониатитам В. Е. Руженцевым и М. Ф. Боса, который наряду с турнейским и словской [8], хотя его границы и зейским ярусами карбона шириняты на ином уровне. Вряд ли может быть представлено у нас в Донбассе, было ожидать точного совпадения Урале, в Средней Азии, Казахстане, проведенных по разным группам и т. д., где эти отложения охарактеризованы фауны, учитывая помимо всех зованы гониатитами, брахиоподовыми факторами, влияющих на ее раз-фораминиферами и повсеместно четкие, редкое нахождение и слабую выделяются. Отложениями намюрской карбона каяльских гониатитов [8]. го яруса на территории Советского Союза завершается среднепалеозойских вопросов об объеме и границах каяль-ского яруса в Донбассе, корреля-

Позднепалеозойскому циклу и его по фораминиферам с одновоз-большей части Восточной Евразии с одновоз-растными образованиями других тер-предшествовал перерыв в осадконакоплении (предмосковский). Позднее в 30-х и 40-х годах разрезы кар-намюрский ярус в полном объеме на Донбасса, проводила границу танавливается не повсеместно. Нижнего и среднего карбона в основа-широкой территории Русской платформы свиты G (известняк g_1) по появ-мы и Казахстана осадконакоплению первых веретенообразных фу-завершилось преимущественно в коллине (*Profusulinella primitiva* раннего намюра (намюр А), а на Урале и в Среднем Тянь-Шане — в части среднего карбона» с московским позднего намюра (намюр С), т. е. ярусом в средней части свиты I (из-рерыв этот был неодновременным, известняк i_3) по появлению *Profusulinella* как отмечала С. В. Семихатова (*Profusulinella* и первых фузулин (*Fu-«в противоположность дифференциальной лингва»*). Верейский горизонт ванному ходу геологического разреза его аналоги в Донбассе исключались тия Западной Европы при переходе из состава каяльского яруса. Поз-динанта к последующим моментам и А. П. Ротай [13] изъят из ка-логической истории, это время на каяльского яруса верейский горизонт. ритории нашей страны отмечается. Следует отметить, что, видимо, из-сравненно большим однообразием и неясности вопроса об объеме ниж-ловий и связанным с этим большим яруса среднего карбона на Ура-единообразием фауны» (с. 65). Д. В. Ротай на Русской платформе А. П. Ротай вим также, что в ряде мест, а именно в дальнейшем несколько менял свои в Донбассе и на Южном Тянь-Шане, в отношении границ каяль-накопление осадков в течение рассматриваемого яруса. Касалось это в основном риваемого отрезка времени происхо-верхней границы, нижнюю же он ло непрерывно. Здесь формировался однозначно проводил в основании сви-породы намюрского и каяльского ярусов. Ф. Основание этой свиты сопостав-ялось им с основанием вестфала А, свита Е целиком отвечала намюру

Нижнему ярусу среднего карбона каяль-ского яруса, выделенного в С. А. П. Ротай [7] в Донбассе, с Н. Е. Бражникова и П. Д. Потиев-ко определенными границами и об-кая [4, 11] нижний ярус среднего кар-мом. Напомним, что его нижняя гра-гона («башкирский ярус») принимали ница была принята названным а-ном объеме по сравнению с перво-начальным объемом каяльского яруса. ром в основании свиты F, а верхняя-начальным объемом каяльского яруса. внутри свиты K (основание извест-низу к последнему была присоедине- k_3). При этом верейский горизонт свиты E (известняки e_{1-9}), граница нижняя граница которого проводил-московским ярусом проводилась по по известняку i_3 свиты I, и его ана-известняку k_3 свиты K. Верейскому го-ги были отнесены к каяльскому яру-ризонту в Донбассе, по их схеме, со-сопоставленному по объему с вест-

до свиты L. Данное подразделение не отвечало по объему ни башкирскому, ни каяльскому ярусам в их первоначальной трактовке.

Но главное, что заслуживает внима-ния в схеме указанных авторов, это ошибочное сопоставление рассматри-ваемого подразделения с одновозраст-ными подразделениями других терри-торий. Так, «верхнебашкирский подъярус» Донбасса (от свиты G до ниж-ней половины свиты K — известняк k_3) параллелизовался с уклукаинским го-ризонтом Урала [11], черемшанским и мелекесским горизонтами Русской платформы [4]. Сопоставляя таким образом «верхнебашкирский подъярус» Донбасса, Н. Е. Бражникова и П. Д. Потиевская тем самым считали одновозрастными уклукаинский гори-зонт и черемшанский с мелекесским горизонтом вместе взятыми. Такая кор-реляция проводилась до 1975 г. О ее неправомерности можно судить исходя из того, что на Урале в стратотипе башкирского яруса отсутствуют ана-логи свит G и H, т. е. нижняя часть «верхнебашкирского подъяруса» Дон-басса. Этот факт неоднократно отме-чался нами [15 и др.]. Об отсутствии на Урале (и на Русской платформе вообще) аналогов свиты G писала и Г. Д. Киреева.

Ранее [12, 15] неоднократно указы-валось также на принадлежность ук-лукаинского горизонта к московскому ярусу. Но только в последних ураль-ских схемах [10, 14 и др.] он изъят из башкирского яруса. Однако вместо ук-лукаинского горизонта в состав верх-него подъяруса башкирского яруса в настоящее время помещены с той же палеонтологической характеристикой два горизонта — ташастинский и аса-тауский, которые вновь сопоставлены [1, 10, 14 и др.] с теми же свитами Донбасса (G, H, I и K до известня-ка k_3).

Переходя к рассмотрению предла-гаемого нового варианта выделения горизонтов в стратотипе башкирского яруса, нам хотелось бы еще раз под-черкнуть всю несостоятельность оче-редной попытки некоторых исследова-телей [10, 14] доказать существование его непрерывного разреза на Урале, т. е. присутствие там аналогов свит G и H Донбасса. По наличию в ташас-

вестфалом (А и В), что, по нашим представлениям, не отражает единого эволюционного этапа в развитии фораминифер.

Где же должна проходить граница между нижним и средним карбоном? А. П. Ротай принял эту границу в основании свиты *F*. Придавая важное значение появлению первых веретенообразных фузулинид, М. И. Соснина проводила ее в основании свиты *G*. Этот рубеж весьма значителен в развитии фузулинид и вполне отвечает границе двух отделов, а тем более ярусов.

При просмотре материала по Донбассу (коллекция М. И. Сосниной) мы высказали предположение, что присутствие в известняке g_1 большого количества веретенообразных фузулинид и их относительно высокая организация (в свите *G* содержатся не только *Profusulinella primitiva* Sosn., но и *P. oblonga* Pot.) свидетельствует о существовании и стратиграфически ниже веретенообразных форм с более примитивным строением. Это предположение подтвердилось при знакомстве с материалами по Красноармейскому району Донбасса (скв. 11397) и с коллекцией А. П. Ротая. Нами в свите *F* (известняк f_2') встречена *Profusulinella* ex gr. *primitiva* Sosn., сходная с первыми профузулиниеллами Южного Тянь-Шаня [15].

Полученные за последние годы новые данные позволили лишь уточнить представления М. И. Сосниной о границе нижнего и среднего карбона и еще раз подтвердили точку зрения А. П. Ротая, убедительно отстаивавшуюся им еще 25 лет назад [13]. Появление веретенообразных фузулинид — существенное событие в эволюции фораминифер (появление нового сем. Fusulinidae), которому нельзя не придавать значения. Оно, по всей видимости, связано с резкими изменениями физико-химических условий среды обитания, вызванными широкой палеотектонической перестройкой, имевшей место на рубеже среднего и позднего палеозоя в Западной и Восточной Европе.

Сложнее обстоит дело с проведением верхней границы каяльского яруса. За исключением Южного Тянь-Шаня, непрерывные разрезы его с москов-

ским ярусом пока нигде не известны. Неодновременность намюрско-каяльской регрессии, как и московско-трансгрессии, определила разные объемы интервалы перерыва и полноту разреза каяльского яруса в каждом конкретном регионе. Поэтому граница между каяльским и московским ярусом скользкая.

В Донбассе она проходит в подошве свиты *I*, где отмечается присутствие родов *Aljutovella*, *Eofusulina* и др. В развитии фузулинид данный уровень более существенный, чем уровень в свите *K*, принятый в настоящее время за границу башкирского и московского ярусов. На Урале, как и в большей части Русской платформы эта граница является границей между намюрским (здесь отсутствует каяльский ярус, т. е. аналоги свит *F*, *G* и др. являются ярусами. Проводить она соответственно в основании асатуского — ташастинского горизонтов, а не мелекесского горизонта по присутствию *Aljutovella*, *Verella*, *Schubertella* и профузулиниелл групп *P. parva*, *P. prisca*, *P. staffellaeformis* и др.

В Тянь-Шане рассматриваемая граница проводится между IV зоной башкирского (каяльского) яруса [лишь мнение Е. А. Рейтлингер о неопределенности этого комплекса московского яруса, охарактеризованного вателем к определению критериев и их значимости при выделении этапов. Далее мы покажем, что этапы зачастую «вкладываются» в ранее существующие границы (схемы) расчленения (отождествления) с ними) вне зависимости от ранга.

По своей значимости верхняя граница каяльского яруса имеет более высокий ранг. Дискуссионность объема башкирско-каляльского яруса (схемы) расчленения (отождествления) с ними) вне зависимости от ранга. По фораминиферному критерию этот уровень в Донбассе отвечает примерно границе вестфала А и В (это яруса и положения его в разрезе Западной Европы, т. е. каяльский ярус даже самого стратотипа неоднократно в объеме свит *F*, *G* и *H* Донбасса отмечали Л. А. Эктова [15 и др.], В. Е. Руженцев, М. Ф. Богословская [8 и др.], А. А. Султанаев и др. [12] и др. Поэтому в заключение следует остановиться на частном вопросе стратиграфической терминологии. Наименование «башкирский ярус» (или «каляльский ярус») по сути дела относится лишь к верхней части намюрского яруса нижнего карбона (намюру С), тогда как каяльский, являясь ярусом среднего карбона, занимает бесспорно более высокое стратиграфическое положение и не может быть синхронным первому. Очевидно, здесь не следует и говорить о каком-либо приоритете. Каждое из

учетом масштаба их эволюционных изменений. Однако результаты, полученные нами, не всегда отвечают рангу границ принятых в настоящее время стратиграфических подразделений (между отделами и ярусами). Обычно рубежи эволюционных «вспышек» намечаются на одних и тех же стратиграфических уровнях, но разные исследователи придают им различное значение. Так, граница между нижним и средним отделами карбона, т. е. этап II порядка, по Е. А. Рейтлингеру располагается в кровле протвинского горизонта, а по нашим представлениям, данному рубежу соответствует только этап III порядка, отмеченный появлением здесь в лучшем случае новых видов. Этап II порядка ни в коей мере не отвечает масштабу этапности, принятому указанным исследователем для границ между отделами.

Согласно нашим представлениям, этот этап, характеризующийся появлением нового сем. Fusulinidae, соответствует границе свит *E* и *F* Донбасса, где и следует проводить границу (см. табл. 2) между нижним и средним отделами карбона (между намюром и каяльским ярусом). Вполне справедливо мнение Е. А. Рейтлингер о неопределенности этого комплекса московского яруса, охарактеризованного вателем к определению критериев и их значимости при выделении этапов. Далее мы покажем, что этапы зачастую «вкладываются» в ранее существующие границы (схемы) расчленения (отождествления) с ними) вне зависимости от ранга.

По фораминиферному критерию этот уровень в Донбассе отвечает примерно границе вестфала А и В (это яруса и положения его в разрезе Западной Европы, т. е. каяльский ярус даже самого стратотипа неоднократно в объеме свит *F*, *G* и *H* Донбасса отмечали Л. А. Эктова [15 и др.], В. Е. Руженцев, М. Ф. Богословская [8 и др.], А. А. Султанаев и др. [12] и др. Поэтому в заключение следует остановиться на частном вопросе стратиграфической терминологии. Наименование «башкирский ярус» (или «каляльский ярус») по сути дела относится лишь к верхней части намюрского яруса нижнего карбона (намюру С), тогда как каяльский, являясь ярусом среднего карбона, занимает бесспорно более высокое стратиграфическое положение и не может быть синхронным первому. Очевидно, здесь не следует и говорить о каком-либо приоритете. Каждое из

наименований относится к самостоятельному стратиграфическому подразделению, и поскольку башкирский ярус — «младший» синоним и только верхняя часть намюрского яруса — это название, по всей видимости, должно быть изъято из употребления.

Таким образом, подтверждая существование намюрского яруса в составе нижнего отдела карбона, а каяльского — в составе среднего отдела и обращая внимание на точность корреляции, мы тем самым надеемся, что будет достигнута не только более обоснованная увязка разрезов на территории СССР, но и возможность корреляции их с разрезами Западной Европы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Разрез карбона Донбасса как эталонный разрез каменноугольной системы/Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Н. П. Васильюк и др. — В кн.: Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений. Т. 1. М., Наука, 1978, с. 158—169.
2. Долматская И. И. К вопросу о положении границы между башкирским и московским ярусами среднего карбона. — В кн.: Зона сочленения каледонид и варисцид в северной части Туранской плиты. М., 1971, с. 77—95. (Тр. ВНИГНИ, вып. 107).
3. Киреева Г. Д. Уточнение стратиграфии башкирского яруса Горной Башкирии на основании изучения фораминифер. — В кн.: Зона сочленения каледонид и варисцид в северной части Туранской плиты. М., 1971, с. 6—54. (Тр. ВНИГНИ, вып. 107).
4. Микрофаунистические маркирующие горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины/Н. Е. Бражникова, Г. И. Викарчук, М. В. Вдовенко и др. Киев, Наукова думка, 1967.
5. Рейтлингер Е. А. Что дало изучение разреза Донбасса для стратиграфии намюрских и башкирских отложений Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 3, с. 72—82.
6. Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и Западного склона Урала (5—9 марта 1951 г.). Л., Гостоптехиздат, 1951.
7. Ротай А. П. Итоги работ в пределах обнаженного Донбасса. — В кн.: Большой Донбасс (результаты работ за 1925—1933 гг.). М.-Л., 1941, с. 67—90.
8. Руженцев В. Е., Богословская М. Ф. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Ранненамюрские аммоноидеи. М., Наука, 1971.
9. Семихатова С. В. К вопросам стратиграфии нижней части среднего карбона. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, т. 25, вып. 3, с. 17—29.
10. Башкирский ярус в планетарной шкале каменноугольного периода/С. В. Семихатова

- ва, О. Л. Эйнон, Г. Д. Киреева и др. — В кн.: Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений. М., 1978, с. 102—111. (Тр. VIII сессии МКК, т. 1).
11. *Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна*/Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Е. О. Новик и др. Киев, 1963. (Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. страт. и палеонт., вып. 37).
12. *О башкирском ярусе и его стратотипе*/А. А. Султанаев, Н. С. Лебедева, Н. Н. Лапина и др. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология палеозойских отложений востока Русской платформы и Западного Приуралья. Вып. 1. Казань, 1970, с. 21—43.

13. *Труды совещания по вопросу об объеме намюрского яруса и его положения в каменноугольной системе*/Г. Д. Киреева, Е. А. Рейтлингер, А. П. Ротай и др. Киев. Изд-во АН УССР, 1957.
14. *Эйнон О. Л. Башкирский ярус и его верхняя граница*. — В кн.: Шкала каменноугольной системы в свете современных данных. М., 1982, с. 74—94.
15. *Эктова Л. А. Материалы к обоснованию ярусного деления среднего карбона*. В кн.: Стратиграфия и палеонтология карбона. Л., 1976, с. 70—111. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 247).

ЖДК 552.57 : 552.762/.763.1 (571.55-17)

Е. М. МАРКОВИЧ, Г. А. ИГНАТЬЕВ (ВСЕГЕИ),
И. В. ПЕРЕЯСЛАВСКИЙ (ПГО «Читагеология»)

О возрасте угленосной толщи Кодара (Северное Забайкалье)

За последние годы на севере Читинской области выделен новый угленосный район — Кодарский, объединяющий небольшие угленосные площади хр. Кодар [6]. Положение в зоне Байкало-Амурской магистрали вблизи Удоканского месторождения меди и ряда железорудных месторождений позволяет считать его весьма перспективным. В настоящее время на наиболее крупном Япсатском каменноугольном месторождении проводятся поисковые работы, в ходе которых уточнены возраст, строение и состав угленосной толщи.

Сложена она мезозойскими, преимущественно обломочными континентальными образованиями, залегающими с большим стратиграфическим перерывом и несогласием на размытой поверхности архейских и протерозойских пород. Контакты толщи с подстилающими отложениями тектонические (рис. 1). Месторождение представляет собой грабен-синклиналь.

Угленосная толща имеет сложноритмическое строение. В ней выделяются две свиты — чепинская и рыбацья [5, 9]. Отсутствие в разрезе маркирующих горизонтов и резкие различия свит по составу и генезису позволяют принять за основу литостратиграфического расчленения толщи крупную ритмичность. Поскольку по объему выделенные свиты примерно соответствуют ритмам V порядка, предлагается уточнить

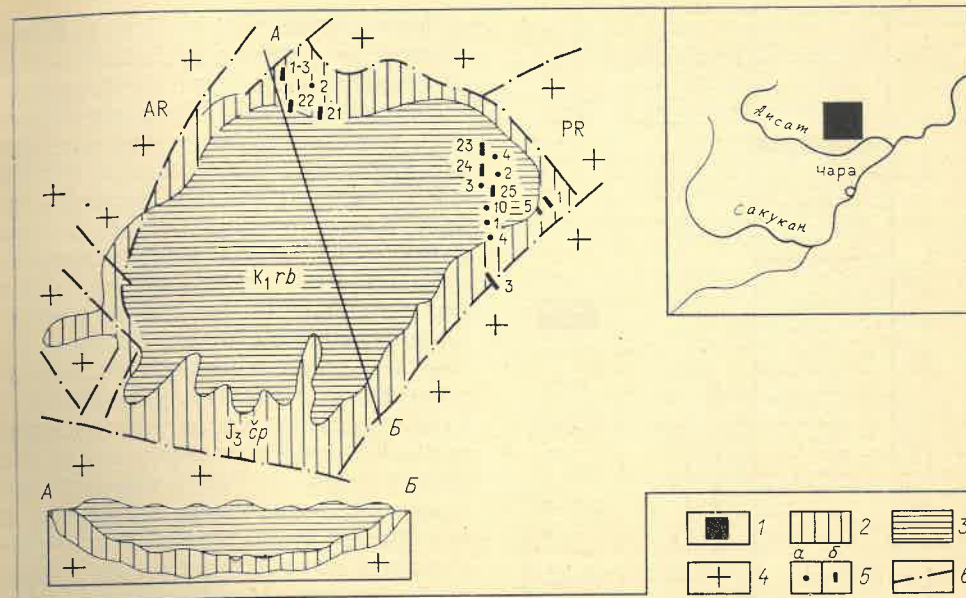
стратиграфическое положение границы между ними, совместив ее с границей ритмов. Последняя проводится нами по подошве выдержанной на площади (скважины 2, 3, 4, 10) пачки средне-крупнозернистых песчаников мощностью 4—16 м (рис. 2) с прослоями гравелита (до 1,5 м).

Чепинская свита (J_3cp) распространена повсеместно. Выходы ее поверхность размещаются по периферии месторождения. Свита представлена в основном тонко- и мелкозернистыми песчаниками с частыми прослоями алевролитов и пластами угля различной мощности (достигающей в одном из них 30 м). В основании свиты залегает толща конгломерато-брекчии мощностью 0—60 м.

Песчаные породы по минеральному составу относятся к граувакковым аргиллам (кварца до 35 %, полевых шпатов 30 %, обломков пород 15 %, темных 10 %). Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, сфен и рудные.

Рыбацья свита (J_3rb) занимает всю площадь месторождения, за исключением его прибортовых частей. Имеет более грубозернистый состав, чем чепинская. Это средне- и крупнозернистые песчаники, часто с прослоями мелких гравелитов, им подчинены алевролиты с редкими пластами пропластками углей. Песчаники толще граувакково-аркозовые (до 35 % кварца,

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Япсатского месторождения



до 25 % полевых шпатов, до 20 % обломков пород, до 15 % темноцветных минералов). Из аксессуарных присутствуют апатит, циркон, сфен, рутил, эпидот и рудные минералы.

Литоологический состав угленосных отложений Япсатского месторождения следующий, %:

Порода	Рыбацья свита	Чепинская свита
Уголь	1,2	8,3
Алевролит	7,2	11,2
Песчаник:		
мелкозернистый	49,3	57,0
среднезернистый	28,5	6,9
крупнозернистый	9,9	6,9
Гравелит	3,9	0,5
Конгломерат	—	9,2

По комплексу литогенетических признаков они относятся к мелководным внутриконтинентальным озерным образованиям с участием фаций подвижного мелководья, заливов и лагун. Русловые осадки распространены ограничено. Для чепинской свиты, содержащей мощные пласты углей, характерны болотные фации.

В породах чепинской и рыбацья свит Г. А. Игнатьевым и Л. К. Медведевой в керне скважин 1, 2, 3, 4, 10, карьере и обнажениях найдены растительные остатки. Не охарактеризованными флорой остались нижняя часть чепинской свиты (около 150 м) и верхняя часть рыбацья, которая нами не изучалась.

В отложениях чепинской свиты обнаружено 42 захоронения остатков растений. Флористический комплекс содержит: *Equisetites nerjungrensis* Markovitch, *E. cf. tschetschubensis* Vassilevsk., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *L. cf. novopokrovskii* (Pryn.), Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis ambigua* Vassilevsk., *C. cf. atyrkanensis* Vassilevsk., *C. ex gr. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. cf. orientalis* Pryn., *C. cf. serrulata* Samyl., *C. ex gr. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Sphenopteris cf. lepiskensis* Vassilevsk., *Pseudocycas polynovii* (Novopokr.) Krassil., *Nilssonina shaumburgensis* (Dunk.) Nath. N. schmidtii (Heer) Sew., *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, *Podozamites ex gr. angustifolius* Heer, *Pityophyllum* sp., *Elatocladus manchuricus* (Yok.) Yabe, *Cephalotaxopsis acuminata* Kryshch. et Pryn., *Schizolepis furcata* Samyl. и др.

Доминантами являются роды *Cladophlebis*, *Pityophyllum*, *Equisetites*,

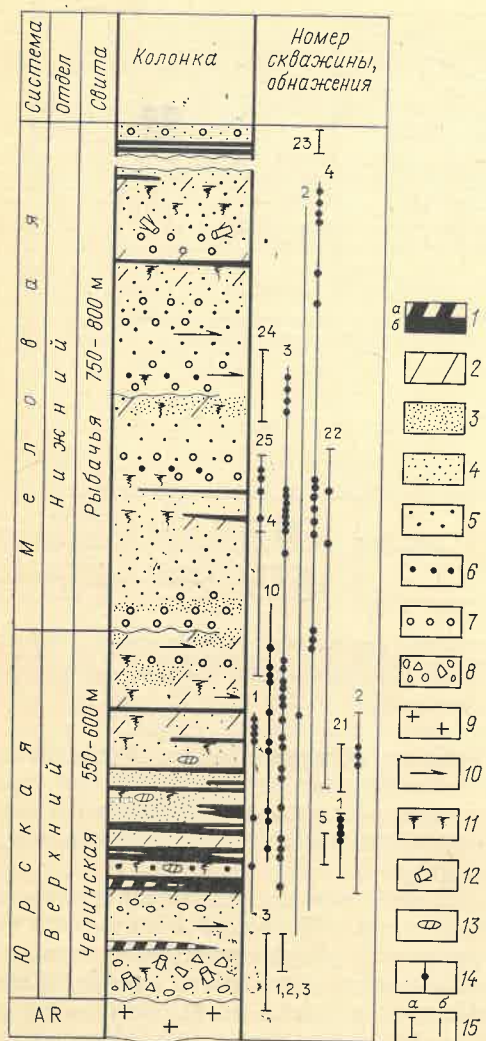


Рис. 2. Сводный литолого-стратиграфический разрез угленосных отложений

1 — углистая порода (а), уголь (б); 2 — алевролит; 3 — алевроитовый; 4 — мелкозернистый; 5 — среднезернистый; 6 — крупнозернистый; 7 — гравелит; 8 — конгломерато-брекчия; 9 — породы фундамента; 10 — растительный детрит; 11 — остатки корней растений; 12 — минерализованные остатки стволов деревьев; 13 — конкреции пирита; 14 — местонахождения определенных остатков растений в разрезе; 15 — разрезы, изученные по обнажениям (а) и скважинам (б).

в меньшей степени — некоторые другие (таблица). Остатки перечисленных видов растений в конкретных захоронениях образуют ориктоценозы, среди которых по систематическому составу выделено девять типов, а по сложности состава два — монотаксонные и политаксонные.

При классификации по систематическому составу к определенному типу ориктоценозов, например к типу *Equisetites*, отнесены: монотаксонные

ориктоценозы *Equisetites* и политаксонные, в которых остатки *Equisetites* преобладают, характеризуются лучшей сохранностью или образуют захоронения, где их больше, чем других остатков растений. В смешанных ориктоценозах остатки разных растений существенно не различаются ни по содержанию, ни по степени сохранности. Обычно это аллохтонные ориктоценозы с небольшим участием плохо сохранившихся растений. В свите доминируют ориктоценозы, образованные основными родами-доминантами (см. таблицу). Но в частоте встречаемых ориктоценозов остальных типов и входящих в их состав родов есть некоторые несоответствия, показывающие, что эти роды иногда присутствуют в ориктоценозах других типов в качестве второстепенного элемента.

В рыбачьей свите обнаружено 29 захоронений остатков растений. В ней найдены: *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *E. cf. rugosus* Samyl., *Coniopteris cf. saportana* (Heer) Vachr., *Coniopteris* sp. cf. *vachrameevii* Vassilevsk., *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk et Lebed., *Cladophlebis cf. ambigua* Vassilevsk., *C. (Gonatosorus) kotovae* Vachr., *Sphenopteris lepiskensis* Vassilevsk., *Nilssonina pseudomediana* Dobr., *N. schauburgensis* (Dunk.) Nath., *N. schmidtii* (Heer) Sew., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Podozamites* ex gr. *angustifolius* Heer, *Pityophyllum* и др.

Доминанты флоры — роды *Pityophyllum*, *Podozamites*, *Cladophlebis*, *Nilssonina* и некоторые другие (см. таблицу). По систематическому составу ориктоценозы отнесены к восьми типам. В отличие от чепинской свиты, в рыбачьей появляются ориктоценозы *Nilssonina* — *Pityophyllum* (совместная встречаемость остатков этих растений для чепинской свиты не характерна), исчезают ориктоценозы *Czekanowskia* и некоторые другие, увеличивается частота встречаемости ориктоценозов *Podozamites*, *Pityophyllum* и уменьшается — хвощевых. Кроме того, здесь несколько возрастает содержание политаксонных ориктоценозов.

Единого мнения о возрасте угленосных отложений до настоящего време-

ни не существует. Первоначально он был определен как средне-верхнеюрский по весьма немногочисленным остаткам растений — *Lycopodites* sp., *Equisetites* sp., *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer (определения А. Н. Криштофовича и В. Д. Принады). Отметим, что упомянутые формы известны также из нижней юры и нижнего мела.

В 60-х годах Ч. М. Колесников установил среднеюрский тугнуйский горизонт (наряду с нерасчлененными, вероятно мезозойскими, отложениями) в Чарской и Каларской депрессионных зонах, где располагается и Апсатское месторождение [3, 8]. Основанием для выделения этого горизонта, по-видимому, послужили находки пресноводных двустворчатых моллюсков *Ferganoconcha sibirica* Tschern. и *F. erdemica* C. Kolesn. в Верхнекаларской (Читкандинской) впадине [5, 9]. В Апсатской впадине эта фауна найдена не была.

Примерно в это же время В. А. Выхрамеев по сборам В. С. Шульгиной и других геологов в породах, относимых сейчас к чепинской свите, определил: *Cladophlebis serrulata* Samyl., *Raphaelia diamensis* Sew., *R. cf. stricta* Vachr., *Nilssonina schmidtii* (Heer) Sew., *Ginkgo cf. sibirica* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites angustifolius* Heer и др., а в породах, выделяемых сейчас в рыбачью свиту, — *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. cf. lyrnica* Pryn., *Cladophlebis ketovae* Vachr., *Nilssonina* ex gr. *mediana* (Leck.) Fox-Strangw., *N. schmidtii* (Heer) Sew., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Podozamites angustifolius* Heer [5, 9]. Возраст отложений, соответствующих чепинской свите, устанавливался по флоре как верхнеюрский, рыбачьей — как раннемеловой [5, 9, 10].

Позднее мезозойские континентальные отложения разных впадин Кодаро-Удоканского района (Апсатской, Верхнекаларской и некоторых других) рассматривались как одновозрастные [9, 10], и в них выделялись одни и те же свиты — чепинская и рыбачья. Возраст чепинской свиты (J_2 — J_3) определялся по находкам среднеюрской фауны в Верхнекаларской депрессии и позднеюрской флоры в Апсатской, а

Частота встречаемости * родов и типов ориктоценозов в угленосной толще Апсатского месторождения, %

Свита	Род**												Тип ориктоценоза по систематическому составу										Тип ориктоценоза по степени сложности состава						
	<i>Equisetites</i>	<i>Sphenopteris</i>	<i>Lobifolia</i>	<i>Cladophlebis</i>	<i>Cladophlebis</i> , в том числе <i>C. ketovae</i>	<i>Raphaella</i>	<i>Nilssonina</i>	<i>Ginkgo, Bateria</i>	<i>Czekanowskia</i>	<i>Pityophyllum</i>	<i>Podzamites</i>	<i>Elatocladus</i>	<i>Equisetites</i>	<i>Conopteris</i>	<i>Lobifolia</i>	<i>Cladophlebis</i>	<i>Cladophlebis</i> , в том числе <i>C. ketovae</i>	<i>Czekanowskia</i>	<i>Nilssonina</i>	<i>Nilssonina—</i> <i>Pityophyllum</i>	<i>Pityophyllum</i>	<i>Podzamites</i>	<i>Elatocladus</i>	Смешанные	Монотаксонные	из двух родов	из трех родов	более чем из трех родов	всего
Рыбачья (<i>K₁rb</i>)	27	24	14	35	18	—	35	7	—	45	45	—	10	14	—	14	10,5	—	7	17	14	20	—	4	34	35	3	28	66
Чепинская (<i>J₂cp</i>)	29	15	20	34	—	Редко	15	4	7	30	12	2	19	7	7	19	—	5	10	—	19	12	1	—	44	33	21	2	56

* Под частотой встречаемости остатков растений данного таксона понимается процентное отношение числа их местонахождений к числу местонахождений всех определенных растительных остатков. Поскольку в одном местонахождении нередко встречаются остатки растений двух и более таксонов, сумма частот встречаемости всех таксонов превышает 100 %.

** Роды, не приведенные в таблице, установлены в единичных местонахождениях.

рыбачьей (K_1) — по флоре из Апсатской впадины. Эта стратиграфическая схема используется и в настоящее время. Новые данные свидетельствуют об отсутствии средней юры в Апсатской впадине. Они подтверждают позднеюрский — раннемеловой возраст толщи и, как нам представляется, позволяют его уточнить.

Флористический комплекс чепинской свиты включает виды, известные в Сибирской палеофлористической области [1] из средней — верхней юры (*Raphaelia diamensis*), верхней юры (*Equisetites tschetschumensis*, *E. nerjungrensis*, *Cladophlebis orientalis*, *Raphaelia cf. stricta*), верхней юры — нижнего мела (*Cladophlebis serrulata*, *Pseudocycas polynovii*, *Nilssonia schauburgensis*, *N. schmidtii* и др.), нижнего мела (*Cladophlebis ambigua*, *C. cf. atyrkanensis*, *Sphenopteris lepiskensis*, *Cephalotaxopsis acuminata*, *Schizolepis furcata* и др.), а также формы широкого стратиграфического распространения. Существенно преобладают в нем позднеюрские — раннемеловые виды. Поэтому нет никаких оснований для вывода о среднеюрском или средне-позднеюрском возрасте комплекса.

Довольно большое число раннемеловых форм сближает чепинский комплекс с раннемеловыми (неокомскими) флорами соседних регионов. Однако находки позднеюрской *Raphaelia diamensis*, по исчезновению которой в Сибирской палеофлористической области проводится граница юры и мела [7], и *R. cf. stricta* (определение В. А. Вахрамеева, сборы В. С. Шульгиной и В. С. Федоровского) свидетельствуют о позднеюрском возрасте чепинской свиты. Присутствие раннемеловых видов в значительном количестве заставляет предполагать, что эта свита формировалась в самом конце поздней юры. Поскольку *Raphaelia diamensis* найдена в ее нижней части, не исключена также возможность отнесения верхней части свиты к нижним горизонтам нижнего мела. До получения дополнительных материалов предлагается совмещать стратиграфическую границу между юрой и мелом с границей свит.

Правомерность отнесения чепинской свиты к концу поздней юры подтверждается и результатами сравне-

ния ее флористического комплекса со сравнением с чепинским. Среди флорой близкого Южно-Якутского бассейна первые появившихся в рыбачьей свиты. В последнем выделены следующие виды *Equisetites rugosus*, *Cladophlebis ketovae* и *Ginkgo adiantoides* дурайский (J_2), кабактинский (J_3), известны только из нижнемеловых отложений Сибирской палеофлористической области. Так, *Equisetites rugosus* (K_1 , неоком), соответствующие однохарактерен для нижней половины нижнемеловым свитам (юхтинской, дураканской, нижней половине кабактинской и беркакитской) ряда районов верхней половины кабактинской и беркакитской свиты (неоком или его канской и одновозрастной ей ундытканской свите (неоком или его канской и одновозрастной ей ундытканской свите) Токинской впадины Южно-Якутского бассейна [11] и

Чепинский комплекс наиболее сходен с нерюнгриканским. Наряду с ним в немеловой свите (низы нижнего мела) бассейна р. Зеи [4]; *Cladophlebis (Gonatosorus) ketovae* известными раннемеловыми *Raphaelia diamensis* и другими формами, известными в верхней юре Южно-Якутского бассейна (а также в чепинской свите), в верхней части верхнего мела Ленского бассейна, где он встречается в верхней части неокома [2].

Наряду с указанными видами в рыбачьей свите довольно многочисленны формы, найденные и в чепинской, но более характерные для нижнего мела — *Cladophlebis ambigua*, *Sphenopteris lepiskensis*, *Nilssonia schauburgensis*, *N. schmidtii*. Виды, типичные только для поздней юры, так же как и только для второй половины раннего мела (апт — альб), в рыбачьей свите не установлены. Возраст этой свиты может быть определен как первая половина раннего мела (неоком).

Из флостратиграфических комплексов Южно-Якутского угольного бассейна наиболее сходен с описываемым комплексом чепинской свиты Чульманской впадины и ундытканской свиты Токинской впадины. В нем, так же как и в комплексе рыбачьей свиты, впервые появляются *Equisetites rugosus*, *Coniopteris saportana* и *Cladophlebis ketovae*, присутствует *Lobifolia cf. novopokrovskii*. Близок и состав доминантов.

Таким образом, анализ систематического состава флористических комплексов рассматриваемой угленосной толщи показал, что чепинскую свиту следует относить к верхней части верхней юры (условно, к волжскому ярусу), а рыбачью — к нижней половине нижнего мела — неокому. В Южно-Якутском бассейне стратиграфическим

аналогом первой является нерюнгриканская свита, а второй — одновозрастные холодниканская и ундытканская. Мощные и сверхмощные угольные пласты приурочены в Алдано-Чульманском районе Южно-Якутского бассейна к верхней части нерюнгриканской свиты, а на Апсатском месторождении — к чепинской свите. Следовательно, можно заключить, что мощное торфонакопление в названных районах было примерно синхронным и происходило в самом конце юрской эпохи.

Для корреляции угленосных толщ Апсатского месторождения хр. Кодар и Южно-Якутского бассейна можно использовать не только систематический состав флористических комплексов, но и некоторые палеоэкологические признаки. Главный из них, на наш взгляд, — частота встречаемости отдельных таксонов (в основном родов) и ее изменение по разрезу. В отличие от такого критерия как систематический состав, частота встречаемости применима для таксонов и ограниченного, и самого широкого стратиграфического распространения. «Транзитные» виды и роды, устанавливающиеся по всему разрезу угленосной толщи, нередко различаются по частоте встречаемости в тех или иных ее частях. Они составляют, как правило, значительную (если не преобладающую) часть флористических комплексов, но обычно не могут быть использованы для корреляции и стратификации. При учете частоты встречаемости такие таксоны, в первую очередь доминанты флор, приобретают коррелятивное значение.

Доминирование определенных таксонов, отражающее характер растительности, преобладание в ней соответствующих растительных сообществ обусловлено палеогеографическими факторами. Можно допустить, что аналогичные изменения растительности двух районов в пределах одной палеофлористической провинции должны происходить синхронно. Еще более вероятно это предположение для таких месторождений, как Апсатское и в Южно-Якутском бассейне Нерюнгринское, расстояние между которыми не превышает 400 км. Некоторые исследователи рассматривают впадины

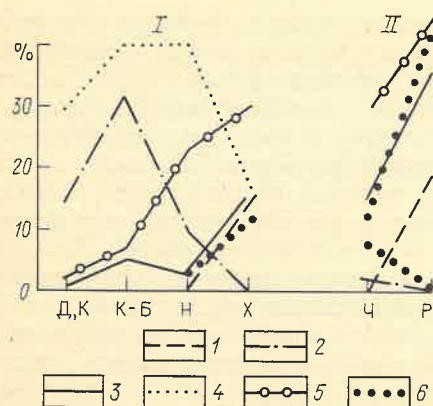


Рис. 3. Изменение частоты встречаемости некоторых остатков растений в угленосных толщах Южно-Якутского бассейна (I) и Апсатского месторождения (II)

Частота встречаемости растений: 1 — *Cladophlebis* ketovae, 2 — *Raphaelia*, 3 — цикадофиты, 4 — *Czekanowskia*, 5 — *Pityophyllum*, 6 — *Podozamites*; фитогеографические зоны: Д — денсовский (J_2), К — кабактинский (J_3^1), К-Б — кабактинско-беркаитский (J_3^2), Н — нерюнгринский (J_3^3), Х — холодниканский (K_1); свиты: Ч — чепинская (J_3^{cp}), Р — рыбацкая (K_1rb)

Южно-Якутского бассейна и Апсатскую как остатки генетически единой полосы распространения мезозойских угленосных отложений на стыке Сибирской платформы и Станового поднятия. Сходство слагающих их угленосных формаций позволяет считать, что аналогичные изменения частоты встречаемости основных родов и видов, отражающие палеосукцессии, должны были происходить в рассматриваемых районах синхронно.

В этой связи заслуживает внимания изменение частоты встречаемости в угленосных отложениях Апсатского месторождения и Южно-Якутского бассейна хвойных *Pityophyllum* и *Podozamites*, чекановские, цикадофиты и некоторых папоротников (рис. 3). В большей части южноякутской угленосной толщи (дурайский, кабактинский, кабактинско-беркаитский фитогеографические зоны J_2 — J_3^2) преобладают чекановские, *Raphaelia*, крупноперышковые *Cladophlebis*. Цикадофиты здесь немногочисленны, хотя их количество и таксономическое разнообразие заметно возрастают вверх по разрезу, а хвойные *Pityophyllum* и особенно *Podozamites* весьма редки.

В верхней части верхней юры (нерюнгринский фитогеографический район J_3^3) это соотношение нарушается, и среди доминантов наряду с чекановскими присутствуют *Pityophyllum*. В нижнем

мелу (холодниканский фитогеографический район) частота встречаемости чекановских заметно сокращается, хотя остаются доминантами, а хвойных увеличивается, причем помимо *Pityophyllum*, доминантом становится *Podozamites*. Одновременно исчезают рафелии, повышается содержание цикадофитов, а среди представителей рода *Cladophlebis* возрастает число мелкоперышковых форм (*C. cf. ketovae* и др.).

В угленосной толще Апсатского месторождения основными доминантами являются хвойные *Pityophyllum*, *Podozamites*, чекановские редки (чепинская свита) или вообще не найдены (рыбацкая свита). По соотношению именно этих групп растений апсатская толща отличается от большей части южноякутской (J_2 — J_3^2), но становится близкой к верхам последней (J_3^3 — K_1). Изменения частоты встречаемости отдельных групп растений в рыбацкой свите по сравнению с чепинской, с одной стороны, и в холодниканской по сравнению с нерюнгринской — с другой, аналогичны. Они заключаются в изменении содержания *Pityophyllum*, *Podozamites*, цикадофитов, мелкоперышковых *Cladophlebis* и в уменьшении (вплоть до полного исчезновения) количества крупноперышковых *Cladophlebis*, *Raphaelia* и *Czekanowskia*. Таким образом, анализ частоты встречаемости и состава доминантов подтверждает вывод о возможности сопоставления чепинской свиты с нерюнгринской, а рыбацкой — с холодниканской, сделанный и на основе изменения систематического состава флористических комплексов.

Нельзя не отметить некоторых различий между флорами сопоставляемых свит (см. рис. 3). Так, частота встречаемости цикадовых, *Pityophyllum* и *Podozamites* больше, а чекановских, рафелий, мелкоперышковых меньше на Апсатском месторождении, чем на Южно-Якутском бассейне. В первом районе цикадовые представлены главным образом родом *Nilssonia*, а во втором — *Ctenis*. Род *Podozamites* встречается только для холодниканской свиты на Апсатском месторождении — в обеих свитах, хотя в чепинской он найден только в верхах. Такие различия

можно объяснить влиянием локальных палеогеографических факторов. Следует также учесть, что в конце юры — начале мела южная часть Алданского щита испытывала общее поднятие, и осадки накапливались лишь в отдельных депрессиях, разобщенных конседиментационно воздымавшимися значительными по площади областями сноса.

Основными растительными сообществами на территории Южной Якутии средне-позднеюрское время были, видимо, широко распространенные на площади чекановские и феникопиховые леса, а также более локально развитые заросли гигрофильных крупноперышковых *Cladophlebis*, рафелий и хвощевых. В конце юры — начале мела (нерюнгринское — холодниканское время) в результате общего поднятия территории, усиления расчлененности рельефа и дренированности территории сообщества заболоченных низменностей постепенно вытеснялись хвойными лесами, состоявшими из *Pityophyllum* (плакоры) и *Podozamites* (небольшие заболоченные низменности?), зарослями более мезофильных папоротников, также цикадовых (*Ctenis*). Чекановские леса еще играли значительную роль в составе растительности, но занятые ими площади, по-видимому, сокращались.

В это время происходило осадконакопление и в Апсатской впадине. Судя по частоте встречаемости типов ориктогенных (см. таблицу), здесь в чепинское время на дренируемых участках доминировали леса *Pityophyllum*, а на заболоченных низменностях — сообщества хвощевых и крупнолистных *Cladophlebis*. Были широко распространены и сообщества нильсоний, а с конца чепинского времени — леса *Podozamites*.

Чекановские леса гораздо менее характерны для этой территории, чем на Апсатском месторождении, что может указывать на более расчлененный рельеф в районе хр. Кодар. Во время накопления осадков рыбацкой свиты сообщества

стыва заболоченных низменностей занимали меньшие площади, а некоторые из них исчезали. Растительность становилась более однообразной, и еще шире были распространены леса *Pityophyllum*, возможно, с подлеском из нильсоний и *Podozamites*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., Наука, 1964.
2. Киричкова А. И. Палеоботаническое обоснование стратиграфии и сопоставления юрских и нижнемеловых континентальных отложений Западной Якутии. — В кн.: Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л., 1979, с. 123—148.
3. Колесников Ч. М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.-Л., Наука, 1964, с. 5—138.
4. Лебедев Е. Л. Позднеюрская флора реки Зеи и граница юры и мела. М., Наука, 1965. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 125).
5. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнусевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971.
6. Новый район коксующихся углей на БАМе/А. Г. Портнов, В. Ф. Череповский, И. В. Переяславский, В. С. Четчин. — Сов. геология, 1980, № 3, с. 33—43.
7. О границе юры и мела в континентальных толщах Северной Сибири/Н. Д. Василевская, А. Ф. Ефимова, А. И. Киричкова, В. А. Самылина. — Учен. записки НИИГА. Сер. Палеонтология и биостратиграфия, 1967, вып. 20, с. 40—47.
8. Ташихин Н. Н., Колесников Ч. М. Континентальные отложения юры и мела юга Сибирской платформы и Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., Наука, 1967, с. 30—40.
9. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., Наука, 1972.
10. Шульгина В. С. Геология мезозойских угленосных отложений Кодаро-Удоканского района. — В кн.: Тезисы докладов Второй научной конференции геологической секции Забайкальского отделения Географического общества СССР. Чита, 1965, с. 27—30.
11. Южноякутская угленосная формация/В. М. Власов, А. А. Семериков, Е. С. Корженевская и др. Л., Недра, 1981. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 312).

Олистостромы вулканогенно-осадочной формации Гиссаро-Алая и Дарваза

Конседиментационные хаотические комплексы, широко распространенные во всех складчатых областях, приурочены к определенному типу формаций. Чаще всего они связаны с флишем, молассой и вулканогенно-осадочными толщами. В литературе эти комплексы известны под названиями «глыбовых брекчий», «хаосбрекчий», «мегабрекчий», «дикого флиша», «горизонтов с включениями», «тиллитоидных конгломератов», а в последнее время — как олистостромовые образования. В то же время широкий круг геологов еще не считает подобные хаотические накопления самобытными природными образованиями. Несомненно, однако, что они имеют огромное значение для решения проблем региональной стратиграфии и тектоники.

В литературе охарактеризовано довольно значительное число олистостромов из разновозрастных складчатых областей. Большинство их относится к флишевой формации, реже — к молассам и вулканогенно-терригенным толщам. В настоящей статье рассматриваются хаотические макробрекчиевые комплексы из вулканогенно-терригенных толщ карбона Южного Гиссара и Дарваза.

На южном склоне Гиссарского хребта глыбовый горизонт (олистостром) можно наблюдать в Мечетлинской тектонической зоне [3], где он приурочен к вулканогенно-осадочной толще среднего карбона. Вмещающие отложения фациально изменчивы и представлены в разных частях разреза различными сочетаниями вулканических и осадочных пород. Это туфы, туфобрекчий и эффузивы основного состава, чередующиеся с частыми лавками известняков, глинистых сланцев, туфогенных и слюдистых песчаников, кремнистых пород. Местами отмечаются слои конгломератов.

Олистостром с перерывами прослеживается на расстояние около 150 км от р. Обизаранг на западе до р. Кафирниган на востоке. В местах наиболее типичного развития мощность его достигает 200—300 м.

К западу от долины р. Варзоб обычно наблюдаются относительно короткие, но мощные линзы известняковых макроглыбовых брекчий, залегающие внутри вулканогенно-терригенной толщ. Контакты этой брекчий с вмещающими породами седиментационные, хотя на р. Обизаранг в силу специфической морфологии они ранее считались тектоническими. В блоках известняков разного облика и состава найдены разновозрастные палеонтологические остатки — верхнесилурийские, среднедевонские, нижнекаменноугольные и, возможно, верхнедевонские. В разрезе олистострома по саю Шаргунь его глыбовая текстура подчеркнута наличием тонких темных «прокладок» песчано-сланцевого состава, отделяющих один известняковый блок от другого.

На междуречье Варзоб — Кафирниган южногиссарский олистостром образует практически непрерывную гряду известняковых и доломитовых брекчий. Глыбовое сложение этого олистострома хорошо видно на обоих склонах долины р. Варзоб, особенно отчетливо — на ее

правом борту. В среднем течении р. Харанди олистостром представлен брекчий, в массивных известняках неровная, с глубокими карманами и расщелинами, заполненными обломками известняка и породами вмещающей толщи. При этом со стороны известняков создается впечатление, что глыбы как бы «вдавлены» в подстилающие осадки. Перед фронтом большинства глыб сложено доломитизированных крупных глыб кое-где можно наблюдать известняками и доломитами девона и смятые терригенного вещества вмещающих лур, возраст которых доказан находками лур, выдавленного из-под глыб при их сползании.

На Дарвазе глыбовые хаотические комплексы распространены очень широко, залегающие в массивных известняках девона, дочной серии. Отдельные интервалы ее разрезного карбона (от турнейского до серпуховского яруса) и, реже, среднего карбона. На 4, 8, 10] уже отмечалось наличие таких в самом борту р. Обихарак (Дударги) к североплещков, но они не были описаны и специально не изучались.

В Обихумбуоской тектонической зоне, к югу от перевала Хабурабат (рис. 1), олистостром представлен известняками девона, отдельные олистолиты приурочены к карбону. В разрезе олистострома выделяются вулканогенно-осадочной серии, сложенной литологически различными толщами. Здесь принято выделять калайхумбскую, аспандоускую, хырсаринскую и обимангитскую свиты. Считается, что все они принадлежат нижнему карбону. По мнению В. Д. Салтовской, определявшей коллекцию, на принадлежность пород к нижнему карбону, визейскому и серпуховскому ярусам.

В шифах из другой глыбы определены: *Indarella malica* Masl., *Beresella erecta* Masl. et Kul., *Donezella lutugini* Masl., *Lophophragmina* sp., *Pseudoglossospira karshankina* Rum., *Globivalvulina minima* Reittl., *moellerata* Reittl., *Pseudoammobaculites sorbaticus* Mal., *Eostaffella parastruvei* Masl. (средний карбон, башкирский ярус). Аналогичные комплексы водорослей и фораминифер нижнего и среднего карбона определены из обломков органогенно-обломочных и известняков. Все это свидетельствует о том, что породы калайхумбской свиты не могут быть древнее среднего карбона. Однако стратиграфический объем свиты все еще признается большинством исследователей как турне — визе.

Главная масса олистостромовых комплексов Обихумбуоской зоне приурочена к двум толщам, залегающим выше фиолетовых шаровых лав аспандоуской свиты. Одна из них сложена преимущественно валунно-галечными конгломератами, конгломератами и брекчий, местами содержащими туфы и туфобрекчий кислого и среднего состава, а также редкие покровы липаритов и дацитов. Другая толща представлена, по данным Э. З. Таирова [1], кристалло- и литокластическими туфами дацитов и липаритов, вулканическими гравелитами, арглитами, кремнистыми туфитами, реже покрывами андезитов, дацитов и липаритов.

Обе толщи широко распространены в бассейне р. Хырсада. Предыдущими исследователями они относились соответственно к хырсаринской и обимангитской свитам [9], считавшимися породами, а их удлиненная часть описывалась как турне — визе.

олистостромы вулканогенно-осадочной формации

рована по простиранию слоев. Иногда некоторые пластины могут быть несколько развернуты по отношению к общей слоистости вмещающих пород. Контакты с последними ровные и четкие.

Напротив, нижняя поверхность глыб и блоков олистострома представлена неровной, с глубокими карманами и расщелинами, заполненными обломками известняка и породами вмещающей толщи. При этом со стороны известняков создается впечатление, что глыбы как бы «вдавлены» в подстилающие осадки. Перед фронтом большинства глыб сложено доломитизированных крупных глыб кое-где можно наблюдать известняками и доломитами девона и смятые терригенного вещества вмещающих лур, возраст которых доказан находками лур, выдавленного из-под глыб при их сползании.

Изучение органических остатков из олистостромовых образований (Дарвазский хребет) 1 — Хырсада; 2 — Обихарак (Дударга); 3 — Джаридарида; 4 — Рабун; 5 — Хаудара



Рис. 1. Местоположение разрезв, где вскрыты олистостромовые образования (Дарвазский хребет) 1 — Хырсада; 2 — Обихарак (Дударга); 3 — Джаридарида; 4 — Рабун; 5 — Хаудара

аспандоуская, хырсаринская и обимангитская свиты лежат выше калайхумбской, в олистолитах (!) которой собраны органические остатки среднего карбона, они не могут быть древнее среднего карбона. Скорее всего, эти свиты следует относить к верхнему карбону. Не исключена возможность принадлежности их частично к нижней перми. Фауна нижнего карбона, найденная в породах указанных свит, находится во вторичном залегании — в олистолитах.

На шаровых лавах аспандоуской свиты с разрывом лежит толща конгломерато-брекчий и конгломератов, массивных, с хаотичной текстурой, состоящих из смеси разноокатанных обломков — от резко угловатых до хорошо окатанных.

Конглобрекчий и конгломераты включают многочисленные огромные валуны и глыбы. Состав конгломератов непостоянен: в одних случаях в них преобладают обломки вулканических пород (базальты, спилиты, диабазы, андезиты, порфириты, кварцевые кератофиры, туфы), карбонатные и кремнистые породы отмечены в качестве примеси, в других — разнообразные известняки. Известняковые разновидности конгломератов содержат много кремнистых обломков. Карбонатные гальки представлены турнейскими, визейскими, серпуховскими и, возможно, башкирскими известняками. Цемент обильный, туфовый и карбонатно-туфовый, с песчано-гравийным заполнением.

Крупные валуны и глыбы, а также маломощные и непротяженные линзы мелкоглыбовых хаотических брекчий сложены теми же известняками, что и галечный материал. Значительно реже отмечаются глыбы вулканических и розовых известняков с остатками иглокожих и гониатитов серпуховского возраста. Размеры глыб колеблются от 2 до 20 м. Форма их разнообразная, без признаков окатанности. Глыбы в теле конглобрекчий распределены беспорядочно, но иногда удается установить их приуроченность к определенным стратиграфическим уровням. Обращает на себя внимание, что отдельные известняковые глыбы раздроблены и брекчированы, большинство же их сопровождается шлейфом мелких обломков известняков, иногда — дресвы.

В отдельных частях разреза грубообломочной толщ имеются скопления известняковых глыб, образующие своеобразные маломощные (3—15 м) линзы-олистостромы с галечно-дресвяным заполнением.

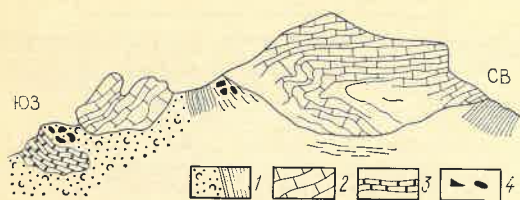


Рис. 2. Олистолиды нижнекарбонных известняков и кремнистых пород в вулканогенно-осадочной толще S_2-P_1 (?) (левый борт р. Хырсада)
1 — вулканогенно-осадочная толща; 2 — олистолиды известняков нижнего карбона; 3 — олистолист кремнистых пород; 4 — мелкие обломки известняков

Среди конгломератобрекчий с хаотической текстурой местами встречаются пакеты линзовидной формы мощностью от 0,5 до 5 м, сложенные мелкогалечными конгломератобрекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками, чередующимися между собой. В отдельных слоях отмечается прямая и обратная градиционная слоистость. Четкость и совершенная сохранность инфраструктуры подобных образований указывают на чисто седиментационное происхождение глыбовых брекчий (олистостромов).

Хаотическое строение грубообломочной толщи — смесь обломков разной величины и окатанности, присутствие в обломках, цементе и в самой толще материала вулканического происхождения, местами наблюдающееся чередование неслоистых глыбово-валунных конгломератобрекчий с линзами пород, обладающих отчетливо выраженной слоистостью, ассоциация с вулканитами — все эти признаки характерны для отложений типа грязекаменных потоков вулканического происхождения (лахаров) и «сухих» рек.

Описанный грубообломочный материал накапливался в процессе вулканической деятельности; дальнейший перенос его осуществлялся в результате обвалов, оползней и грязекаменными потоками. Наличие в отдельных слоях отсортированной слоистости говорит о том, что грязекаменные потоки частично вливались в водную среду. Таким образом, генезис рассматриваемого грубообломочного хаотического комплекса сложный. Подобные комплексы следует относить к вулканогенно-гравитационному типу, по классификации М. Г. Леонова [6].

Еще более интересный грубообломочный хаотический комплекс наблюдается в верховьях р. Хырсада (см. рис. 1). Он также приурочен к вулканогенно-осадочной толще, но имеет несколько иной состав. В этом комплексе глыбы и бескорневые блоки представлены известняками нижнего карбона и силура — девона. Вмещающая толща сложена кристалло-литокластическими туфами дацит-липаритового состава, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, аргиллитами и кремнистыми туфами, реже устанавливаются покровы андезитов, дацитов и липаритов.

Вулканогенно-осадочная толща содержит много глыб, пластин и блоков чистых массивных, органогенных и кремнистых известняков, реже силицитов. Отмечаются также непротяженные и маломощные линзы известняковых глыбовых брекчий. Размеры глыб колеблются в широких пределах — от 2 до 150 м. Блоки и

глыбы обычно сопровождаются шлейфом мелких обломков того же состава, что и крупные глыбы. Форма глыб разнообразная — метричная, неправильная (сложной конфигурации) и пластинообразная; преобладают первые разновидности, глыбы-пластины встречаются редко. Одна из них, представленная слоистыми известняками виле, нами наблюдалась на левом берегу р. Хырсада. При этом ее мощность не превышает 30 м. Слоистость известняков в пластине впадает с общим напластованием вмещающей толщи. В северо-западном направлении мощность пластины постепенно сокращается до 3 м, а затем пластина распадается на отдельные обособленные линзовидные тела, которые в свою очередь, переходят в мелкоглыбовую брекчию. В основании пластины местами встречается монокитовая известняковая мелко-среднеобломочная брекчия.

Примечательна серия крупных изолированных бескорневых массивов известняков на левом берегу р. Хырсада, лежащих на гравелитах местных водоразделов саев, выработанных вулканогенно-осадочной толще. Один из них представляет хорошо слоистыми известняками нижнего карбона, образующими сильно изогнутую складку (рис. 2). Вмещающая толща содержит многочисленные глыбы и линзы известняков, сложенных известняками и туфами.

Северо-восточнее на водоразделе с р. Халдунга фиксируется еще несколько крупных массивов известняков и доломитов дикзанкоуской серии (силур — девон), которые обычно залегают в современном рельефе на осадочно-вулканогенно-осадочной толще, некоторые из них сложены глыбовой брекчией, причем глыбы и куски настолько плотно прижаты друг к другу, что границу между ними не удается выявить. Протяженность таких массивов колеблется от 300 м до 1,0 км, мощность до 50—80 м.

Описанный хаотический комплекс, состоящий из вулканогенно-осадочных пород и огромного количества включений глыб разного размера — конгломератов, конгломерато-брекчий, брекчий, тиллолитов, пластинообразных, а также линз конгломератов и конгломератобрекчий мелко- и среднеобломочных, следует относить к типичным олистостромам. Они сформировались в результате процессов обрушения и сползания.

Исключительно эффектный вид имеет олистостромовая толща среднего карбона, разлагающаяся в Калайхумб-Сауксайской тектонической зоне и впервые выделенная М. М. Кухтиковым и Г. П. Винниченко [4] как дударгинская свита. Обнаружение И. Н. Черенковым в породах этой свиты олистолиды известняков с кремнистыми породами приводит к выводу о том, что олистостромовая толща имеет сложное строение. В ней встречаются прослои измененных андизитов, базальтов.

Базальная часть дударгинской свиты представлена в основном мощной гигантской брекчией — олистостромом. Брекчия состоит преимущественно из разновеликих обломков известняков и доломитов, очень плотно прижатых друг к другу, то с значительным количеством матрикса, то с значительным промежутком между соприкасающимися

глыбами. В других местах основная масса глыб преобладает, а глыбы в ней разбросаны и не соприкасаются между собой.

На левом берегу р. Обихарак, несколько севернее ее слияния с р. Джаридарида видно, как коренной силур-девонский карбонатный массив погребен под хаотическим свалом карбонатных глыб олистоstroma. При этом создается впечатление о наличии единого, хотя и разбитого на блоки коренного массива, за который глыбовый горизонт принимался предыдущими исследователями и картировался как дикзанкоуская свита силура — девона.

Специально проведенные наблюдения позволяют установить, что на первый взгляд единый массив карбонатных пород в северо-восточной части представлен крупноблоковой карбонатной брекчией. Имеются также участки, сложенные подчиненными, «частными», олистоstroma-ми, наложенными друг на друга в процессе накопления. Подобные горизонты хаотического слияния серии отдельных «частных» олистостромовых тел, описаны и в других регионах [6].

Брекчии имеют буроватую окраску с поверхностью вследствие обогащения водными окислами железа и более подвержены процессу выветривания по сравнению с коренными выходами известняков; они относительно легко разлагаются на обломки. На поверхности олистоstroma развивается своеобразный микро-рельеф, не свойственный известнякам.

Верхняя часть дударгинской свиты представляет осадочно-вулканогенной толщей сложного состава. В ней спорадически встречаются многочисленные известняковые олистолиды и разбросанные тела олистоstromовых глыб и куски настолько плотно прижаты друг к другу, что границу между ними не удается выявить. Протяженность таких массивов колеблется от 300 м до 1,0 км, мощность до 50—80 м.

Описанный хаотический комплекс, состоящий из вулканогенно-осадочных пород и огромного количества включений глыб разного размера — конгломератов, конгломерато-брекчий, брекчий, тиллолитов, пластинообразных, а также линз конгломератов и конгломератобрекчий мелко- и среднеобломочных, следует относить к типичным олистостромам. Они сформировались в результате процессов обрушения и сползания.

Исключительно эффектный вид имеет олистостромовая толща среднего карбона, разлагающаяся в Калайхумб-Сауксайской тектонической зоне и впервые выделенная М. М. Кухтиковым и Г. П. Винниченко [4] как дударгинская свита. Обнаружение И. Н. Черенковым в породах этой свиты олистолиды известняков с кремнистыми породами приводит к выводу о том, что олистостромовая толща имеет сложное строение. В ней встречаются прослои измененных андизитов, базальтов.

Базальная часть дударгинской свиты представлена в основном мощной гигантской брекчией — олистостромом. Брекчия состоит преимущественно из разновеликих обломков известняков и доломитов, очень плотно прижатых друг к другу, то с значительным количеством матрикса, то с значительным промежутком между соприкасающимися глыбами. В других местах основная масса глыб преобладает, а глыбы в ней разбросаны и не соприкасаются между собой.

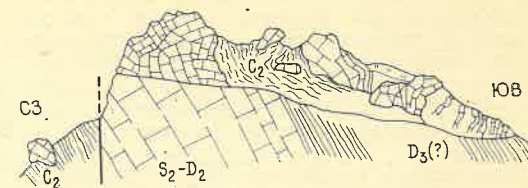


Рис. 3. Олистостром дударгинской свиты (разрез по левому берегу р. Обихарак)
Усл. обозн. см. рис. 2

Размеры обломков и блоков колеблются в широких пределах, достигая в отдельных случаях 1,5 км в длину. Мощность блоков около 20—150 м. Наиболее крупные блоки и пластины, сложенные известняками и доломитами дикзанкоуской серии, наблюдаются в бассейнах рек Рабут, Хаудара и Гушун. Форма обломков и глыб разнообразная, преимущественно резкоугловатая, имеются блоки неправильной, сложной формы, с сильно изломанными поверхностями; окатанные глыбы и крупные валуны редки. Валуны и мелкие окатанные глыбы обычно «одеты» в рубашку из черного аргиллита. Массивные известняки образуют глыбы и блоки изометричной или неправильной формы, а четкослоистые — пластинообразные отторженцы-включения, располагающиеся согласно с вмещающими породами.

Нижняя поверхность глыб и блоков массивных известняков неровная, с карманами и расщелинами, заполненными раздавленными породами вмещающей толщи, глыбы как бы вмяты в подстилающие осадки. На участках, где отмечаются скопления известняковых глыб, можно наблюдать структуру «рыбей чешуи» — черепицеобразное наложение одной глыбы на другую. Глыбовые комплексы почти всегда сопровождаются шлейфом брекчий и мелких глыб того же состава, что и крупные отторженцы.

Вмещающие образования чаще всего представлены черными и темно-серыми пелитовыми породами с примесью алевроитового и песчаного материала, распределенного в глинистой массе в виде линзочек, кусочков и пластинок. На участках, где вмещающая толща сохраняет первичную слоистость, под отдельными отторженцами наблюдается мелкая морфологически сложная дисгармоничная складчатость.

Приведенный фактический материал показывает, что олистостромовая толща Дарваза имеет весьма самобытную инфраструктуру. Матрикс представлен вулканогенно-осадочной ассоциацией, включающей огромное количество глыб, блоков, пластин, горизонтов, линз и пла-

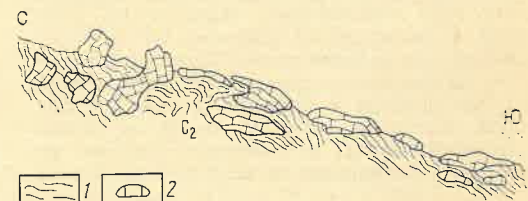


Рис. 4. Глыбы известняков нижнего — среднего девона в дударгинской свите (левый борт р. Рабут)
1 — матрикс олистоstroma; 2 — известняковые глыбы (олистолиды)

стообразных тел глыбовых брекчий (олистостромов), которые сложены разнообразными известняками и доломитами. Соотношение глыбовых образований с вмещающими породами, а также особенности их морфологии указывают на обвально-оползневой генезис олистостромов.

Поступление грубообломочного материала в бассейн седиментации происходило, по крайней мере, в период накопления базальной толщи как с северо-запада, так и юго-востока. На северо-западе суша в среднем карбоне располагалась приблизительно вдоль зоны Дробак-Рабатского разлома, на юго-востоке бассейн седиментации тоже был ограничен узким поднятием, приуроченным к Кеврон-Висхарвскому разлому (его южному крылу) [5].

Обрушение и сползание глыбового материала в прибрежную зону сопровождалось подводными оползнями жидкого осадка, которые перерастали затем в плотные осадочно-гравитационные потоки. Последние формировывали мощные пласты и линзообразные тела конгломератов, гравелитов и песчаников с хаотической текстурой и структурой.

Наличие олистостромовых образований в терригенно-вулканогенных толщах карбона Южного Гиссара и Дарваза, особенности их состава и положения в стратиграфическом разрезе позволяют сделать некоторые выводы о тектонике и геологической истории указанных районов.

1. Вулканогенно-терригенную толщу Южного Гиссара в пределах Мечетлинской тектонической зоны принято относить к нижнему — среднему карбону. Однако поскольку в составе южногиссарского олистострома имеются фрагменты известняков с нижнекаменноугольной фауной, а на левобережье р. Ханак известны [3] олистолиты с микрофауной верхней части среднего карбона, можно считать, что данная толща в возрастном отношении соответствует среднему карбону и низам верхнего карбона.

Вулканогенно-осадочные толщи Дарваза в Калайхумбском районе подразделяются на несколько свит, причислявшихся к нижнему карбону (турнейский — серпуховский ярусы). Отмеченные выше находки в олистостромах и олистолитах калайхумбской свиты органических остатков серпуховского и башкирского времени послужили основанием для омоложения возраста свиты до верхов среднего карбона и отнесения выше лежащих свит к верхнему карбону. Нельзя исключить присутствия в верхах разреза и отложений нижней перми.

2. В генетическом отношении олистостромы рядом исследователей тесно связываются с движением шарьяжей. Согласно их представлениям, тело олистострома формируется перед фронтом движущегося шарьяжа за счет разрушения его лобовой части. Тогда в структурно-геологическом разрезе олистостром должен был бы залегать в подошве шарьяжной пластины. Однако ни южногиссарский, ни дарвазские олистостромы не отвечают основным положениям вышерассмотренной модели — ника-

ких структурно-морфологических признаков дивьюктивных поверхностей покрого типа в вулканогенно-осадочных толщах сара и Дарваза не наблюдается, если не считать самого факта наличия олистострома. занные олистостромы сформировались внези с шарьяжными движениями.

3. В сложении олистостромов участвуют к и глыбы размером в поперечнике обмногие десятки метров. Вполне очевидно, для возникновения таких глыб необходзначительные амплитуды тектонических двни и сильная расчлененность рельефа. а стадии завершения государственгеологической съемки масштаба 50 000 описываемой территории освавались не решенными многие вопростратиграфии и тектоники палеог, что препятствует составлению единой геологической карты региона. При интерпретации фактических материаго «эскарпа» известняковой гряды отчленяов принимались подчас трудно совестимые представления: чередованиеиستم мио- и эвгеосинклинальныхи, разделенных крутопадающимиизломами, определяющими размещеи и мощности фаций осадочных и вулканогенных пород; тектоническоеучивание земной коры с гигантскимремещением аллохтонов и сближеи на сотни километров северных и южных эвгеосинклинальных комплеков; широкое развитие «дикого» флиа и олистостром, привлекавшихсяа объяснения стратиграфических ируктурных неувязок комплексовдр. Изданные геологические картыпубликации разных авторов хорошоотражают эти противоречия в предавлениях о строении и истории разтия Кызылкумов в палеозое [2, 6, 8, 9, 11 и др.].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. К геологии вулканогенно-осадочных толщ Юго-Западного Дарваза/Э. З. Тан С. В. Руженцев, А. Н. Сухов и др. — Докл. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., химич. геол. наук, 1968, № 1 (67), с. 73—70.
2. Кузнецов В. А., Лелешус В. Л. Новые данные по стратиграфии палеозоя Южного Гиссара. — Докл. АН ТаджССР, 1967, т. № 11, с. 58—60.
3. Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важность закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, Дониш, 1968.
4. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Дарваза. — Докл. АН ТаджССР, 1976, т. 17, № 5, с. 52—54.
5. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Крайние долгоживущие разломы Памира. Душанбе, Дониш, 1977.
6. Леонов М. Г. Олистостромы в структурах складчатых областей. М., Наука, 1981.
7. Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1946, № 1, с. 68—83.
8. Поспелов И. И. Тектонические покровы Юго-Западного Дарваза и проблема Дробак-Рабатского краевого разлома. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 1, с. 168—171.
9. Пыжьянов Н. В. Стратиграфия зеленых толщ Юго-Западного Дарваза. В кн.: Мат.-лы по геологии Памира. Вып. Душанбе, 1964, с. 44—70.
10. Руженцев С. В. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Юго-Западного Дарваза. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 947—949.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.243 (575.1)

Ф. ИВАНКИН, Д. Г. АЖГИРЕИ (ЦНИГРИ), Н. И. НАЗАРОВА, Р. В. ЦОЙ, В. КАСАВЧЕНКО, В. С. КОРСАКОВ (ПГО «Самаркандгеология»)

Роль глубинных разломов в строении центральных Кызылкумов и Нуратинского хребта

На стадии завершения государственной геологической съемки масштаба 50 000 описываемой территории оставались не решенными многие вопросы стратиграфии и тектоники палеог, что препятствует составлению единой геологической карты региона. При интерпретации фактических материалов принимались подчас трудно совместимые представления: чередование систем мио- и эвгеосинклинальных, разделенных крутопадающими разломами, определяющими размещение и мощности фаций осадочных и вулканогенных пород; тектоническое учивание земной коры с гигантским ремещением аллохтонов и сближением на сотни километров северных и южных эвгеосинклинальных комплексов; широкое развитие «дикого» флиа и олистостром, привлекавшихся для объяснения стратиграфических и структурных неувязок комплексов. Изданные геологические карты и публикации разных авторов хорошо отражают эти противоречия в представлениях о строении и истории развития Кызылкумов в палеозое [2, 6, 8, 9, 11 и др.].

По данным Д. П. Резвого, А. Е. Довголова, Е. Д. Карповой, В. Н. Крестовой, П. Д. Виноградова и других исследователей, обобщенным В. В. Белиусовым [5], отмечаются следующие особенности строения и развития герциниды Южного Тянь-Шаня. Южно-Тяньшаньская геосинклиналь образовалась на консолидированной коре древней платформы, испытавшей в палеозое слабые недифференцированные погружения и являвшейся, видимо, северным продолжением Индийской платформы. Инверсионные отложения геосинклинали представлены в основном нижнетерригенной (силур) и известняковой (верхний силур, девон, нижний карбон) формациями, инверсионные — верхнетерригенной или фли-

шевой (средний и верхний карбон) и послеинверсионные — нижнемолассовой (нижняя пермь). Своеобразие развития региона в том, что платформенное основание уже на раннегеосинклинальной стадии было расчленено на узкие широтные полосы (шириной 15—25 км) с различной интенсивностью погружения и осадконакопления. Полосы с значительной мощностью доинверсионных формаций (4—5 км) чередовались с полосами редуцированных отложений, представленных мелководными фациями. На стадии инверсии первые («интрагеосинклинальные») превратились в поднятия весьма сложной антивергентной веерообразной складчатой структуры с опрокидыванием складок и значительным наведением чешуй в сторону прилежащих прогибов. Такую структуру имеют, например, Зарафшано-Туркестанский, Малгузарский и другие антиклинории. Полосы относительных поднятий («интрагеоантиклинальные»), напротив, испытали послеинверсионное погружение и превратились в глубокие межгорные и краевые прогибы.

Структурно-тектонический план герцинского подвижного пояса к западу по простиранию меняется, причем постепенно в Нуратинской его части и скачкообразно — в Кызылкумской. Уже на меридиане Самарканда узкий сжатый подвижный пояс заметно расширяется, а в Кызылкумской части — вдвое. За счет виргации глубинных разломов появляются вначале остроугольные, а западнее — линзовидные и почти изометричные в плане тектонические блоки относительно простого внутреннего строения, что резко отличает общий тектонический план Кызылкумов от линейного плана восточной части пояса. Это подтверждают и данные глубинного геолого-геофизического профиля [3].

Местами на эрозионном срезе устанавливается основание герцинского

пояса, относящиеся к чехлу древней платформы [4]. На обширных площадях оно залегает неглубоко под покровом среднепалеозойских известняков и верхнепалеозойских вулканитов. Все это свидетельствует о малом погружении платформенного основания на раннегеосинклинальном этапе и слабой его переработке при формировании герцинского подвижного пояса.

Дифференциация движений в среднем и верхнем палеозое приобретает интенсивность и контрастность, свойственные геосинклинальному процессу, лишь в относительно узких полосах вдоль глубинных разломов, к которым также приурочиваются проявления мантийного магматизма. Магматизм отличается щелочным уклоном, что позволило А. В. Шпотовой и В. Н. Ушакову отнести Кызылкумы к палеозойской щелочно-базальтовой провинции, возникшей на консолидированной коре континентального типа [13].

Итак, с достаточной очевидностью для палеозойской истории Кызылкумов устанавливается промежуточный режим развития между геосинклинальным и платформенным, т. е. парагеосинклинальный [5] с ведущим значением глубинных разломов и блоковой дифференциацией движений по ним. Структуры начали оформляться в нижнем палеозое, когда Центральнокызылкумское поднятие с парагеосинклинальным режимом было разделено узким наложенным прогибом Тамдытауской зоны на Ауминза-Бельтаускую и Южно-Букантаускую зоны [9]. Этот наложенный прогиб описан как узкая эвгеосинклиналь на коре океанического типа [12]. В действительности же он является одной из ветвей глубинного разлома. С развитием других — связано заложение Кокпата-Окжетпесской, Северо-Букантауской и других депрессий, заполненных терригенными и вулканогенно-осадочными толщами разного возраста.

Эти приразломные депрессии и размещенные между ними блоки консолидированных структур в опубликованных работах структурно-тектонического районирования Кызылкумов рассматриваются как структурно-формационные зоны. Глубинным же разломам отводится в сущности роль геологических границ этих зон [6, 7, 9].

Такое упрощенное понимание геотектонических процессов в глубинных разломах привело к тому, что конформные с полосами динамометаморфических сланцев и катаклазитов дайки и мелкочешуйчатые структуры. Типичные штокы габброидов, образующие разломы образования, такие, как характерные синкинематические пояса комплексы динамометаморфических доэрозийных интрузий. На кристаллических сланцах, линзах, типичные для боковых подзон пояса магматических пород, разломы глубинного разлома, на этом уровне по составу и степени метаморфизма эрозии обычно имеют встречное заполнение надразломных грабен и впадин и корнями уходят в стволы клиналей, картировались и выделены крутопадающие сланцевые швы, которые рассматривались как геологические «свиты» и структуры.

В еще более эродированных частях пояса структурно-формационного пояса глубинные разломы чрезвычайно широко представлены полосами динамометаморфических сланцев, филлитов и алевроитов, иногда в особые формы — хлоритовой субфаций метаморфизма. Полосы имеют обычно линзовидную форму, пространственно также приурочены к зонам глубинных разломов.

Результаты наших работ последовательно показывают, что в Южном Тянь-Шане и обобщенное слоистое сложение в значительной мере утрачивается за счет разломированности (будинирования) компетентных слоев, пластического срезания, отмечаются специфические проявления процессов метаморфизма, явления течения пород при расщеплении мантийного магматизма. Важнейшим элементом таких процессов является расщепление «зон» сложения внутреннего расщепления — швы и кинематика на разных этапах развития. Разломы более интенсивные ламинарные представляют собой достаточно мощные при расщеплении пород. Зоны деформированной коры, нередко они бывают сложены кристаллическими сланцами, парагнейсами, от которых они обычно отделены амфиболитами. Наконец, в наиболее эродированных частях пояса наблюдается постепенный переход к широким зонам развития, дислоцированных комплексов пород. В них появляются полосы гранитоидов и гнейсо-гранитов — поздних продуктов палингенеза по динамометаморфическим сланцам. На этом достаточно глубоком уровне эрозии как правило присутствуют согласные с кристаллическими сланцами акмолитовые тела базит-гипербазитовых и амфиболитовых пород, внедрившиеся на раннем этапе развития разломов, близко по времени с образованием кристаллических сланцев.

Рассмотрим в качестве характерного примера эволюцию по простиранию одного из важнейших глубинных разломов Южного Тянь-Шаня — Тамдытауского. Южно-Ферганский его отрезок имеет мощность 5 км. Центральный вертикальный

шов здесь представлен сильно раздробленными и расщепленными породами; к зоне приурочены вулканические породы основного состава девона — нижнего карбона и ультраосновные интрузии [14]. Между Джизаком и Янгикешлаком зона разлома имеет мощность не менее 6 км, причем в ней хорошо выделяется центральный шов, круто падающий к югу и представленный полосой кристаллических сланцев мощностью 0,5—2 км, цепочками мелких интрузий гипербазитов и линзами расщепленных вулканогенных пород основного состава. По данным Д. Я. Ахбера [2], в южном височном боку зоны алевропесчанниковые породы расщеплены с будинированием компетентных песчанниковых пластов. Для сланцевых пород типичны также экзотические глыбы мраморизованных известняков с разновозрастной фауной, что свидетельствует о значительных амплитудах относительных перемещений фрагментов будинированных пластов. Эта полоса состоит из тектонических пластин и линз ордовик-силурийских пород различного размера (от небольших пакетов до пластин длиной 5—10 км при ширине 2—3 км). Для северного лежащего бока характерно южное падение тектонических пластин под углом 70—80°.

К западу от Янгикешлака мощность зоны смятия возрастает до 8 км, причем в ее составе начинают преобладать динамометаморфические и кристаллические сланцы, представленные хлорит-эпидот-глаукофановыми, хлорит-гранат-биотитовыми, мусковитовыми кварцевидными и другими разновидностями (иттунсайская или маджерумская «свиты»). Большая часть этих сланцев возникла при метаморфизме туфов и туфитов основных эффузивов, меньшая — за счет туфопесчанников и терригенных пород. Характерной особенностью кристаллических сланцев этой зоны является присутствие в них глаукофана. Этот комплекс метаморфических пород аналогичен так называемой учкудуктауской «свите» амфиболитовых и глаукофановых сланцев, приуроченных к Центральной ветви глубинного разлома.

Мощное плитовидное тело кристаллических сланцев по простиранию глубинного разлома к западу погружа-

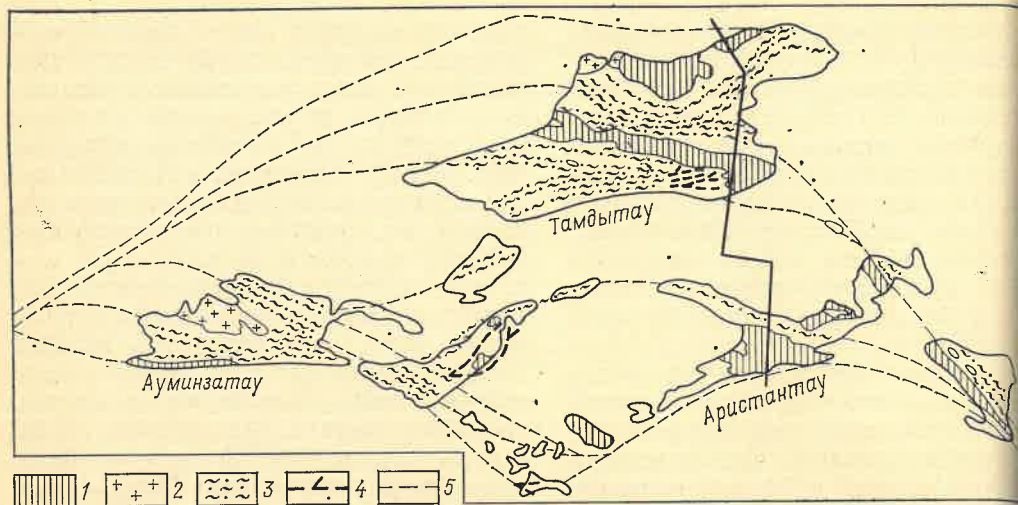


Рис. 1. Характер виргаций Тамдытау-Северонуратинского глубинного разлома в Центральных Кызылкумах

1 — карбонатные отложения девона — нижнего карбона — реликтовые тектонические блоки верхнего жесткого этажа; 2 — гранитоидные плутоны, позднеорогенные; 3 — зоны динамометаморфических и

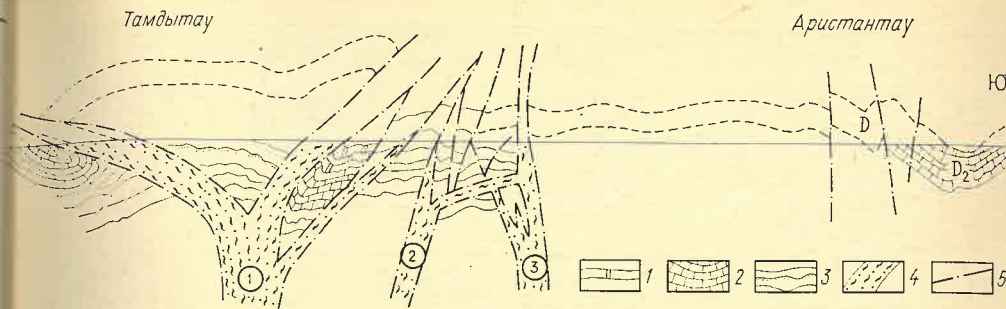
ся, и на эрозионном срезе в пределах возвышенностей Дарбаза и Сангунтау проявляется лишь верхняя его часть, представленная узкими полосами и линзами сланцев полевошпат-эпидот-актинолитового, кварц-эпидот-хлоритового и кварц-серицит-хлоритового составов. Здесь в пределах зоны глубинного разлома главным образом развиты дислоцированные алевропесчаники и налегающие на них рассланцованные туффины и туфы основного состава, местами с будинами разновозрастных известняков и доломитов. Среди этих пород при съемках выделены многочисленные мелкие интрузивные тела габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов «каттаического комплекса». Судя по геофизическим данным, комплекс основных эффузивов и сопутствующих субвулканических интрузий характерен для всей приразломной полосы длиной более 100 км и шириной до 25 км между Дарбазой и восточными отрогами Тамдытау.

Есть основания полагать, что вся часть глубинного разлома уже в пределах Кызылкумского массива подверглась весьма мощной и неоднократной базификации. Ранний этап базификации относится к ордовик-силурийскому времени, когда сформировался упоминавшийся выше Тамдытауский

кристаллических сланцев — ветви глубинных разломов; 4 — тектонические зоны обильно углеродистых катаклазитов и милонитов в слабоэродированных частях глубинных разломов; 5 — предполагаемое положение ветвей глубинных разломов в районе мощными мезо-кайнозойскими отложениями

наложенный прогиб, заполненный ившевыми эффузивами и туфами мезо-протерозойском основании, месачинской «свиты». С предположением о суммарной мощности не менее 2,5 км, представленная карбонатными и чимкуртаускими толщами девона и карбона, деформации была жесткой средой.

Другой важнейшей особенностью локализовались преимущественно крутопадающие диагональные в пределах Кызылкумов являются сдвиги и взбросо-сдвиги, изменение северо-западного простирания карбонатных гряд на широтное с одновременной сдвигом количество фрагментов кратной виргацией. Глубинный разлом (рис. 2). Нижележащий терригенный комплекс мощностью около 4—5 км в зоны и распадается на несколько крутопадающих зон разлома гообразных ветвей первого и второго порядка, испытывавших пластические деформации: рассланцевание, перевернутообразную структуру (рис. 2). Отражением этой виргации в складчатость течения. Непосредственно под карбонатной толщей, а вблизи Сангунтау и Тамдытау является основной системой гряд девон-нижнедевонских швов разломов в 0,5—1 км менноугольных известняков, опирающихся на ее лежачего бока локализованных тектоническими нарушениями надвиговые деформации. Отторженные блоки карбонатных пород среднего глубинного разлома: Северная, Южная (Джургантауская), Арстантауская, Косманачинская и сильно смятые терригенные породы выступали в качестве структурных элементов жестких будин, облепленных другими. Они расчленяют рассланцованную центральную часть Кызылкумского массива на клиновидные и линзовидные блоки длиной до 50 км и шириной от 3 до 16 км каждый. Мощность глубинного разлома. Она характеризуется в быстром переходе с глу-



2. Разрез через горы Тамдытау и Арстантау

от 300 м до 3 км. Блоки первого ряда в свою очередь разбиты на еще более мелкие фрагменты нарушения, сопряженными с главными виргациями разлома. Чрезвычайно характерна сопряженность пологих надвигов, взбросо-сдвигов и сдвигов.

Вовлеченный в раннеорогенную деформацию палеозойский разрез, по-прежнему сохранивший на консолидированном арно-протерозойском основании, суммарную мощность не менее 2,5 км, представленная карбонатными и чимкуртаускими толщами девона и карбона, деформации была жесткой средой.

Другой важнейшей особенностью локализовались преимущественно крутопадающие диагональные в пределах Кызылкумов являются сдвиги и взбросо-сдвиги, изменение северо-западного простирания карбонатных гряд на широтное с одновременной сдвигом количество фрагментов кратной виргацией. Глубинный разлом (рис. 2). Нижележащий терригенный комплекс мощностью около 4—5 км в зоны и распадается на несколько крутопадающих зон разлома гообразных ветвей первого и второго порядка, испытывавших пластические деформации: рассланцевание, перевернутообразную структуру (рис. 2). Отражением этой виргации в складчатость течения. Непосредственно под карбонатной толщей, а вблизи Сангунтау и Тамдытау является основной системой гряд девон-нижнедевонских швов разломов в 0,5—1 км менноугольных известняков, опирающихся на ее лежачего бока локализованных тектоническими нарушениями надвиговые деформации. Отторженные блоки карбонатных пород среднего глубинного разлома: Северная, Южная (Джургантауская), Арстантауская, Косманачинская и сильно смятые терригенные породы выступали в качестве структурных элементов жестких будин, облепленных другими. Они расчленяют рассланцованную центральную часть Кызылкумского массива на клиновидные и линзовидные блоки длиной до 50 км и шириной от 3 до 16 км каждый. Мощность глубинного разлома. Она характеризуется в быстром переходе с глу-

морфических и кристаллических сланцев — ветви глубинного разлома (1 — Центральная, 2 — Косманачинская, 3 — Джургантауская); 5 — сдвиги, взбросы и надвиги

биной пологопадающих надвигов в крутопадающие взбросо-сдвиговые зоны. Система надвигов со встречным падением уже на глубине порядка 2 км эволюционирует в мощную вертикальную зону смятия (см. рис. 2). Надвигание в веерообразной структуре динамосланцев на прилежащие блоки нерассланцованных палеозойских пород могло возникнуть лишь при значительном выжимании их из крутопадающей стволной зоны глубинного разлома вверх и при растекании в стороны. Никакой складчатости «аллохтона» [12] при этом, судя по всему, не происходило, а имели место обычный механизм выжимания ядер сланцевых диапиров и образование покровов пеннинского типа [1, 5].

Ветви глубинного разлома круто рассекают в целом пологую складчатую структуру терригенного комплекса. Поэтому процесс рассланцевания пород повсеместно сопровождается нарушением их слоистого сложения, особенно при интенсивном динамометаморфизме, когда сланцы приобретают лепидо- и фибробластические микроструктуры. При значительном динамометаморфизме слоистое сложение и послойная анизотропия алевропесчаных пород подчас полностью утрачиваются. Они сменяются сланцеватым, полосчато-линзовым сложением и вторичной анизотропией, ориентированными в плоскости падения ветвей глубинного разлома. Такие породы иногда описываются как меланж.

Характер разлинзования компетентных слоев в зонах динамометаморфических сланцев, таких, как Косманачинская и Джургантауская, позволяет предполагать суммарные левосдвиго-

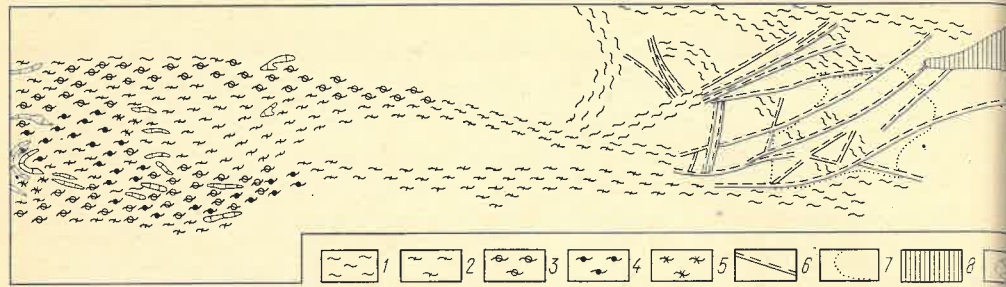


Рис. 3. Строение Джургантауской ветви глубинного разлома (Южный Тамдытау)

1—3 — зоны углеродистых кварц-альбит-серцитовых динамосланцев; 1 — без признаков прогрессивного метаморфизма, 2 — со слабыми признаками наложенного прогрессивного метаморфизма (появление биотита), 3 — в значительной мере преобразованные; 4 — очковые гнейсы, крупнокристаллические андалузит-мусковит-кварцевые и другие сланцы с реликтами узловатых углеродистых; 5 — палингенные

вые перемещения по ним в несколько километров.

Кристаллические сланцы здесь встречаются в наиболее крупных и мобильных ветвях глубинного разлома — Центральной и Южной. При их изучении намечена типовая зональная колонка метаморфизма пород в пределах глубинного разлома. Низкотемпературные динамосланцы располагаются во внешней зоне, кристаллические — в более глубокой, внутренней. Вертикальный размах такой колонки 4—6 км.

На рис. 3 представлен пример зональности, выявленной в пределах разлома на протяжении около 15 км между возвышенностью Джургантау и мысом Мурунтау. Динамосланцы, не подвергшиеся перекристаллизации при прогрессивном метаморфизме, представлены сланцеватыми мелкозернистыми кварц-альбит-серцит-хлоритовыми и кварц-альбит-графит-серцитовыми породами. Во внешней зоне наблюдаются начальная мусковитизация углеродисто-серцитовых агрегатов, появление порфириобласт биотита и графита и замещение на 20—30 % ткани сланца мелкозернистым полевошпат-кварцевым агрегатом. При этом внешний облик, микроструктура и состав динамосланцев еще хорошо сохраняются. Далее по простиранию зоны и в промежуточных боковых подзонах преобладают узловатые, нередко двуслюдяные мелкочешуйчатые биотит-мусковитовые сланцы, сохраняющие в значительной мере облик углеродистых динамосланцев. Перекрис-

титовые гнейсы, частью гнейсо-граниты со странными реликтами динамосланцев; 6 — зоны разломов с углеродистыми катаклазитами и милонитами, контур рассеянной флогопитизации и биотита; 7 — породы в области пучка крутопадающих зон родистых катаклазитов и милонитов; 8 — реальные тектонические блоки карбонатного девонского некаменноугольного верхнего этажа; 9 — фрагменты слоев в нижнепалеозойских гнейсовых отложениях

таллизации и замещению мелкозернистым полевошпат-кварц-слюдистым агрегатом подвергается до 50 % обломочных пород, при этом сохраняется отпечаток породообразования в газовую фазу, определяющую структурный облик Центральных Кызылкумов и

В центральной части зоны узловой, сходящей с некоторыми типичными сланцами также постепенно перестраиваются в полосчатые гнейсовидные и тальчатые. Аналогичную картину сложных тальчатых полевошпат-биотит-мургайских глубинных разломов мы находим и в северной части Кызылкумов — в горах Букантау, которым характерен мелкозернистый и около 20 % — мелкозернистый агрегат того же состава. Визуально-клиновидный план тектонических структур. Центральная часть возвышенности уровня геологического познания герцинид Южного Тянь-Шаня в значительной мере определяется успехами изучения средне-крупнозернистыми кристаллическими элементами структуры подчиненных сланцев, частью палингенными гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами, также содержащими реликты перекристаллизованных углеродистых мелкозернистых кварц-альбит-серцитовых сланцев.

Как и в Нуратинской части глубинного разлома, в глубоко эродированной его ветви в пределах гор Тамдытау присутствуют базит-гипербазитовые интрузии, конформные кристаллическим сланцам. В центральной части разлома их линзовидные и пластинчатые тела, как и вмещающие сланцы, вблизи эрозионного среза залегают горизонтально. Контур их, судя по аэромаршалским данным, увеличиваются в несколько раз уже на небольшой глубине, достигая 7 км длины при ширине 500—700 м. Данные гравиметрии

свидетельствуют о вероятном значительном увеличении мощностей базит-гипербазитовых тел и крутом их падении на глубинах более 2 км.

Описанные ветви глубинного разлома к западу от гор Тамдытау, судя по геофизическим данным, сливаются в одну мощную зону, которая приобретает юго-западное простирание и, по-видимому, сочленяется с глубинным разломом гор Кульджуктау. В пределах возвышенностей Ауминза — Бель-Ау намечается по меньшей мере три ветви динамометаморфических и кристаллических сланцев, принадлежащих ветвям одноименного мощного обширного глубинного разлома. На западе он, по-видимому, сочленяется с разломом Джургантау и Кульджуктау.

Таким образом, рассмотренные ветви образуют единую тектоническую решетку, определяющую структурный облик Центральных Кызылкумов и

конструировать сложный каркасно-блоковый тектонический план региона. Предлагаемое направление исследований является безусловно важнейшим и при решении прикладных поисковых и металлогенических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.
2. Ахбер Д. Я. О строении Северо-Нуратинского глубинного разлома. — Узб. геол. журн. 1976, № 3, с. 50—53.
3. Глубинное строение территории Узбекистана. Отв. ред. И. Х. Хамрабаев, Ташкент, Фан, 1971.
4. Докладный Среднего и Южного Тянь-Шаня/М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов и др. Ташкент, Фан, 1975.
5. Белоусов В. В. Эндогенный режим материков. М., Недра, 1978.
6. Бухарин А. К., Гарьковский В. Г., Пятков К. К. Основные черты тектонического строения палеозоя западной части Южного Тянь-Шаня и их обрамления. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974, с. 107—115.
7. Бухарин А. К., Кешисиян К. А. Вопрос об аллохтонности структурно-формационных зон Западного Тянь-Шаня. — В кн.: Региональная геология Средней Азии. Ташкент, 1977.
8. Вихтер Б. Я., Шер С. Д. К истории геологического развития Южно-Тяньшаньской системы. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 72—84.
9. Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., Недра, 1977.
10. Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеголов А. П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 35—49.
11. Масумов А. С., Борисов О. М., Бениш Ф. Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1978.
12. Сабдушев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау. — Геотектоника, 1971, № 5, с. 27—35.
13. Шпотова А. В., Ушаков В. Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1981.
14. Якубов Х. Д., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1976.

UDC 551.24+551.7: 552.4(235.216-13)

Е. ДОВЖИКОВ, Г. В. ИВАНОВ, В. В. КНАУФ (ВСЕГЕИ)

Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня

Вулканогенно-осадочные и терригенные толщ, метаморфизованные часто до зеленосланцевой ступени, встречаются во многих рай-

онах Южного Тянь-Шаня. Повышенный метаморфизм, сложность взаимоотношений с вмещающими породами и редкость находок ор-

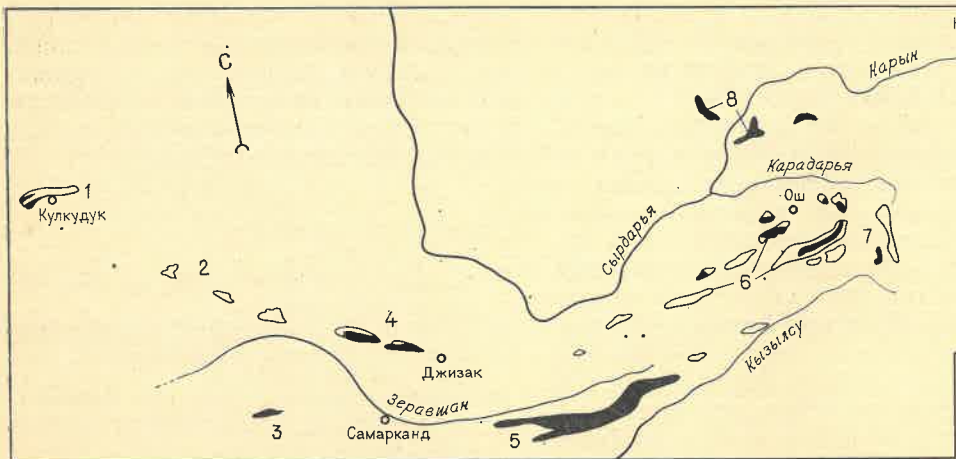


Рис. 1. Схема распространения вулканогенно-осадочных формаций и метаморфических пород. 1 — районы распространения вулканогенно-осадочных формаций; 2 — выходы пород зеленосланцевой ступени метаморфизма; районы: 1 — Северный Бу-

ганических остатков служат причиной непрекращающихся дискуссий об их возрасте и структурном положении.

Одни исследователи, исходя из традиционных представлений о связи степени метаморфизма пород с возрастом, высказывали мнение о древнем, докембрийском возрасте зеленосланцевых толщ Тянь-Шаня; другие, учитывая высокое структурное положение и налегание в ряде районов на палеозойские образования, относили их к верхним горизонтам палеозоя или считали более древними, надвинутыми на молодые отложения. Детальные геологические работы, проведенные за последнее десятилетие, дали много нового материала. Однако основные вопросы геологии метаморфизованных зеленых сланцев не были решены, хотя они имеют большое значение для выяснения истории развития складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Правильное отображение этих пород на картах позволяет давать обоснованные прогнозы о наличии полезных ископаемых и определять направление поисковых работ.

Вопросы о взаимоотношении зеленосланцевых толщ с вмещающими отложениями, их структурном положении, возрасте и геологических условиях метаморфизма рассматриваются авторами путем сравнительного анализа геологического строения основных регионов их распространения. В течение ряда лет южнотяньшаньские метаморфизованные образования (рис. 1) исследовались: в Северном Букантау (кумбулакская свита) — М. А. Ахмеджановым и др. [5], К. К. Пятковым и др. [11]; в Северном Тамдытау (учкудуктауская свита) — Ш. Ш. Сабдушевым [9], М. А. Ахмеджановым и др. [5]; в Зирабулак-Знаитдинских горах — В. С. Корсаковым (1975 г.); в Северном Нуратау — О. А. Старцевым и И. В. Мушкиным [12]; в Зеравшано-Гиссарской горной области — А. Е. Довжиковым [4], В. Н. Швановым [13]; в Алайском хребте (канская свита) — В. Б. Горяновым и др.

[10], В. Н. Швановым [13]; в Северо-Восточной Фергане (майлисузская свита) — Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневом, О. Г. Прохоровым [2], Г. В. Ивановым [6], В. Н. Швановым [13]; в Джангджирском хребте (балхашская свита) — В. Д. Брежневым, А. Е. Довжиковым, Г. В. Ивановым [3], В. Н. Швановым [13] и др.

Нашими работами выяснено, что зеленосланцевые толщ в перечисленных районах занимают различное стратиграфическое структурное положение. Наиболее древними, по-видимому, к допалеозойскому основанию герциниды, являются майлисузская свита Северо-Восточной Ферганы, учкудукская Северного Тамдытау, перекрывающая палеозойскими отложениями. В южных районах Южного Тянь-Шаня метаморфизмом охвачены различные части срединно-палеозойского разреза. На ряде участков метаморфические образования по простиранию параллельные полосы, обогащенные темно-серыми минералами. В пределах зоны поздне-палеозойского метаморфизма (фронта метаморфизма) уже начиная со стадии раннего катагенеза [8] полосчатую текстуру.

При пересечении зон, переходных от измененных пород палеозоя до их метаморфических аналогов, отчетливо прослеживается ряд признаков, характерных для раннего метаморфизма. Изменения, которые начинаются переходом, отвечают стадии раннего катагенеза. Они выражаются в появлении субпараллельных трещин, секущих породы. Количество и густота трещин возрастает с увеличением степени метаморфизма. На этой стадии метаморфогенное минеральное образование проявлено слабо. При дальнейшем продвижении в направлении к зеленому сланцевому основанию в зоне катагенеза наряду с продолжением интенсивной механической переработки пород становятся значимыми процессы образования новых метаморфических минералов; при раннем катагенезе минерало-

гические породы, а на стадии позднего метаморфизма перекристаллизация охватывает и межкристаллические пространства.

Эпигенетические породы, подвергшиеся метаморфизму, превращаются в зеленые сланцы, обогащенные хлоритом, слюдой, эпидотом — цоном, альбитом, сфеном, кальцитом, кварцем, антитом. В метаморфизованных вулканитах основного состава присутствует в той или иной мере щелочной амфибол. При дальнейшем возрастании степени метаморфизма породы почти полностью утрачивают первичные признаки и становятся более однородными. В них обычны лепидо- и гранобластовые структуры, полосчатые текстуры. Однако в этих метаморфических зеленых сланцах еще встречаются реликты первичных пород, измененных до стадии катагенеза или даже позд-

катагенеза. Характерно, что на стадии позднего метаморфизма происходит интенсивная переработка масс, в том числе и первичных реликтов. Обычные для стадии катагенеза в целом, зона интенсивной переработки имеет незначительную мощность (20—40 м) и фиксируется в поле как «контакт» метаморфических пород с неизменными.

В дальнейшем изложении под термином «фронт метаморфизма» понимается именно та зона, где породы метаморфизованы до стадии позднего катагенеза. Следует учитывать, что фронт метаморфизма — лишь одна из зон интервала изменений. Ей обычно предшествуют зоны позднего катагенеза (появляются трещиноватости и первых минеральных образований по микротрещинам) и раннего катагенеза. Их общая ширина достигает 80—150 м, иногда и более. Вся зона перекрывается от неизмененных пород к метаморфическим. Сначала здесь появляется неправильная трещиноватость, направленная поперек которой в общем близко к слоистости. Затем возникают мелкие, но хорошо заметные округлые выделения кварца и альбита, обособленные в дальнейшем удлиненно-изогнутой формы. Одновременно появляются чешуйчатые, а за ними — более прямые, параллельные полосы, обогащенные темно-серыми минералами. В пределах зоны поздне-палеозойского метаморфизма (фронта метаморфизма) уже начиная со стадии раннего катагенеза [8] полосчатую текстуру.

Интересно отметить, что перед фронтом метаморфизма, иногда на расстоянии нескольких сотен метров от него, среди эпигенетических пород имеются небольшие пятна метаморфизованных образований с метаморфической текстурой и плейчатостью. Эти явления наблюдаются в различных районах Южного Тянь-Шаня там, где сохранились первичные отношения между метаморфическими и неизмененными породами.

В хр. Северный Нуратау, на правом берегу Сырдарьи, в ряде мест можно видеть, как и те же горизонты вулканогенно-осадочных отложений, содержащих лудловскую свиту, по простиранию в юго-восточном направлении постепенно охватываются все возрастающим метаморфизмом и превращаются

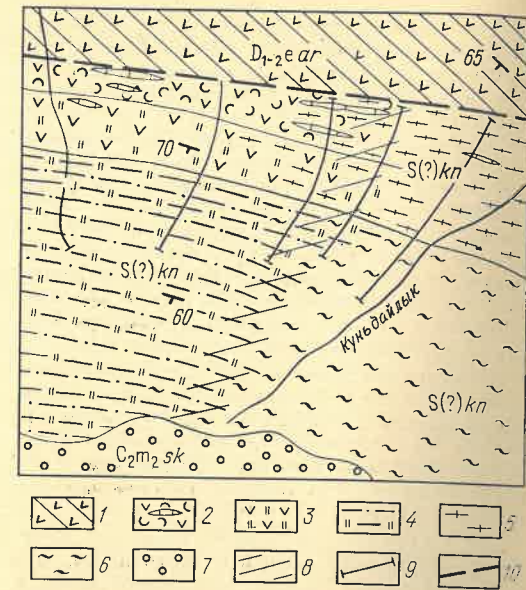


Рис. 2. Соотношения метаморфических сланцев канской «свиты» с неизменными вулканогенно-осадочными породами силура (?) в верховьях р. Куньдайка.

1 — основные вулканы араванской свиты; 2—6 — «канская свита»; 2 — спилиты, диабазы и их туфы с линзами известняков; 3 — спилиты, диабазы и кремни; 4 — кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты; 5 — эпидот-хлорит-актинолит-альбитовые сланцы; 6 — слюдяно-хлорит-альбит-кварцевые сланцы; 7 — красноватые конгломераты шанько-канской свиты, содержащие обломки метаморфических пород; 8 — зона перехода неизмененных пород в метаморфические; 9 — линии детальных петрографических разрезов; 10 — разлом.

в метаморфические сланцы зеленосланцевой фации. Подобные соотношения отмечались ранее С. С. Шульцем (мл.), но большинство геологов считали, что эпигенетически измененные отложения лудлова отделены разломом от метаморфических сланцев, относившихся к самостоятельной маджерумской свите. Ее возраст оценивался различными исследователями от докембрия до среднего карбона.

Такие переходы имеются также в хр. Кичик-Алай (устье р. Куньдайка), где вулканогенно-осадочные отложения, метаморфизуясь, по простиранию постепенно превращаются в метаморфические сланцы (рис. 2). Эти сланцы обычно рассматривались в качестве уже другой, «канской» серии, или свиты, возраст которой остается дискуссионным.

В Северо-Восточной Фергане В. Н. Швановым в 1973 г. было установлено, что песчаносланцевые отложения силура вверх по разрезу (в единой синклинальной структуре) постепенно, с последовательным изменением степени метаморфизма переходят в метаморфические породы «тогузбулакской свиты». Последние ранее помещались в основание разреза палеозойских отложений и отделялись от них разломами.

В хр. Талдык, на его западном окончании и южном склоне, нами наблюдались постепенные переходы вверх по разрезу от метаморфических сланцев «канской свиты» к покрывающим их лудловско-эйфельским известняко-

во-сланцевым отложениям каиндинской свиты. В переходных зонах здесь на протяжении первых десятков метров слабо измененные породы пересланяются с метаморфизованными сланцами.

По данным В. Н. Шванова [13], подобные соотношения имеют место и в Восточном Алае, где сугутская метаморфическая серия согласно и с постепенным переходом перекрывается породами суукторской свиты, в верхней части которой присутствуют позднедевонские фораминиферы. При этом метаморфизм, охвативший сугутскую серию, распространяется и на заведомо среднепалеозойскую суукторскую свиту.

В Джангджирском хребте метаморфизованные образования балыктинской свиты, наоборот, согласно и с постепенным переходом налегают на вулканогенно-осадочные неметаморфизованные отложения, содержащие позднесилурийскую, а в верхних горизонтах — девонскую фауну.

При изучении метаморфизованных пород Северо-Восточной Ферганы выяснилось, что метаморфические сланцы, относимые ранее к единой майлиуской свите, занимают фактически различное стратиграфическое положение. Одни из них, вероятно, докембрийского возраста, трансгрессивно перекрываются среднедевонскими — нижекаменноугольными известняками (и более молодыми отложениями), другие согласно с постепенным переходом налегают на эти известняки и представляют собой аналоги вулканогенно-осадочной каракольской свиты, принадлежащей серпуховскому ярусу нижнего карбона.

По-видимому, каменноугольными являются и метаморфические сланцы, развитые в хр. Северный Нуратау в районе с. Андреевки. Ранее П. Н. Подкопаевым они условно включались в состав нижнепалеозойской иттуньсайской (маджерумской) свиты. По его данным, эти сланцы отделены разломами от вмещающих вулканогенно-осадочных отложений чимкурганской свиты с фауной конца раннего — начала среднего карбона. Детальное картирование района, изучение его разрезов и соотношений толщ в них привели авторов к выводу, что здесь метаморфические сланцы как по простирацию, так и по разрезу переходят в вулканогенно-осадочные отложения чимкурганской свиты, отвечают средней ее части и имеют тот же, вероятнее всего, серпуховский возраст.

Таким образом, в Южном Тянь-Шане наряду с предположительно докембрийскими образованиями (учжудуктауская и майлисейская свиты) широко развиты метаморфизованные до зеленосланцевой ступени отложения силура, девона и раннего — начала среднего карбона. Лишь верхнепалеозойские, обычно флишидные образования в пределах Южного Тянь-Шаня нигде не затронуты метаморфизмом этого типа.

При анализе структурного положения зеленосланцевых толщ и отношения метаморфизма к складчатости прежде всего обращает на себя внимание пространственная приуроченность зон зеленосланцевого метаморфизма к среднепалеозойским преимущественно вулканогенным прогибам Южного Тянь-Шаня,

складчатая структура которых сформировалась в предсреднекаменноугольное время, но связаны с отчетливо очерченными вложенными прогибами метаморфизованных зеленосланцевой ступени образования башкинской (Джангджирский хребет), казанской (Алдыйар, Талдык и хр. Кичик-Амбар, маджерумской, или иттунысайской (хр. Верный Нурау), катармайской (Зираб-Зиатдинские горы) и кумбулакской (Букантау) свит. В пределах этих прогибов распространены совместно вулканические породы и мелкие интрузии гипербазитов, прорывающие метаморфические образования и смежные с ними толщи. Исключение составляют лишь сугутская серия (Восточный Алай) и ягнобские сланцы (Зеравшанская горная область), в основании которых, хотя и описываются вулканогенные образования, но вулканогенные породы в качестве четко выраженной структуры не выделяются.

Другая особенность большинства вулканогенному прогибу и слагающих его сланцевых толщ — их приуроченность к канатам тубабергенской свиты верхов сительно узким (первые километры) осевой карбона. Однако в моновергентной зонах антивергентных инверсионных линейной чешуйчатой структуре этого проги — антиклинорий ширина которых они часто перемежаются с неизменными 30 км. Внутренняя структура этих вулканогенно-осадочными породами, располо — правило, синклинальная или синклинальная, как правило, во фронтальных частях ная. В антивергентных структурах [4] опускающихся чешуй вдоль надвигов на же жение масс, вызванное складчатостью, измененные вулканогенно-осадочные породы простирается далеко за пределы осевой тубабергенской свиты. Ширина полос мета — Оно выражается в опрокидывании склерифических сланцев колеблется от десятков перемещении пород по чешуйчатым на нескольких сотен метров. Такая геологи — в направлении к периферии антиклинальная позиция указывает на локальное про — Соответственно на крыльях этих структурные повышенных давлений во фронталь — преобладают падения в сторону осевой их частей чешуй вдоль крутых надвигов при и в целом структуры синформны. Разновергентном движении масс в складчато — вание «веера» падений и надвигов указывающей структуре.

на существование градиентов давлений. Существенно отличается от описанных гео — формировании складчатых структур. Позиционная позиция метаморфизованных я — ку градиенты давлений, фиксируемые в осевых сланцев в Зеравшано-Гиссарской гор — нием масс при складчатости, направление области, где активная вулканическая дея — осевой зоны, последняя может рассмат — лность не проявлялась, но хорошо разви — ся как область возникновения максима — тивные антивергентные инверсионные структуры давлений. Именно с этими зонами в бо — Северо-Гиссарский и Зеравшанский антикли — щих случаях и связан метаморфизм (рис. 1). В осевых частях этих антиклинорий — сти пород. Проявление же метамор — же отмечаются узкие зоны повышенного — преимущественно в зонах активного о — таморфизма осадочных толщ и интенсивных — го вулканизма ранних стадий ук — слокаций. Однако положение основной мас — на наличие здесь повышенного тепло — метаморфизованных до зеленосланцевой — тока. упни ягроских сланцев контролируется не

Такое структурное положение в осевых антивергентных поднятиях занимает носланцевые образования Джанджолхрета, Восточного Алая. Алайского (Охининско-Талдыкский антиклинорий) падной части хр. Северный Нуратау. В этих областях связь геологической метаморфических толщ с герцинской горой выражена наиболее отчетливо, и в такой обстановке проявляются новые для зеленосланцевого метаморфизма высокие давления и температуры.

В перечисленных районах положение складчатых элементов в целом контролируется крупными элементами складчатой структуры — осевыми зонами антивергентных диссилированных поднятий. В пределах этих зон наблюдается наложение метаморфизма на внутреннюю складчатую структуру, сформировавшуюся в предшествующее время. Таким образом, здесь имеет место известный отрыв процесса метаморфизма от формирования складчатой структуры, хотя и близки по времени.

тствует о возникновении метаморфических изменений на заключительных стадиях складчатого процесса. В Алайском хребте проявление зеленосланцевого метаморфизма с учетом таких соотношений определяется в узком интервале. Как показал В. И. Колыников [7], структура внутренней части Хинноку-Талдыкского антиклинария формировалась в посленаюрское время, а несогласно залегающие на ней конгломераты шаньшинской свиты, содержащие в большом количестве обломки метаморфических пород «канской свиты», имеют московский возраст.

Внедрение мелких интрузий гипербазитов, порывающих зеленые сланцы и окружающие их породы, следует непосредственно за магматическим и метаморфизмом в средне- и доплишевых структурах.

Несколько иную структурную позицию занимают зеленые сланцы кумбулакской свиты в горах Северного Букантау. Здесь на первый план также выступает пространственная неоднородность зеленосланцевых образований в вулканогенному прогибу и слагающим его породам тубабергеной свиты верхов нижнего карбона. Однако в моновергентной линейной чешуйчатой структуре этого прогиба они часто перемежаются с неизмененными вулканогенно-осадочными породами, располагаясь, как правило, во фронтальных частях опускающихся чешуй вдоль надвигов на не-

мененные вулканогенно-осадочные породы барбергской свиты. Ширина полос метаморфических сланцев колеблется от десятков до нескольких сотен метров. Такая геологическая позиция указывает на локальное проявление повышенных давлений во фронтальных частях чешуй вдоль крутых надвигов при конвергентном движении масс в складчаточешуйчатой структуре.

Существенно отличается от описанных геотекстурная позиция метаморфизованных ягбоских сланцев в Зеравшано-Гиссарской горной области, где активная вулканическая деятельность не проявлялась, но хорошо развиты антивергентные инверсионные структуры (северо-Гиссарский и Зеравшанский антиклинии). В осевых частях этих антиклинорий также отмечаются узкие зоны повышенного метаморфизма осадочных толщ и интенсивных слокаций. Однако положение основной массива метаморфизованных до зеленосланцевой метаморфизации ягбоских сланцев контролируется не ими, а Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоной в целом. По данным Н. Шванова [13], в указанной зоне метаморфизованы все подразделения среднепалеозойского разреза вплоть до среднедевонско-нижнекаменноугольных отложений, но этот процесс не распространяется на верхнепалеозойские отложения.

Следовательно, метаморфизм был проявлен в интервале между концом раннекаменноугольного и началом позднепалеозойского складкообразования. Вместе с тем он оказываясь положенным на внутреннюю складчатую структуру Зеравшано-Алайской пп., сформировавшуюся в предсреднеизвежее время. Таким образом, здесь имеет место известный отрыв процесса метаморфизма формирования складчатой структуры, хотя и вблизи по времени.

Резюмируя вышесказанное, следует отметить, что в герцинидах Южного Тянь-Шаня мы сталкиваемся с тремя типами геологической позиции зон зеленосланцевого метаморфизма. Наиболее широко они распространены в осевых зонах антивергентных инверсионных поднятий. В горах Северного Букантау зеленосланцевый метаморфизм приурочен к фронтальным частям чешуй моновергентной структуры, а в Зеравшано-Гиссарской горной области, по-видимому, накладывается на складчатую структуру и близок к ней по времени. Последние соотношения изучены еще недостаточно.

При подборе геологических моделей, воспроизводящих условия метаморфизма пород зеленосланцево-глаукофанового ряда при повышенных давлениях и сравнительно низких температурах, наибольшее внимание исследователи обычно обращают на возможность проявления субдукционного механизма в зонах Беньофа—Заварицкого или в зонах раздвигов гранито-метаморфического слоя с последующим внешним сжатием образовавшихся рифтов. Геологическую позицию зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня трудно объяснить исходя из этих представлений, поскольку они требуют, чтобы зоны метаморфизма располагались вдоль крупных протяженных тектонических швов, разделяющих районы с независимым структурным планом.

В Южном Тянь-Шане зеленосланцевый метаморфизм развивается преимущественно в внутризональных вулканогенных прогибах, связанных с осевыми частями единых инверсионных структур, и затухает в областях их замыканий. Концентрация здесь вулканогенных образований и последующее внедрение гипербазитов свидетельствуют об активности мантийного вещества, а сами процессы метаморфизма и движения масс (вергентность), направленные в стороны от подобных зон, говорят о повышенных температурах и давлениях в осевых зонах антивергентных структур.

Метаморфизм проявляется или непосредственно во время формирования складчатой структуры (горы Северный Букантау), или завершает этот процесс, будучи приурочен к крупным структурам и накладываясь на мелкие складки (хребты Джангджирский, Восточный Алай, Кичик-Алай, Талдык, Северный Нуратау). Он может быть наложенным на уже сформированную структуру и близким ко времени ее становления (Зеравшано-Гиссарская горная область).

Внедрение гипербазитов в пределах вулканогенно-осадочных среднегерцинских прогибов Южного Тянь-Шаня завершало их инверсию и становление структуры, возникшей в до-флишевый период развития южнотяньшаньской геосинклинали. Оно предшествовало перемещению магматического фронта из низких горизонтов коры в гранитно-метаморфический слой, происходящему, как обычно считают, уже на флишевой стадии развития геосинклинали.

Возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня главным образом среднепалеозойский, от силура до высоких горизонтов нижнего карбона в разных районах.

Таблица 1

Схема расчета минерального состава алюмосиликатной части осадочных пород

соотношениям алюминия с щелочными металлами, магнием и железом

Характерные граничные соотношения между содержаниями алюминия и других элементов (а), алюминия и соответствующих минералов (б)	Типы ассоциаций алюмосиликатных минералов	1. Непосредственное вычисление нормативных минералов по элементам, указанным в знаменателе	3. Вычисление на основе решения уравнений распределения остатка алюминия между другими элементами, указанными в знаменателе	3. Контроль по содержаниям остальных элементов и коррекция по ним предыдущих вычислений
1. а) $Al^0 \geq Na^0 + K^0$ б) $Al^0 \geq AB + OR$	Тип 1: соотношение минералов от 16 до 26	$\frac{AB}{Na^0} + \frac{OR}{K^0}$	$\frac{AN}{0,2Na^0}$	Ca^n, Si^n
2. а) $Al^0 \leq 1,2Na^0 + K^0$ б) $Al^0 \leq AB + AN + OR$	Тип 2: 26—36	$\frac{AB}{Na^0} + \frac{AN}{0,2Na^0}$	$\frac{OR + ILL}{Al^n, K^0}$	Ca^n, Mg^0, Fe^1, Si^n
3. а) $Al^0 \leq 1,2Na^0 + 3,25K^0$ б) $Al^0 \leq AB + AN + ILL$	Тип 3: 36—46	$\frac{AB}{Na^0} + \frac{AN}{0,2Na^0}$	$\frac{OR + ILL + CHL}{1(Al^n, K^0, Mg^n), 2(Fe^1, Si^n)}$	Ca^n, Si^1
4. а) $Al^0 \leq 1,2Na^0 + 3,25K^0 + \frac{(Mg^0 - 0,5K^0) \cdot k_3}{k_1}$ б) $Al^0 \leq AB + AN + ILL + CHL$	Тип 4: 46—56	$\frac{ILL}{K^0}$	$\frac{AB + AN + MM + CHL}{1(Al^n, K^0, Mg^0), 2(Fe^1, Si^n)}$	Ca^n, Mg^0, Fe^1, Si^0
5. а) $Al^0 \leq 5Na^0 + 3,25K^0 + \frac{(Mg^0 - 0,5K^0 - 2Na^0) k_3}{k_1}$ б) $Al^0 \leq MM + ILL + CHL$	Тип 5: 56—66	$\frac{ILL}{K^0} + \frac{MM}{Na^0} + \frac{CHL}{Mg^0, Fe^1} + \frac{KN}{Al^4} + \frac{GB}{Al^5}$	—	Mg^0, Fe^1, Si^0
6. а) $Al^0 > 5Na^0 + 3,25K^0 + \frac{(Mg^0 - 0,5K^0 - 2Na^0) k_3}{k_2}$ б) $Al^0 > MM + ILL + CHL$				

AB — альбит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ (формульный вес 524,482); AN — анортит $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ (278,22); KN — каолинит $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ (258,172); OR — калиевый $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ (556,70); ILL — иллит $2K_2O \cdot MgO \cdot FeO \cdot 6,5Al_2O_3 \cdot 16SiO_2 \cdot 5H_2O$ (2014,75); MM — монтмориллонит $N_2O \cdot 2MgO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 24SiO_2 \cdot 6H_2O$ (2202,60); CHL — хлорит $k_1 \cdot MgO \cdot k_2 \cdot FeO \cdot k_3 \cdot Al_2O_3 \cdot k_4 \cdot SiO_2 \cdot 4H_2O$.

Вычисление коэффициентов k_1, k_2, k_3, k_4 в формуле хлорита и его формульного веса (ф. в.). Определить железистость $F = Fe^0 / (Fe^0 + Mg^0)$. При условии, что $0 \leq F \leq 0,21$ коэффициенты вычисляются как $k_1 = 5,18F + 4,42$; $k_2 = 4,09$; $k_3 = -2,96F + 3,93$; $k_4 = 5,66F - 0,34$; $2k_3 = -2,69F + 3,66$; $k_4 = 10 - (k_1 + k_2 + 2k_3)$, ф. в. = $126,89F + 55,81$; при $0,21 < F \leq 0,51$ ф. в. = $126,89F + 55,81$; при $0,51 < F \leq 0,87$ $k_1 = -5,32F + 5,13$; $k_2 = 2,54F + 1,24$; $2k_3 = 3,46F + 0,53$; $k_4 = 10 - (k_1 + k_2 + 2k_3)$, ф. в. = $126,89F + 55,81$; при $0,69 < F \leq 0,87$ ф. в. = $126,89F + 55,81$; при $0,87 < F \leq 1$ $k_1 = -12a + 6,2$; при $0,87 < F \leq 1$ $k_2 = 18,36F - 12,36$; $2k_3 = -25F + 25$; $k_4 = 10 - (k_1 + k_2 + 2k_3)$, ф. в. = $561,42F + 182,12$.

Al^0 — исходное формульное количество Al_2O_3 , определенное как массовая доля для окислов других элементов обозначения аналогичны.

Цифры в знаменателе перед скобками обозначают номера операций при выборе минералов: OR, ILL, CHL в зависимости от соотношения Al^n, K^0, Mg^0 (операция 1) выглядят следующим образом:

$$Al^2 = Al_{III} + Al_{CHL} + Al^1; Mg^0 + Mg_{III} + Mg_{CHL}; K^0 = K_{III} + K_{OR}; K_{III} = \frac{2Al_{III}}{6,5}$$

В результате решения этой системы уравнений получаем (при достаточном количестве формульного количества расчетной единицы хлорита:

$$CHL = \frac{K^0 + 4,5Mg^0 - Al^2}{4,5k_1 - k_3}, \text{ где } Al^2 = Al^0 - Al_{AB} - Al_{AN}, \text{ тогда } ILL = Mg^0 - k_1 \cdot CHL$$

Последовательность операций и результаты. Определяющим и наиболее сложным моментом расчета является распределение алюминия между щелочными металлами, магнием и железом. Оно осуществляется на основании эмпирически подтвержденного (на 600 эталонных анализах)* соответствия между увеличением количества

* Первоначальный расчет эталонных анализов проведен вручную Н. Д. Каряка. Подбор и систематизация анализов осуществлены также при ее участии.

глинозема и сменой фаз: полевые шпаты → полевые шпаты + щелочно-глиноземистые компоненты (калиевые натриевые минералы группы глин) → щелочно-глиноземистые + магнезиально-железистый (хлорит) компоненты → высокоглиноземистые (каолинит, гиббсит) компоненты (табл. 1). Затем оставшиеся (свободные) катионы связываются в карбонаты, о вероятности присутствия которых свидетельствуют избыток кальция, или в окислы и силикатные (табл. 2), например серпентин. По остатку кремне-

зема вычисляется кварц, далее находят процентные содержания компонентов, которые приводятся к 100 %.

Проверка на многочисленных эталонах, проведенная с помощью расчетов на ЭВМ ЕС-1022 [3], обнаруживает удовлетворительную сходимость вычисленного и реального минерального состава. Относительная среднеквадратическая ошибка составляет около $\pm 20\%$ для фаз с содержанием более 25 % и около $\pm 70\%$ — для меньших содержаний. Пересчет предполагает сохранность химического состава по-

род, что оправдано при определенных условиях. Наиболее достоверны результаты для обобщенных компонентов исходного осадка (обломочного, глинистого, карбонатного и др.).

Расчитанный таким образом минеральный состав представляет собой вероятностное решение вопроса, справедливость которого может быть спорной в применении к отдельно взятому образцу. Однако использование серии анализов, характеризующих единый бассейн седиментации с общими особенностями состава пород, позволяет уве-

$$OR = K^0 - 2ILL.$$

Решение систем уравнений, например — для типа 3 система уравнений для вычисления следующим образом:

$$Al_{CHL} = \frac{Mg_{CHL}}{k_1} \cdot k_3; CHL = \frac{Al_{CHL}}{k_3}; K_{OR} = Al_{OR}; Mg_{III} = \frac{Al_{III}}{6,5}$$

Fe, Si контрольной является последующая операция 2) уравнение для вычисления

Порядок вычисления карбонатов, силикатов и окислов

Тип соотношений ¹ петрогенных элементов	Этапы расчета			
	1	2	3	4
I. $Ca^I \geq Mg^I + Fe^I$ II. $Ca^I < Mg^I + Fe^I$	$Mg + Ca_{(=Mg^I)}^I \rightarrow DL$	$Ca_{(=Fe^I)}^{III} + Fe^I \rightarrow ANK^I$	$Ca_{(=Ca^I - Ca_{(=Mg^I)}^{III})}^{IV} \rightarrow CC$	$Mn^0 \rightarrow RCH, Si^I \rightarrow Q$
1. $Ca^I \geq Mg^I$ а) $Ca^{III} \leq 0,025$ б) $Ca^{III} > 0,025$	$Mg^I + Ca_{(=Mg^I)}^{II} \rightarrow DL$ То же	$Ca_{(=Ca^I - Ca_{(=Mg^I)}^{III})}^{III} + Fe_{(Ca^{III})}^{II} \rightarrow ANK$ То же	$Fe_{(=Fe^I - Fe_{(Ca^{III})}^{II})}^{III} \rightarrow GT$ $Fe_{(=Fe^I - Fe_{(Ca^{III})}^{II})}^{II} \rightarrow SD$	$Mn^0 \rightarrow PRL, Si^I \rightarrow Q$
2. $Ca^I < Mg^I$ а) $Si^I \geq \frac{2}{3} (Mg^I - Ca^I)$ б) $O < Si^I < \frac{2}{3} (Mg^I - Ca^I)$	$Ca^I + Mg_{(=Ca^I)}^{II} \rightarrow DL$ То же	$Mg_{(=Mg^I - Mg_{(=Ca^I)}^{II})}^{III} + Si_{(-\frac{2}{3} - Mg_{(=Ca^I)}^{II})} \rightarrow SRP$ $S^I + Mg_{(1 - \frac{1}{2} - Si^I)}^{III} \rightarrow SRP$ $Mg_{(=Mg^I - Mg_{(=Ca^I)}^{II})}^{IV} \rightarrow MST$ $Mg_{(=Mg^I - Mg_{(=Ca^I)}^{II})}^{III} \rightarrow MST$	$Fe^I \rightarrow GT$ То же	$Mn^0 \rightarrow PRL$ $Si_{(=Si^I - Si^{II})}^{III} \rightarrow Q$ То же
в) $Si^I = 0$	.	.	$Fe^I \rightarrow SD$	$Mn^0 \rightarrow RCH$

Q — кварц SiO_2 (формульный вес 60,09); SRP — серпентин $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ (277,172); CC — кальцит $CaO \cdot CO_2$ (100,091); DL — доломит $CaO \cdot MgO \cdot 2CO_2$ (184,422); ANK — анкерит $CaO \cdot FeO \cdot 2CO_2$ (215,952); SD — сидерит $FeO \cdot CO_2$ (115,861); MST — магнезит $MgO \cdot CO_2$ (84,331); RCH — родохрит $MnO \cdot CO_2$ (114,951); GT — гетит $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ (177,710); PRL — пирролит MnO_2 (86,94).

¹ Тип соотношений

петрогенных элементов

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

178

179

180

181

182

183

184

185

186

187

188

189

190

191

192

193

194

195

196

197

198

199

200

201

202

203

204

205

206

207

208

209

210

211

212

213

214

215

216

217

218

219

220

221

222

223

224

225

226

227

228

229

230

231

232

233

234

235

236

237

238

239

240

241

242

243

244

245

246

247

248

249

250

251

252

253

254

255

256

257

258

259

260

261

262

Литохимический количественно-минералогический пересчет состава грауваккового песчаника

Химический состав	Содержание, %	Предварительные операции		Операции по расчету минералов												Q	Сумма		
		Пересчет Fe ₂ O ₃ на FeO	Вычисление формульных количеств	C	RT	AP	PR	AB	AN	CHL	ILL	OR	DL	CC	RCH				
SiO ₂	66,94		11 140					3048	204	551	752	633							
TiO ₂	0,57																		
Al ₂ O ₃	13,05		1 280					508	102	258	306	103—							
Fe ₂ O ₃	0,74																		
FeO	3,97	4,64	645				47			551	47—								
MnO	0,40		56																
MgO	1,91		474							421	47								
CaO	2,33		415																
Na ₂ O	3,15		508					508—	102							270—			
Ca ₂ O	1,88		200																
P ₂ O ₅	0,15		11																
S	0,30		94																
C	0,10					11—	94—												
CO ₂	2,41																		
H ₂ O+	2,47																		
Сумма	100,37		14 823																
—0 по S	0,08																		
	100,29																		
Количество формульных расчетных единиц																			
Массовая доля нормативного минерала, в %																			
То же, сумма приведена к 100 %																			
Данные авторов [9, табл. 6] контроль																			

Количество формульных расчетных единиц
Массовая доля нормативного минерала, в %
То же, сумма приведена к 100 %
Данные авторов [9, табл. 6] контроль

«=» и «—» означают соответственно перенесение в результат без вычислений и окончание вычислений.

* В породе определены «лимонит» 1,93 и «рудные» 0,10.
** Определены: кварц 4,13; мушкетер 5,73; глинистый минерал 0,42.

мультное количество расчетной единицы хлорита определяется:

$$\text{CHL} = \frac{\text{K}^\circ - 4,5 \text{ Fe}^1 - \text{Al}^2}{4,5k_2 - k_3}$$

что равно отношению формульного количества катиона к его коэффициенту в формуле, т. е., например, по магнию — это $421/2,062 = 204$, по железу $551/2,705 = 204$ и т. д. (см. табл. 3). Затем вычисляем ILL по остатку Fe, а OR — по остатку K (см. табл. 3, операции CHL, ILL, OR).

Стадия III. В соответствии с табл. 2 объединяем остаток MgO с CaO в доломите, остаток CaO относим к кальциту, MnO — к родохрозиту, SiO_2 — к кварцу (см. табл. 3, операции DL, CC, RCH, Q).

Стадия IV. Определяем процентные содержания минералов [(формульное количество расчетной единицы/10 000) · формульный вес минерала] на основании данных таблиц 1, 2 и опубликованных формульных весов [1], а для хлорита — по вычисленному выше формульному весу. Вычисленное таким образом содержание несколько отличается от 100 %. Для унификации результатов приведем их к 100 %. Полученные результаты хорошо сходятся с модельным (реальным) составом, определенным с высокой точностью.

На выходе ЭВМ приводятся также все исходные данные, расчетная формула хлорита, процентные соотношения, позволяющие строить треугольные диаграммы типа (полевые шпаты+кварц) — глины — карбонаты, плагиоклаз — калишпат — кварц, кальцит — доломит — сумма остальных карбонатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авидон В. П. Коэффициенты для минералогических и петрохимических пересчетов. М., Недра, 1976.

ДК 553.2/551.263 : 553.4'661.2(574.5)

Ф. Е. СИНИЦЫН, Н. Р. ХРОМОВА (ВНИГНИ), Г. М. ШОР,
Н. И. КОМАРОВА (ВСЕГЕИ)

Формационные критерии локализации стратиформной сульфидной минерализации в Чу-Сарысуйской синеклизе

Как известно, образование стратиформных месторождений сульфидных руд контролируется формационными, структурно-тектониче-

2. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. — В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., 1971, с. 9—34.
3. Метод вычисления минерального состава осадочных и седиментогенно-метаморфических пород по их химическим анализам. Обоснование и программа для ЭВМ/О. М. Розен, Ю. А. Нистратов, В. Д. Злобин и др. Деп. в ВИНТИ № 3768—82. Деп., 1982.
4. Розен О. М. Количественно-минералогические расчеты в петрохимии седиментогенных пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 97—104.
5. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Наука, 1962.
6. Хворова И. В., Залманзон Э. С. О составе туфогенных пелитоморфных пород из морских девонских толщ Южного Урала. — Литология и полезн. ископ., 1966, № 6, с. 29—41.
7. Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 278.
8. Charles R. G., Blatt H. Quartz, chert and feldspars in modern fluvial muds and sands. — J. Sed. Petrol., 1978, vol. 48, No 2, p. 427—432.
9. Huckenholz H. G. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. — Beitr. Mineral. und Petrogr., 1959, B. 6, H. 4, S. 261—298.
10. Kastner M., Siever R. Low temperature feldspars in sedimentary rocks. — Amer. J. Sci., 1979, vol. 279, p. 435—470.
11. Krynine P. D. The megascopic study and field classification of sedimentary petrography. — D. Appleton-century company. New York — London, 1939.
12. Shaw D. B., Weaver Ch. E. The mineralogical composition of shales. — J. Sed. Petrol., 1965, vol. 35, No 1, p. 213—222.
13. Triplehorn D. M. Occurrence of pure, wellcrystallized 1M illite in Cambro-Ordovician sandstone from Rhourde-de-Baguel field. — Algeria. J. Sed. Petrol., 1967, vol. 37, No 3.
14. Weaver C. E. Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part 1. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, vol. 42, No 2, p. 254—291.
15. Weaver C. E. Potassium content of illite. Science, 1965, v. 147, No 3658.

скими и гидрогеологическими факторами [1, 4, 10]. В последние годы обращается внимание и на возможную взаимосвязь сульфидной

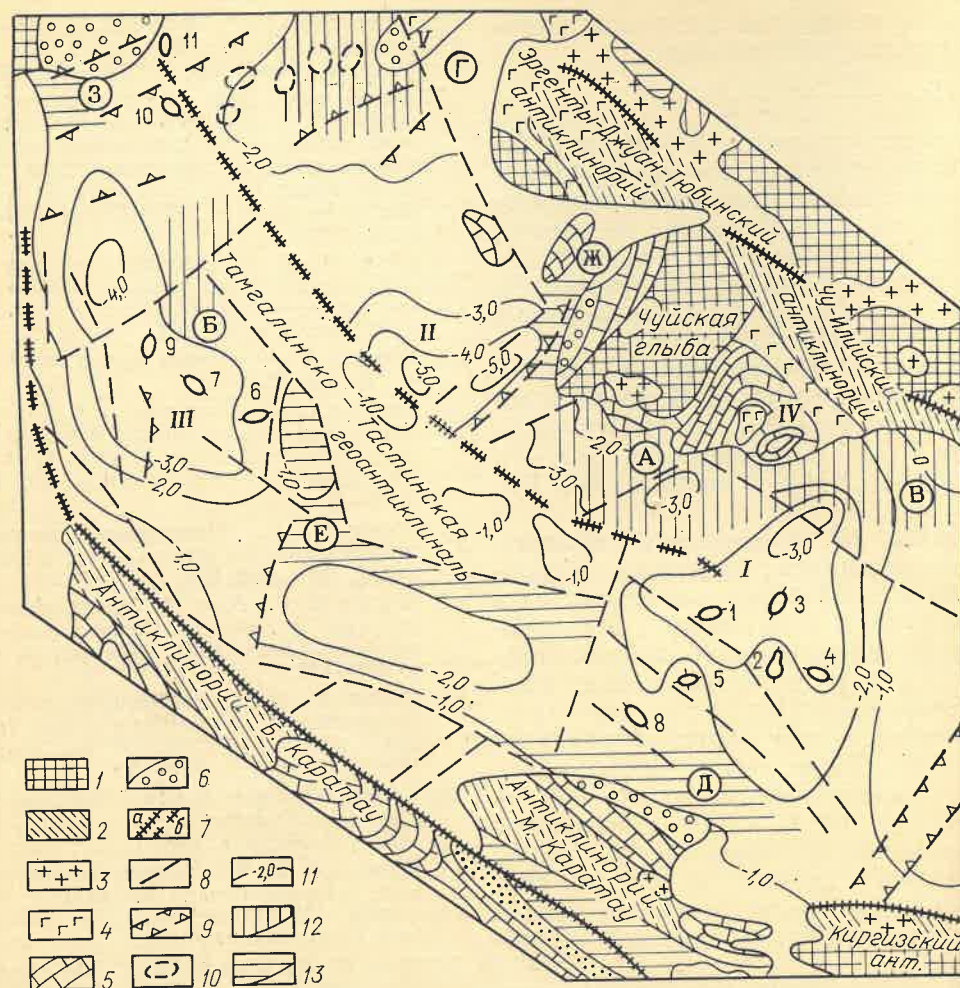


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Чу-Сарысуйской синеклизы

Выходы складчатого фундамента: 1 — добайкальский, 2 — байкальско-каледонский; 3 — граниты ордовика; формационные комплексы: 4 — эффузивно-терригенный, 5 — карбонатный, 6 — терригенно-соленосный; разломы: 7 — глубинные (а — в обрамлении, б — в пределах синеклиз), 8 — прочие; 9 — подвижные зоны; 10 — аномалии, выявленные дистанционным методом и интерпретируемые как локальные структуры; 11 — изогипсы кровли фундамента; зоны, перспективные для поисков сульфидных руд: 12 — в нижней терригенной формации, 13 — в верхней терригенной формации; впадины:

минерализации с газовыми и нефтяными залежами [1, 2]. В горном обрамлении Чу-Сарысуйской газоносной области известны стратиформные месторождения меди, свинца и цинка. Кроме того, в самой области на ряде площадей при проведении поисково-разведочных работ на различные газы были встречены проявления сульфидной минерализации.

Рассматриваемая территория расположена в восточной части Туранской плиты, в зоне сочленения с Казахским щитом, где, судя по данным ГСЗ, отмечается изменение мощности земной коры от 47 до 40 км, что находит отражение в формационном составе газоносных средне-верхнепалеозойских отложений,

I — Муонкумская, II — Тесбулакская, III — Кокпансорская; IV — Каракольская муфта; V — Жаман-Айбатское поднятие; локальные структуры — брахи-антиклинальные: 1 — Амангельдинская, 2 — Айрактинская, 3 — Малдыбайская, 4 — Джуалинская, 5 — Кумурлинская, 6 — Придорожная, 7 — Тамгалытская; антиклинальные: 8 — Учарал-Кемпыртюбинская, 9 — Западная, 10 — Милибулакская, 11 — Кызылжарская; перспективные зоны: А — Южно-Чуйская, Б — Восточно-Кокпансорская, В — Чу-Илийская, Г — Жаман-Айбатская, Д — Предкаратаская, Е — Южно-Тастинская, Ж — Западно-Чуйская, З — Восточно-Улутаская

размещении зон газонакопления, формирования различных по составу газовых залежей и, по-видимому, связанных с ними проявлений сульфидного оруденения.

Как известно, фундаментом на большей части территории Чу-Сарысуйской синеклизы служат блоки и массивы добайкальской консолидации, образующие основание Муонкумской, Тесбулакской и Кокпансорской внутренних впадин.

Муонкумская и Тесбулакская впадины разделяются выступом фундамента, известного как Чуйская глыба (рис. 1). Консолидированные блоки добайкальского фундамента на севере синеклизы граничат с Джалаир-Найман-

ской байкальско-каледонской эвгеосинклиналью (Эргенты-Джуантубинский антиклинорий), а на юге — с Каратау-Таласской миогеосинклиналью (антиклинорий Малый Каратау).

В центральной части Чу-Сарысуйской синеклизы выделяется Тамгалинско-Тастинская геоантиклиналь, которая по характеру гравитационного и магнитного полей весьма сходна с Каратау-Таласской зоной. В Чу-Сарысуйской синеклизе установлено несколько глубинных разломов преимущественно древнего заложения, ориентированных субгоризонтально с простиранием структур первого порядка. Наряду с этим в области добайкальской и байкальско-каледонской консолидации имеется несколько так называемых подвижных зон, трассирующихся вкост простирания синеклизы и включающих разрывные нарушения преимущественно герцинского возраста, к которым местами приурочены небольшие интрузии и эффузивные образования девонского, реже каменноугольного возраста [6].

В разрезе средне-верхнепалеозойских отложений Чу-Сарысуйской синеклизы выделяются следующие формационные комплексы: эффузивно-терригенный (девон, турне, местами визейский ярус), карбонатный (ранний карбон, на востоке частично фаменский ярус), терригенно-соленосный (поздний палеозой). Нижний комплекс сложен эффузивными породами нижнего — среднего девона, перекрытыми отложениями нижней терригенной формации (верхний девон — турне, реже визе) и местами соленосной формацией фамена — турне. В терригенно-соленосном комплексе присутствуют: верхняя континентальная терригенная формация (верхняя тонкая моласса) среднего — верхнего карбона и нижней перми, соленосная формация нижней — верхней перми (казанский — кунгурский ярусы).

В породах нижней терригенной формации выявлены залежи углеводородного газа, приуроченные к подсоловым отложениям фамена (Придорожная площадь) и терригенным породам верхнего турне — визе (площади Амангельды, Айракты). Образования карбонатного комплекса содержат единичные залежи углеводородного газа с примесью сероводорода в количестве до 2,5 % (Придорожная и Тамгалытская площади). В подсоловых породах нижней — верхней перми, входящих в состав верхнего терригенно-соленосного комплекса, местами установлены залежи азотных (Учарал-Кемпыртюбе) и азотно-метановых газов (Амангельды, Айракты). Эффузивные породы, представленные порфиритами, туфами, альбитофирами, развиты преимущественно в краевых частях древних блоков или вблизи геосинклинальных зон, причем мощность их местами превышает 2500 м.

Накопление терригенной формации (до 2500 м) связано с заложением в конце девона вблизи каледонских антиклинорий отдельных компенсационных прогибов. В пределах древних блоков и их краевых частей в фамене — турне на западе региона отлагались лагуны соленосные породы (400—600 м). Образование пород вышележащего карбонатного комплекса обусловлено трансгрессией морского бассейна, охватившей Южный и часть Центрального Казахстана.

В серпуховское время отмечается значительное сокращение площади морского осадконакопления, что явилось результатом общего воздымания значительной части территории региона. Мощность пород указанной формации изменяется от 1000 м (Каракольская муфта) до 150 м на востоке Чу-Сарысуйской синеклизы.

С общей структурной перестройкой, начавшейся еще в конце раннего карбона, связано образование отложений верхней континентальной терригенной формации. Небольшие реликтовые водоемы в районе северных предгорий Малого Каратау в среднем — позднем карбоне заполнялись песчано-алевролитовыми породами, содержащими в основании разреза прослой конгломератов и гравелитов.

Площадь седиментационных бассейнов в это время уже заметно сократилась. Область древней суши находилась в пределах антиклинорий Улутасу, Большого и Малого Каратау, Киргизского, Чу-Илийского, а также Тастинско-Тамгалинского геоантиклинального поднятия, расположенного в центральной части синеклизы.

Судя по данным терригенно-минералогического анализа, источником сноса обломочного материала нередко служили породы протерозойского возраста и древние гранитоиды, характеризующиеся повышенным содержанием ряда рудных элементов (Cu, Pb, Zn и др.).

В конце ранней перми отмечается дифференцированное перемещение отдельных блоков фундамента по системе разрывных нарушений, что в свою очередь привело к общему уменьшению площади озерных водоемов или их разделению на более мелкие бассейны седиментации и сопровождалось интенсивным соленаккумуляцией [8].

Тектонические движения в поздней перми обусловили частичное или полное разрушение залежей углеводородных газов преимущественно в краевых, более подвижных зонах с байкальско-каледонским фундаментом, а также в пределах поперечных разломов, т. е. подвижных зон.

В области стабильных массивов и блоков с этими подвижками следует связывать перестройку газов из нижнекаменноугольных газоносных отложений в подсоловые породы перми. Фаза тектогенеза в конце перми имела, по-видимому, главное значение в формировании известных в данном регионе газовых месторождений (Айракты, Амангельды и др.).

Как ранее отмечалось [9], формационный разрез средне-верхнепалеозойских отложений в значительной мере определяется положением того или иного района (блока) в общем геотектоническом плане региона (рис. 2).

Так, центральной части Муонкумской впадины соответствует платформенный тип разреза, мощность которого не превышает в целом 2400—2600 м. В его основании здесь залегают породы (до 540 м) нижней красной терригенной формации (турне — нижний визе), перекрытые образованиями карбонатного комплекса (300—575 м), верхней терригенной и соленосной формациями (до 1500 м). В восточном и северном направлениях происходит смена формационных рядов. В частности, на Джуалинской площади появляются эффузивные породы нижнего — среднего девона

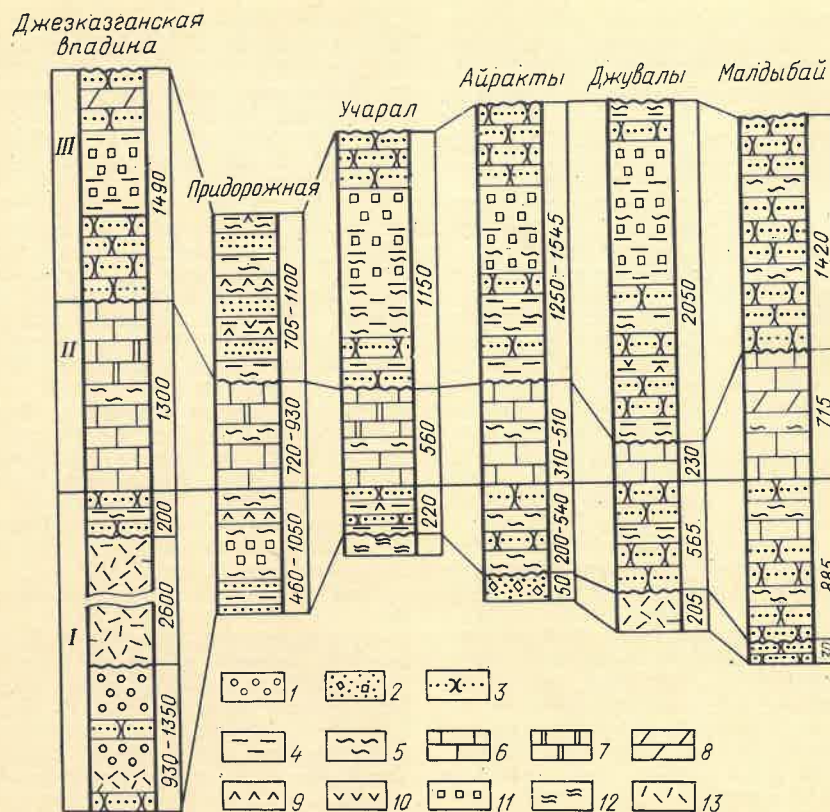


Рис. 2. Схема сопоставления формационных комплексов

Формационные комплексы: I — эффузивно-терригенный, II — карбонатный; III — верхний терригенно-соленосный; литологический состав: 1 — гравелиты,

конгломераты, 2 — туфобрекчии и туфопесчаники, 3 — песчаники, 4 — алевриты, 5 — аргиллиты, 6 — известняки, 7 — доломиты, 8 — мергели, 9 — ангидриты, 10 — гипсы, 11 — каменная соль, 12 — хлорит-серпидиновые сланцы, 13 — эффузивные породы

(вскрытая мощность 205 м) и отмечается определенное увеличение мощности нижней терригенной формации (до 600 м). На примере северной части Муюнкусской впадины, где на Малдыбайской площади значительно возрастает мощность верхней молассы (до 1500 м), а породы верхней соленосной формации отсутствуют, можно говорить об определенной напряженности тектонической обстановки в позднем палеозое.

Подобное явление наблюдается и в западной части Чу-Сарысульской синеклизы. В частности, в Кокпансорской впадине на Придорожной площади суммарная мощность разреза среднего — верхнего палеозоя составляет 2000—2400 м. Эффузивная формация здесь отсутствует, молассоподобные образования верхнего палеозоя отличаются сравнительно небольшой мощностью.

В направлении к северу и востоку, т. е. по мере приближения к мобильным зонам в районе Джезказганской впадины, расположенной на южном продолжении Эскулинского синклинория (за пределами изученной территории) или ближе к Тесбулакской мульде, находящейся вблизи Джалаир-Найманской эвгеосинклинали, формационный разрез уже значительно отличается от типично платформенного типа [9].

Мощность пород эффузивной формации в Джезказганской впадине местами достигает 4000 м, а тонкой молассы (верхней терригенной формации) верхнего палеозоя 2500 м, отражая тем самым тектонически мобильный характер развития этих районов. Локальные структуры на территории с добайкальским фундаментом обладают брахиформным строением и характеризуются сравнительно длительным поэтапным развитием, в отличие от антиклинальных преимущественно однофазных складок, выявленных в зонах с добайкальско-каледонским фундаментом.

Брахиантиклинальные поднятия области древней консолидации в отложениях раннего карбона (площади Амангельды, Айрақты) местами содержат залежи углеводородного газа.

Локальные структуры в краевых зонах отдельных внутренних впадин и синеклиз в целом представлены в основном высокоамплитудными (до 500 м) антиклинальными складками с главной фазой роста в поздней перми (Кызылкакская, Западная, Милибулакская площади и др.).

Устойчивое погружение добайкальских массивов и блоков в турне и визе привело к формированию пестроцветных толщ, содержащих органическое вещество (до 5—6 %) гумусо-сапропелевого типа и продуцирующих углево-

дороды. Указанная толща пород (мощностью 200—400 м) в пределах Муюнкусской впадины характеризуется ритмичным чередованием темно-серых аргиллитов с значительным количеством пиритизированного растительного детрита, пестроцветных аргиллитов, реже глинистых известняков.

В разрезе нижнекаменноугольных газопродуцирующих отложений в пределах Кокпансорской и Тесбулакской впадин преобладают карбонатные породы. В то же время, как и в краевых частях Муюнкусской впадины, возрастные аналоги этих отложений представлены преимущественно прибрежными терригенными образованиями.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории выделяются три типа разрезом, характеризующихся различными наборами формаций, отражающих переход от относительно стабильных (близких к платформенным) к более мобильным зонам.

Сульфидная минерализация установлена в настоящее время в ряде районов Чу-Сарысульской синеклизы. По данным О. А. Федоренко и др. [5], в верхней части разреза турне (в красноцветной толще) отмечаются горизонты сероцветных песчаников мощностью до 20—30 м, прослеживающиеся вдоль хребта Малого Каратау и повсеместно содержащие повышенные концентрации меди, серебра и свинца. В этом районе к сводовой части локальной антиклинальной структуры приурочено пять уровней медной минерализации. Сквжинами была вскрыта одна из меденосных зон на глубине 13,8 м (мощностью 9,3 м), содержащая вкрапления медных минералов, халькозина и малахита.

На Кумурлинской площади, расположенной вблизи Тамгалинско-Гастинской геоантиклинали (скв. 348, глубина 1457 м), в турнейских сероцветных песчаниках установлены прожилки и вкрапления галенита. В песчаниках визе (скв. 4-Г, глубина 1296—1285 м) получен следующий спектр микроэлементов (в %): Ti 0,3—0,6; Pb 0,001; Cu 0,001.

В визейских алевритах на Кызылкакской площади в северной части Чу-Сарысульской синеклизы, в скв. 1-Г на глубине 2000 м отмечается сульфидная минерализация в виде прожилков халькопирита (1—2 мм), ориентированных вдоль слоистости.

В северо-западной части Тесбулакской впадины в районе Жаман-Айбатского поднятия в скв. 4-Ю на глубине 364,7—365,0 м в маломощном прослое зеленовато-серых тонкозернистых песчаников среднего карбона установлена медная минерализация.

Связь установленных проявлений сульфидной минерализации в пределах Чу-Сарысульской синеклизы с углеводородными газами определяется, вероятно, приуроченностью их к локальным поднятиям, где газовые залежи были в значительной мере разрушены и сохранились лишь непромысленные остаточные скопления. Она довольно отчетливо фиксируется по разнообразным эпигенетическим изменениям в породах с сульфидной минерализацией (восстановление красноцветов, наличие самородной серы, кальцитизация и т. д.), обусловленной миграцией углеводородов по каналам гидравлической связи горизонтов в латеральном направлении и по разрезу.

Образование газовых залежей, естественно, было выявлено с перемещением подземных вод, содержащих растворенный углеводородный газ, который в процессе миграции заполнял структурные и неструктурные ловушки. В составе этих вод, имеющих преимущественно глеевый характер, наряду с рассеянным органическим веществом (0,84—1,056 мг/л) присутствуют также различные металлы (в г/л): Cu до $4,8 \cdot 10^{-4}$; Pb до $3,3 \cdot 10^{-4}$; Zn до $8,0 \cdot 10^{-4}$; As до $1,6 \cdot 10^{-3}$; Fe до $2,1 \cdot 10^{-2}$ и др.

В ходе позднепермского тектогенеза упомянутые металлоносные глеевые воды, по-видимому, седиментационного происхождения, устремились к зонам крупных поднятий и к бортовым частям отдельных внутренних впадин и синеклиз в целом, где в условиях пониженных геостатических давлений возникали очаги их разгрузки, что в свою очередь обусловило общую разрядку напряженной элизонной гидродинамической системы и создало предпосылки для развития инфильтрационного водообмена.

В аридных условиях поздней перми инфильтрационные воды были обогащены сульфатами. Это в свою очередь привело к образованию в зоне встречи седиментационных и инфильтрационных вод геохимического барьера с широким развитием сульфатвосстанавливающих биогенных процессов, причем биогенный сероводород, очевидно, явился главным осадителем меди, свинца, цинка и других металлов-спутников сульфидной минерализации из углеводородных глеевых растворов.

Масштабы перемещения образованной сульфидной минерализации, по-видимому, были незначительными, так как для рудообразования необходим многократный водообмен рудоносных растворов, который мог проявиться лишь в очаге разгрузки седиментогенных вод или в сфере его непосредственного влияния.

Структурная перестройка Чу-Сарысульской синеклизы в позднем палеозое, которая, как отмечалось, сопровождалась разрушением или перестроением газовых залежей, способствовала проявлению вертикальной миграции углеводородов и образованию сульфидной минерализации в приразломных зонах или возникновению эпигенетических изменений восстановительной направленности в виде серых и зеленых полос и разводов по всему разрезу красноцветных отложений. Это отчетливо видно, в частности, на Кумурлинской площади, расположенной в южной части Муюнкусской впадины.

Перетоки углеводородных газов из нижнекаменноугольных отложений в вышележащие образования обусловили появление в подсолевых отложениях перми на ряде площадей залежей метаново-азотных газов. Вторичный характер их углеводородной части установлен по данным изотопного анализа.

При вертикальной миграции по разрывным нарушениям определенная часть углеводородных газов, естественно, должна была аккумулироваться седиментогенными водами, заключенными в толще среднего—верхнего карбона, которые перемещались в направлении локальных антиклинальных поднятий и окраин синеклиз, где располагались очаги их разгрузки.

Наряду с углеводородными газами в толщу средне-верхнекаменноугольных отложений могли попадать и сероводородсодержащие газы из нижележащих пород карбонатной формации, что позволяет рассматривать зоны группирования поперечных позднепермских разрывов (т. е. подвижные зоны) как самостоятельный объект в отношении сульфидной минерализации.

Как известно, большая часть Джезказганской впадины расположена на продолжении Успенской разрывной зоны. Подобные разрывные нарушения, поперечные к простиранию синеклиз, установлены южнее, в северных частях Тесбулакской и Кокпансорской впадин.

Таким образом, к районам, благоприятным с точки зрения изложенных позиций для возникновения сульфидной минерализации, относятся краевые части отдельных газоносных впадин и синеклиз в целом, которые характеризуются сменой стабильных и мобильных условий развития, достаточно четко фиксируемых определенным формационным набором. Это делает формационный анализ важнейшей частью геолого-прогнозных работ на стратиформное оруденение свинца, цинка, меди и других металлов.

Ближние представления о генезисе сульфидной минерализации в средне-верхнепалеозойской толще Чу-Сарысуйской синеклизы были высказаны в последнее время И. Ф. Габлиной [2]. Однако нам представляется, что она ограничивает роль инфильтрационных процессов, которые исходя из всего вышеизложенного имеют исключительно важное значение для возникновения рудообразующего геохимического барьера. Сходные взгляды на сульфидный рудогенез высказаны в различное время А. И. Германовым [3], А. И. Перельманом и др. [7], Е. А. Басковым [1], изучившими условия образования Джезказганского медного месторождения.

Предлагаемая в настоящей статье схема рудообразования, разработанная с учетом формационного анализа средне-верхнепалеозойских отложений Чу-Сарысуйской синеклизы, позволяет наметить отдельные районы, представляющие определенный практический интерес для поисков стратиформных залежей сульфидных руд. В их число входят южная периферия Чуйской глыбы, северо-восточная часть Кокпансорской впадины, южные предгорья Чу-Илийского антиклинория, южное продолжение Жаман-Айбатского поднятия, северные предгорья Малого Каратау, южное крыло Тастинско-Тамгалинской геоантиклинали, северо-западное окончание хребта Большой Каратау, юго-восточные склоны Улутауского антиклинория, которые характеризуются благоприятными в отношении сульфидной минерализации геохимическими и гидрогеологическими условиями.

На примере изучения средневерхнепалеозойских отложений видно, что формационный анализ в комплексе с другими методами может быть использован для поисков как месторождений углеводородных газов, так и стратиформных залежей сульфидных руд, генетически, очевидно, связанных друг с другом.

В пределах краевых частей платформы, к которым относится и Чу-Сарысуйская синеклиза, перспективным территориям в отношении газоносности соответствует ряд палеозойских формаций, залегающих преимущественно на стабилизированных блоках добайкальского фундамента. Подобные отложения слагают брахиантиклинальные неориентированные поднятия относительно длительного развития и нередко содержат соленосные формации, которые местами служат газопором для залежей углеводородных газов.

Районам, благоприятным для выявления стратиформных залежей сульфидных руд, в соответствии с разработанными генетическими представлениями свойствен набор формаций, близкий к многоэосинклинальному с эффузивами нижнего—среднего девона в основании разреза. Этот тип разреза средне-верхнепалеозойских отложений развит в зонах компенсационных прогибов вблизи байкальско-каледонских антиклинорий, подвергавшихся активной перестройке в позднем палеозое. Газовые месторождения здесь, как правило, разрушены, а сохранившиеся непромышленные залежи обогащены азотом и другими газами, поступающими из глубинных зон по системе разрывных нарушений.

Таким образом, смена формационных рядов, способствует появлению геохимического барьера в зоне разгрузки седиментогенных пластовых вод в сферу инфильтрационного водообмена, что, в свою очередь, при прочих благоприятных условиях могло обусловить возникновение стратиформного сульфидного оруденения. Более того, зоны, в пределах которых развиты отложения сравнительно мобильного формационного ряда, характеризуются наличием разрывных нарушений, вертикальной миграцией углеводородных и сероводородных газов с поступлением их в вышеизложенные отложения и сопровождаются приразломным сульфидным оруденением.

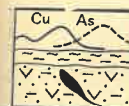
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенетических исследованиях. Л., Недра, 1976.
2. Габлина И. Ф. О направлении поисков месторождений меди в Чу-Сарысуйской депрессии. — Сов. геология, 1982, № 1, с. 85—94.
3. Германов А. И. Гидродинамические и гидрогеохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 79—80.
4. Есенов Г. Е., Штифанов В. И., Короткевич А. Ф. Направление поисковых работ на площадях, расположенных к югу от Центрального Джезказгана. — В кн.: Большой Джезказган. Алма-Ата, 1961, с. 144—149.
5. О стратиформных проявлениях полиметаллов медистых песчаников и марганца в турнейских отложениях Малого Каратау/О. А. Федоренко, А. К. Киселев, В. М. Силицын, Н. И. Севрюгина. — В кн.: Новые данные о закономерностях размещения по-

6. Особенности глубинного геологического строения Восточно-Чуйской и Иссыккульской впадин/К. Д. Помазков, Н. М. Сардонников, Ф. Е. Силицын, Ф. Н. Юдахин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 84—91.
7. Перельман А. И. Геохимия эпигеосинклинальных процессов (зона гипергенеза). М., Недра, 1965.
8. Силицын Ф. Е., Филиппов Г. П., Хромова Н. Р. Соленосные формации эпигеосин-

клинального палеозоя Чу-Сарысуйской синеклизы и вопросы их нефтегазоносности. — В кн.: Проблемы соленакопления, т. 2. Новосибирск, Наука, 1977, с. 141—146.

9. Силицын Ф. Е., Хромова Н. Р. Газоносные формации среднего—верхнего палеозоя Чу-Сарысуйской синеклизы. — Труды ВНИГНИ, 1979, вып. 212, с. 175—190.
10. Стратиформные месторождения меди СССР/Ю. В. Богданов, Е. З. Бурьянова, Э. И. Кутыров и др. М., Недра, 1973.



ГЕОХИМИЯ

УДК 556.314.6.02(575.4-15)

Ю. Б. СЕЛЕЦКИЙ, Р. И. ПЛОТНИКОВА, А. В. ЯКУБОВСКИЙ,
Н. В. ИСАЕВ (ВСЕГИНГЕО)

Дейтерий и кислород-18 в глубоких подземных водах Западно-Туркменского артезианского бассейна

Рассмотрим более детально и на большем фактическом материале (в том числе полученном при исследовании промышленных иодо-бромных вод), чем это было сделано в предыдущих работах [1, 6, 10], закономерности распределения дейтерия и кислорода-18 в глубоких подземных водах Западно-Туркменской впадины (табл. 1). Западно-Туркменский артезианский бассейн, относящийся к Копетдагско-Большебалханской складчатой области, представляет собой склон Южно-Каспийского бассейна и приурочен к одноименной впадине.

Западно-Туркменская впадина — это восточная часть огромной Южно-Каспийской внутриэосинклинальной впадины, окруженной горными сооружениями альпийской складчатости — Большим и Малым Кавказом, Копетдагом и Эльбрусом [4]. Палеозойское основание здесь погружено на глубину более 12 км, а все основные нефтегазоносные и водоносные комплексы, воды которых исследовались на изотопный состав, приурочены к плиоценовым отложениям. В них выделяется четыре водоносных комплекса: в апшеронских, акчагыльских, верхне- и нижнекрасноцветных отложениях.

По химическому составу все исследованные воды независимо от мине-

рализации (13—297 г/л, см. табл. 1) хлоридно-натриевые (хлор 82—100 %, натрий 71—99 %, кальций — не более 23 %). По ранее существовавшим представлениям, минерализация основной массы подземных вод бассейна составляет 90—100 г/л, а локально распространены как значительно более высокоминерализованные (около 200 г/л), так и низкоминерализованные (до 40 л/г и менее) воды. В работе [5] уточнены эти данные: основная масса вод, распространенных на большей части площади антиклинальных поднятий (крылья) и в зонах погружения, имеет высокую минерализацию (150—290 г/л); в Прибалханской зоне и в зонах погружения преобладают воды с минерализацией более 250 г/л (на юге впадины около 150 г/л). Воды резко пониженной минерализации имеют сугубо локальное распространение в сводовых частях поднятий и приурочены к зонам крупных сбросов и к грязевым вулканам. Они развиты в виде очагов в высокоминерализованных водах и считались причиной локального разбавления последних.

При дальнейшем рассмотрении исследуемые воды подразделены нами на группы с минерализацией менее 150 г/л, 150—200 г/л и более 200 г/л.

Таблица 1

Концентрации дейтерия и кислорода-18 в глубоких водах Западной Туркмении

Водопункт	Возраст водовмещающих пород	Водоносный горизонт	Интервал опробования, м	t, °C*	Минерализация, г/л	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
Зап. Челекен, скв. Р-17	$N_2^{2kr_2}$	—	789—901	—	180	-77	—
Челекен, скв. Э-105	—	—	1101	-50	262	-75	—
Челекен, скв. К-18	—	I, II	130	-45	297	-45	—
Челекен, скв. Р-200	P (?)	—	—	—	57	-63	—
Котурдепе, скв. 170	N_2	—	1640—1689	—	13	-54	—
Котурдепе, скв. 14а	—	—	1719—1753	-32	99	-73	—
Небит-Даг, скв. 261	N_2ar	—	—	-28	108	-70	—
Небит-Даг, скв. 198	—	—	728—731	-38	59	-39	—
Небит-Даг, скв. 713	$N_2^{2kr_1}$	—	2083—2088	-35	22	-48	—
Монжукулы, скв. 14	N_2^{3ar}	I	428—688	38/28	146	-39	-3,0
—	$N_2^{2kr_2}$	I	1123—1223	54/48	194	-62	-3,5
—	—	II	1235—1375	53/48	207	-66	-5,4
—	—	V	1966—1996	53/50	230	-47	-2,4
Монжукулы, скв. 10	N_2^{3ak}	I	860—1063	46/40	80	-56	+2,4
—	$N_2^{2kr_2}$	IV	1670—1854	58/55	223	-46	-2,5
—	—	V	1875—2040	60/58	190	-71	-3,1
Монжукулы, скв. 12	N_2^{3ak}	I	1135—1348	51/48	230	-71	-1,4
Монжукулы, скв. 27	$N_2^{2kr_2}$	VII	1937—2144	56/31	221	-59	-7,6
Монжукулы, скв. 16	—	I	1356—1411	51/50	184	-52	-0,4
—	—	II	1424—1485	52/51	240	-73	-3,4
Монжукулы, скв. 11	—	III	1777—1940	61/57	281	-66	-0,5
Монжукулы, скв. 3	—	VII	1192—1336	49/30	112	-37	+0,4
Кум-Даг, скв. 539	N_2^{3ar}	A	544—547	-21	170	-68	—
Кум-Даг, скв. 271	—	—	1353—1385	-20	125	-40	—
Кум-Даг, скв. 241	—	E	1031—1041	-23	111	-68	—
Куйджик, скв. 16	$N_2^{2kr_2}$	—	—	—	201	-73	-2,1
Куйджик, скв. 32	—	—	1421—1532	—	176	-70	-1,2
Боя-Даг, скв. 5	—	I—II	863—1062	—	183	-75	—
Боя-Даг, скв. 21Э	—	—	1080—1190	—	200	-63	-0,7
Боя-Даг, скв. 31Э	—	I—III	1127—1277	—	178	-60	-0,4
Боя-Даг, скв. 27Э	—	—	1183—1306	—	200	-76	-1,4
Боя-Даг, скв. 16Э	—	IV—V	1306—1414	—	141	-50	+1,2
Боя-Даг, скв. 30Э	—	—	1527—1664	—	168	-43	-1,6
Боя-Даг, скв. 38Э	—	—	1635—1759	—	137	-51	+1,4
Боя-Даг, ист. 58	—	I—II (?)	—	—	204	-64	-0,5
Боя-Даг, ист. 9	—	—	—	—	188	-45	-0,9
Боя-Даг, ист. 26	—	—	—	—	270	-58	-2,1
Гогрань-Даг, скв. 11	—	I—II	1696—1785	62/60	124	-45	-0,1
—	—	—	1696—1900	63/59	130	-36	-0,8
—	—	II	1813—1900	66/62	133	-58	-0,2
Гогрань-Даг, скв. 17	—	I—II	1599—1912	65/58	131	-52	-1,0
Гогрань-Даг, скв. 4	—	I	1373—1500	-54	116	-48	-0,8
—	—	—	—	—	52	-0,4	—
Гогрань-Даг, скв. 3	—	I—II	1658—1970	61/57	127	-47	+0,6
—	—	—	—	—	54	-0,5	—
—	—	—	—	—	47	-1,4	—
Гогрань-Даг, скв. 14	—	I—III	2170—2533	65/58	258	-73	-3,9
Гогрань-Даг, скв. 1	—	II	2175—2276	65/—	185	-40	-0,1
Гогрань-Даг, скв. 13	—	IV	2255—2350	64/59	288	-63	-3,9
Карадашли, скв. 10	—	I	1912—1948	58/57	167	-54	-2,1
—	—	I—II	1912—2039	61/53	162	-49	-2,1
—	—	I—II	1925—2039	57/55	140	-64	-1,0
Карадашли, скв. 12	—	I—II	1925—2133	60/45	146	-36	-1,4
—	—	—	1880—2116	60/54	130	-46	+0,3
Карадашли, скв. 15	—	—	1880—2116	60/54	130	-43	—
—	—	I—VI	—	—	70	-2,9	—
Карадашли, скв. 21	—	I—VI	3294—3732	70/74	270—278	-68	-4,2
—	—	—	—	—	71	-6,4	—
—	—	—	—	—	69	-3,2	—
Погружение юго-восточнее Алты-Кую, скв. 19	—	—	2150—2538	62/65	235—260	-73	-3,9
—	—	—	—	—	60	-4,2	—

Продолжение табл. 1

Водопункт	Возраст водовмещающих пород	Водоносный горизонт	Интервал опробования, м	t, °C*	Минерализация, г/л	δD , ‰	$\delta^{18}O$, ‰
Погружение юго-восточнее Алты-Кую, скв. 19	$N_2^{2kr_2}$	IV—V	2570—2800	65/71	231	-68	-4,7
—	—	—	—	—	—	-62	-2,9
Окарем, скв. 56 м	N_2	—	2691—2692	—	<150	-48	-2,8
Окарем, скв. 4 г/г	—	—	2455—2515	-59	114	-42	+0,7
Грязевые вулканы							
Оз. Розовый Порсугель	—	—	—	—	43	-23	+2,3
Кипящий Бугор	—	—	—	-22	31	-37	+5
Ист. к югу от вулк.	—	—	—	-24	91	-46	+5
Кипящий Бугор	—	—	—	—	—	-28	—
Кеймир-Южный (гл. кратер)	—	—	—	—	—	-36	—
Кеймир-Южный (кратер 2)	—	—	—	-33	29	-36	—
Ак-Патлаук	—	—	—	—	—	-29	—
Чишкиляр	—	—	—	26	29	-65	—

* В числителе — температура пласта, в знаменателе — на устье скважины.

По вопросу происхождения глубоких подземных вод Западной Туркмении различными исследователями в различные годы предлагались явно неадекватные гипотезы [3]. Одни исследователи придерживались мнения о метеогенном происхождении этих вод, другие — о морском седиментационном, третьи — о смешанном, четвертые — о ювенильном.

Из сопоставления соотношений дейтерия и кислорода-18 для рассмотренных вод следует, что воды грязевых вулканов явно отличаются большими

концентрациями дейтерия и кислорода-18 (рис. 1). Для вод плиоценовых отложений на графике фиксируется одно семейство фигуративных точек. Однако в то же время, несмотря на значительную дисперсию, в целом четко выявляется тенденция локализации точек, соответствующих менее минерализованным водам, в области более высоких значений концентраций дейтерия и кислорода-18.

Несколько неожиданным оказалось распределение концентраций кислорода-18 с глубиной (рис. 2). При прочих

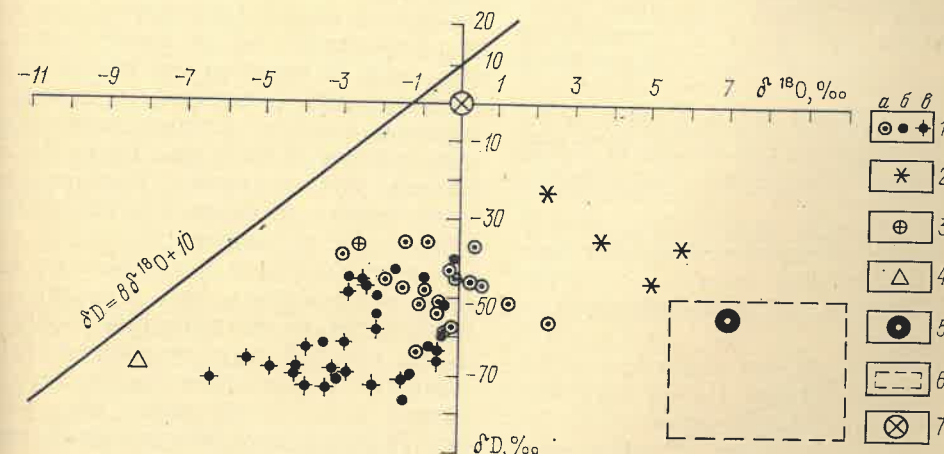


Рис. 1. Соотношения концентраций дейтерия и кислорода-18 в исследованных и некоторых других водах

2 — воды грязевого вулканизма; 3 — воды Каспийского моря [10]; 4 — грунтовые [10]; 5 — ювенильные [13]; 6 — магматические [11]; 7 — океанические, SMOW

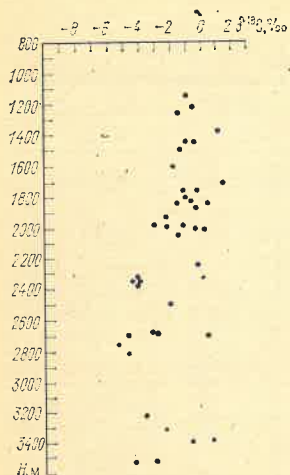


Рис. 2. Распределение концентраций кислорода-18 с глубиной залегания пластовых вод

равных условиях содержание этого изотопа обычно увеличивается с глубиной в силу интенсификации процессов изотопного кислородного обмена в системе порода—вода за счет повышения температуры недр [1, 7]. В данном же случае мы видим обратную картину. По тем водопунктам, для которых имеются данные о концентрации ^{18}O в водах и о глубинах, с которых они выведены, наблюдается хотя и небольшое, но закономерное уменьшение концентраций кислорода-18 от околонулевых значений на глубине 1—1,5 км до более низких, чем -6‰ , на глубине 3,5 км. С долей осторожности можно предположить, что такое явление здесь может быть связано с процессом гидратации минералов возрожденными водами, при котором в породы преимущественно переходит тяжелый изотоп кислорода, а остающаяся вода соответственно облегчается по ^{18}O .

Между значениями минерализации и концентрациями кислорода-18 также наблюдается обратная зависимость,

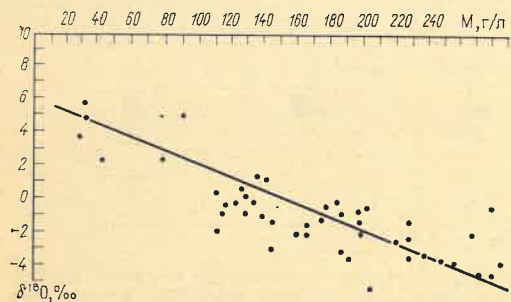


Рис. 3. Соотношения концентраций кислорода-18 и минерализации пластовых вод

причем наибольшие содержания ^{18}O имеют наименее минерализованные воды грязевого вулканизма (рис. 3). Из рассмотрения только этого графика можно предположить, что уменьшение минерализации пластовых вод—следствие их смешения с водами, имеющими тот же генезис, что и воды, связанные с грязевым вулканизмом. Однако динамика изменения концентраций ^{18}O по разрезу опровергает это, поскольку концентрации его не увеличиваются, а убывают с глубиной. Следовательно, маломинерализованные воды плиоценовых отложений и воды грязевого вулканизма, по-видимому, представляют две различные по генезису группы подземных вод Западной Туркмении, если основываться на том, что разбавление водами грязевого вулканизма в первую очередь коснулось бы более погруженных пластовых вод.

Оценивая в общих чертах распределение дейтерия и кислорода-18 в изученных подземных водах, следует отметить значительную дисперсию как по первому изотопу, так и, особенно, по второму, что свидетельствует о различиях в условиях формирования вод.

Большое количество проб по содержанию дейтерия превышает нижнюю границу концентраций этого изотопа в поверхностном слое океанических вод (-50‰). Это не противоречит гипотезе о талассогенном происхождении данных вод. Достаточно уверенно также можно полагать, что воды большей минерализации не являются продуктом сгущения (испарительного концентрирования) менее минерализованных вод. В ином случае соотношение концентраций изотопов водорода и кислорода между водами высокой минерализации и меньшей было бы обратным наблюдаемому. Гипотеза возникновения высокоминерализованных вод за счет механизма дегазации недр для исследованных вод не подтверждается, если считать, что дегазация их происходит до температуры $\sim 220^\circ\text{C}$, после которой пар становится более тяжелым в изотопном плане, чем исходная вода. В условиях же, когда температура выше инверсионной, такое соотношение изотопов в принципе может свидетельствовать о наличии дегазации. Однако с геологической точки зрения этот вариант для исследуемых

вод мало приемлем, так как, во-первых, пришлось бы признать, что регионально распространенные высокоминерализованные воды являются «функцией» локально наблюдаемых маломинерализованных вод и, во-вторых, гипотеза дегазации предполагает, естественно, большую минерализацию в исходных (для дегазации) водах, чем в продуцируемых.

В исследованных водах фиксируется значительный кислородный изотопный сдвиг. Это в какой-то мере, возможно, результат концентрирования вод седиментационного бассейна при испарении, но в определяющей степени—эффект кислородного изотопного обмена, поскольку имеются два фактора, способствующие ему: обогащенные тяжелым кислородом водовмещающие породы и относительно высокие температуры. Разрез бассейна представлен в основном терригенными породами (кварц $\sim 50\%$, полевые шпаты $\sim 40\%$).

Известно, что силикатные породы даже при очень высоких температурах (400°C и более) весьма медленно стремятся к равновесию с циркулирующей в них водой. В пределах исследуемого разреза температуры подземных вод (и пород) не превышают 66°C (см. табл. 1). И без соответствующих расчетов ясно, что изотопного равновесия между силикатами водовмещающих пород и циркулирующими в них водами не достигнуто. Даже при 200°C разница между $\delta^{18}\text{O}$ терригенных пород ($+15\text{‰}$ [7]) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ в состоянии изотопного равновесия не более 14‰ [12] (в нашем случае она достигает для вод с минерализацией более 150 г/л $21,4\text{‰}$), а при меньших температурах она должна быть значительно больше.

В минералогическом составе терригенной толщи Западной Туркмении большое место (до 30%) занимает карбонатный цемент. Карбонатные же породы гораздо в большей степени «реактивностноспособны» к изотопному обмену с водой, в том числе и при более низких температурах. Используя соответствующие номограммы [11, 12], рассчитаем равновесные концентрации кислорода-18 в подземных водах в широком диапазоне температур для случаев, когда они определяются:

Таблица 2
Вычисленные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды, равновесной с карбонатным цементом (кальцитом) и кварцем из песчаников, ‰

$t, ^\circ\text{C}$	При равновесии с кальцитом	При равновесии с кварцем
25	-3	—
50	+1	—
100	+8	—
200	+16	-0,8
300	+20	+2,2
400	+23	+6,2
500	—	+8,2
600	—	+10,2

1) карбонатным цементом ($\delta^{18}\text{O} = +25\text{‰}$ [7]) и 2) кварцем из песчаников ($\delta^{18}\text{O} = +11,2\text{‰}$ [14]).

Как следует из сравнения вычисленных значений и фактического материала, подземные воды и вмещающие их породы не равновесны по изотопному составу кислорода в подавляющем большинстве случаев ни относительно кальцита, ни относительно кварца (табл. 2).

При наблюдаемых (до 70°C) температурах можно утверждать, что все воды высокой минерализации (более 150 г/л) не достигли равновесия с водовмещающими породами и лишь пять проб (с площадей Монжуклы, Боя-Даг и Окарем) из группы с минерализацией до 150 г/л свидетельствуют о возможном равновесии с кальцитным цементом.

В водах грязевых вулканов и связанных с ними источниках при температурах, зафиксированных на их выходах ($22\text{—}33^\circ\text{C}$), концентрации кислорода-18 не могут превышать -3‰ при равновесии с кальцитом (не говоря о кварце). Превышение расчетного равновесного значения на $5\text{—}9\text{‰}$ свидетельствует о том, что температура вод грязевых вулканов значительно снизилась по мере движения с момента формирования их изотопного состава.

Если считать, что их изотопный состав (до $+6\text{‰}$) по кислороду является следствием равновесия только с кальцитом, то корни грязевых вулканов, исходя из распределения температур по разрезу, находятся на сравнительно небольших глубинах (до $2,5\text{ км}$). Если же это следствие рав-

новесия с песчаными породами, то корни вулканов должны находиться на глубинах, где температура $\sim 400^\circ\text{C}$, т. е. на 15—18 км. Наиболее вероятно, конечно, в формировании изотопного состава кислорода подземных вод принимают участие как CaCO_3 , так и SiO_2 . Поэтому глубины корней вулканов находятся, видимо, между крайними рассчитанными значениями.

Касаясь гипотезы инфильтрационно-происхождения исследуемых вод, следует отметить, что для условий аридной зоны всегда затруднительно дифференцировать по концентрациям дейтерия воды морского и инфильтрационного происхождения, поскольку концентрации этого изотопа в заведомо метеорных водах достаточно высоки и могут стремиться к таковым для вод морских бассейнов пониженной солености. Действительно, по данным Л. Г. Соколовского и М. П. Ежовой [10], грунтовые воды, имеющие здесь (из колодца) минерализацию 2 г/л, обладают значениями: $\delta\text{D} = -67\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = -8,2\text{‰}$. Аналогичные концентрации ($\delta\text{D} = -70\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -9,5\text{‰}$) характерны также и для заведомо метеогенных вод современного формирования Бахарденского месторождения минеральных вод [6].

Однако, несмотря на отсутствие видимых признаков развития водонапорных систем инфильтрационного характера и господство признаков элизионного водообмена [2], следует все же отметить (см. рис. 1), что все пробы высокоминерализованных рассолов уступают по концентрациям дейтерия водам современного (13 г/л) Каспийского моря ($\delta\text{D} = -37\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2,6\text{‰}$) [10]. Если отбросить возможность поступления в акваторию плиоценового седиментационного бассейна большого количества метеорных вод, причем со значительных отметок и преимущественно в холодные сезоны года, то в качестве причины низкого содержания дейтерия в высокоминерализованных водах можно предположить эффект понижения концентраций дейтерия в процессе испарения рассолов в период их поверхностного формирования на конечных стадиях солнечного выпаривания. Судя по минерализации иссле-

дованных рассолов, они (причем далеко не все) прошли только стадию садки галита. Кроме того, даже при стадиях, соответствующих садке бишофита, концентрация дейтерия не снижается против концентрации, свойственной морской воде более, чем на 20—40‰, а это значение недостаточно, чтобы формально «перевести» воду из морской в метеогенную. Поэтому вопрос, почему в высокоминерализованных водах довольно низкие концентрации дейтерия, остается открытым.

Гипотезе же ювенильного происхождения исследуемых вод противоречат (см. рис. 1) как минимум «дефицит» кислорода-18 и во многих случаях «избыток» дейтерия.

Если рассмотреть фактический материал с точки зрения формирования изотопного состава пластовых вод с участием «возрожденных», то, основываясь на работах [8, 9], на первый взгляд, в их образовании такие воды не принимали значимого участия. В ином случае менее минерализованные воды были бы «легче» по дейтерию более минерализованных. Тем не менее, как указывалось выше, возрожденные воды могут участвовать в гидратировании минералов при продвижении в верхние слои осадочных пород. Тогда воды относительно первоначального состава обогащаются дейтерием и их значительная облегченность по этому изотопу затушевывается упомянутыми процессами гидратации.

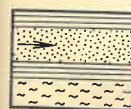
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования) Ю. Б. Селецкий, В. А. Поляков, А. В. Якубовский, Н. В. Исаев, М., Недра, 1973.
2. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1972.
3. Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., Недра, 1969.
4. Колодий В. В., Кудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин (в связи с нефтегазоносностью). Киев, Наукова думка, 1972.
5. Плотникова Р. И. Особенности гидрохимии промышленных подземных вод Западной Туркмении. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 6, с. 140—141.
6. Полякова В. А., Ткаченко А. Е. Использование стабильных изотопов углерода, водорода и кислорода при изучении условий формирования минеральных вод Бахарденского месторождения в Туркмении. — В кн.:

Тезисы VIII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М., ГЕОХИ, 1980, с. 344—345.

7. Природные изотопы гидросферы/В. И. Феронский, В. Т. Дубинчик, В. А. Поляков и др. М., Недра, 1975.
8. Селецкий Ю. Б. Дегидратация глин как возможный фактор формирования изотопного состава глубоких подземных вод. — Водные ресурсы, 1978, № 3, с. 148—152.
9. Селецкий Ю. Б., Поляков В. А. Дегидратация: ее роль в формировании изотопного состава глубоких подземных вод. — В кн.: Изотопия природных вод. М., 1981, с. 26—32.
10. Соколовский Л. Г., Ежова М. П. Изотопный состав природных вод западной части Туркменской ССР при оценке их генезиса. — Водные ресурсы, 1982, № 1, с. 33—38.

11. Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., 1977, с. 213—289.
12. Friedman I., O'Neil J. K. Data of geochemistry. Sixth edition Chapter K. K. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. — U. S. Government printing office. Wash., 1977.
13. Olafsson J., Riley J. P. Geochemical studies of the thermal brine from Reykjanes (Iceland) — Chem. geol., 1978, vol. 21, N 3/4, p. 219—237.
14. Savin S. M., Epstein S. The oxygen isotopic compositions of coarse grained sedimentary rocks of minerals. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1970, vol. 34, p. 323—329.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.3 : 553.042

Н. М. ФРОЛОВ, Л. С. ЯЗВИН (ВСЕГИНГЕО)

Классификация категорий запасов подземных вод

Классификации имеют огромное научное и практическое значение, являясь составной и необходимой частью работ по упорядочению понятийно-терминологической базы всякой науки. Вопросам классификации категорий запасов подземных вод посвящено много работ [1—4, 7—9], однако, несмотря на то что большинство таких классификаций, несомненно, сыграло большую роль в проведении поисково-разведочных работ на подземные воды и оценке перспектив их использования, в настоящее время они уже не могут удовлетворить возросшие запросы теории и практики. Со всей очевидностью это обнаружилось в связи с попытками создания автоматизированных информационных систем, применение которых возможно при условии предварительной формализации языка и наличия государственных стандартов на термины и определения. Хотя неупорядоченность понятийно-терминологической базы характерна для гидрогеологии в целом, особенно актуальной эта проблема представляется в области изучения запасов подземных вод. Объясняется это тем,

что важнейшая задача, которая всегда стоит перед гидрогеологом, заключается в выяснении возможности практического использования подземных вод, в получении ответа на вопросы, касающиеся их количества и качества. Именно эти сведения в первую очередь вводятся в систему «Государственный водный кадастр».

Однако если классификации таких свойств подземных вод, как температура или минерализация, в общем приемлемы, то с количественными их характеристиками дело обстоит значительно сложнее [10, 11]. Практически все опубликованные по этому вопросу классификации прежде всего противоречивы. Так, одни авторы под естественными запасами подземных вод понимают количество гравитационной воды, находящейся в порах, пустотах, и трещинах горных пород, и воды, поступающей в водоносный горизонт. Другие под этим термином подразумевают только объем воды.

Запасы гравитационной воды, содержащейся в водоносном горизонте, в разных классификациях называются по-разному: естественными, статиче-

скими или вековыми. В одних классификациях термины «запасы» и «ресурсы» считаются синонимами, а в других им придается различный смысл. Питание водоносного горизонта в естественных условиях называется то «естественными ресурсами», то «динамическими запасами». Неоднозначно трактуются в различных классификациях и такие понятия, как «искусственные» и «привлекаемые» запасы. Так, в последней классификации Ф. М. Бочевера [3] искусственные запасы вообще не выделяются, а родниковый сток отнесен к так называемым «дополнительным запасам», несмотря на то что он сам формируется за счет питания подземными водами.

Нет полной ясности и с использованием терминов «прогнозные», «потенциальные», «перспективные», «разведанные» запасы (ресурсы). Кроме того, в связи с новыми задачами по охране окружающей среды, составлением водохозяйственных балансов и т. д. появились новые понятия, характеризующие долю участия различных источников в формировании эксплуатационных запасов. Все это вызывает необходимость упорядочения используемых понятий и терминов.

Наиболее сложной задачей в данном отношении оказалось преодоление сложившихся противоречий в практике использования гидрогеологами терминов «запасы» и «ресурсы». В русском языке оба они обычно употребляются как синонимы, и было бы, наверное, целесообразным оставить какой-то один из них, например, «запасы». Однако из-за ряда специфических особенностей подземных вод как полезного ископаемого — подвижности, возобновляемости, тесной связи с другими компонентами природной среды, возможности искусственного формирования и т. д. — в отношении их трудно обойтись лишь одним понятием «запасы», используемым для всех других полезных ископаемых и означающим количество заключенного в недрах того или иного из них.

Говоря о подземных водах, необходимо различать следующие понятия:

- а) количество воды, находящейся в водоносной системе;
- б) количество воды, поступающей в водоносную систему в настоящее время

в виде питания как в естественных условиях, так и в искусственных (при проведении различных водохозяйственных мероприятий, а также в связи с эксплуатацией подземных вод);

в) количество воды, которое может быть отобрано из водоносной системы рациональными водозаборными сооружениями.

О необходимости учета этих основных понятий говорили многие гидрогеологи страны. Так, еще в 30-х годах Ф. П. Саваренский предложил кроме понятия «запасы подземных вод» в общепринятом для всех полезных ископаемых смысле, использовать понятие «ресурсы подземных вод» как отражающее восполнение подземных вод в отличие от невозобновляемых полезных ископаемых [8, 9].

В настоящее время в гидрогеологии термин «ресурсы» наиболее часто употребляется для характеристики расхода, а термин «запасы» — для обозначения объема. Однако и это соблюдается далеко не всегда. Например, термин «эксплуатационные» запасы обычно служит только для обозначения расхода водозабора.

Иной принцип разделения на «запасы» и «ресурсы» заложен в классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Запасы определяются по данным геологоразведочных работ и в процессе промышленного освоения месторождений, а прогнозные ресурсы — на основе общих геологических представлений. Таким образом, в этом случае в основу понятий «запасы» и «ресурсы» положен принцип изученности полезного ископаемого.

Поскольку запасы подземных вод, как и всех других полезных ископаемых, рассматриваются в ГКЗ СССР и ТКЗ, необходимость унификации терминологии должна учитываться при упорядочении понятийно-терминологической базы каждой из соответствующих наук. В создавшихся условиях авторы видят только один выход: в гидрогеологии необходим какой-то переходный период, когда учитывались бы термины, принятые сейчас большинством гидрогеологов, а также термины, используемые в практике ГКЗ при рассмотрении запасов не

только подземных вод, но и других видов полезных ископаемых.

В настоящее время в гидрогеологической службе наибольшее распространение получила классификация Н. Н. Биндемана и др. [2], принятая с некоторыми изменениями в официальной Инструкции [4]. Несмотря на ряд достоинств этой классификации (четкое разделение запасов и ресурсов, выделение категорий естественных и искусственных запасов и ресурсов), она также не лишена определенных недостатков. Прежде всего, как и все другие «классификации запасов подземных вод», она, строго говоря, является не классификацией, а результатом расчленения общего количества воды как целого на элементы. Можно классифицировать категории, участки запасов и т. д., но нельзя классифицировать сами запасы как целое [12]. Выделяемые в этой классификации в качестве таксонов первой ступени эксплуатационные, естественные, искусственные и привлекаемые запасы и ресурсы на самом деле нельзя рассматривать как понятия одного ранга. Кроме того, они выделены по разным основаниям, а система является неполной, так как не содержит некоторых очень важных, используемых в практике понятий.

Принимая во внимание изложенное выше, нами предпринята попытка устранить существующие противоречия с учетом современного уровня знаний в этой области, правил формальной логики [5, 6, 12] и системы основных понятий гидрогеологии [10, 11].

Категории запасов подземных вод (ЗПВ) можно классифицировать по разным основаниям, т. е. создать теоретически неограниченное количество классификаций. Поэтому при создании их в качестве основания следует пользоваться не любым случайным, а существенным признаком, который берется в зависимости от цели той или иной классификации.

В настоящее время исходя из целей науки и практики в качестве простого основания (состоящего из одного признака) при классификации категорий запасов подземных вод на первой ступени можно принять генезис запасов подземных вод, их возобновляемость и

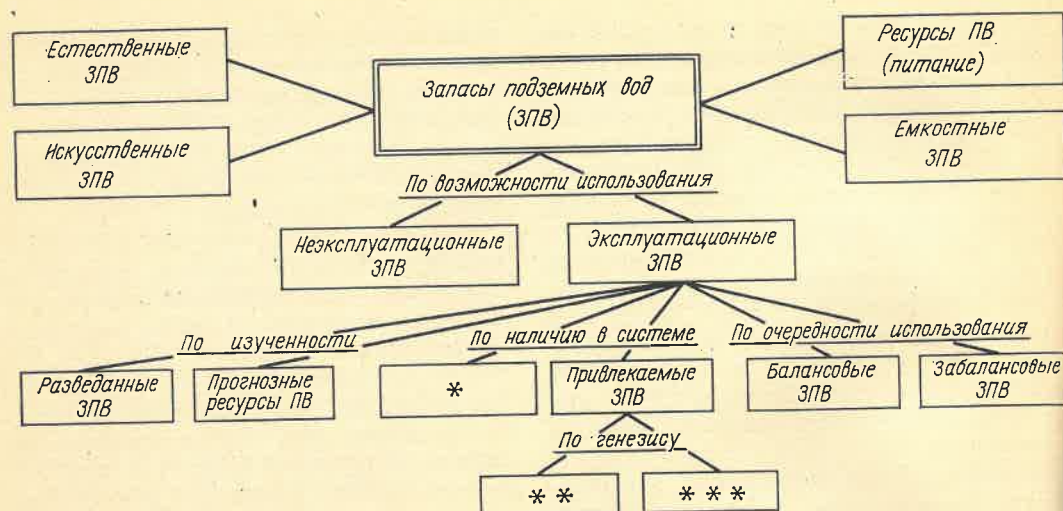
возможность практического использования. В связи с этим можно создать следующие три независимые классификации категорий ЗПВ (рисунок): I — по генезису, II — по возобновляемости, III — по возможности практического использования.

Детализацию и перечень классификаций категорий запасов подземных вод можно было бы продолжить. Например, емкостные запасы разделить на две части: на количество воды, которое можно получить из пласта без его осушения при снижении пластового давления (что сейчас принято называть «упругими» ЗПВ) и при осушении пласта (термина для обозначения этого понятия пока нет).

В классификации не учтены и такие широко применяемые на практике понятия, как «потенциальные эксплуатационные» и «перспективные эксплуатационные» ресурсы. Это связано с тем, что первые по существу представляют собой максимальную величину эксплуатационных запасов в определенном гидрогеологическом районе, устанавливаемую при региональных оценках. Перспективные же эксплуатационные ресурсы — это часть потенциальных, количество которых зависит от схемы водозабора. Мы считаем необходимым упомянуть эти понятия, поскольку по результатам региональных оценок устанавливаются, а в определенных условиях апробируются в ГКЗ СССР и ТКЗ именно потенциальные и перспективные эксплуатационные ресурсы. Эти же категории ЗПВ будут учитываться (наравне с разведанными эксплуатационными ЗПВ) при введении Государственного водного кадастра.

В работе [5] справедливо отмечалось, что прогрессивность классификации определяется не обилием включенных в нее признаков (это, напротив, снижает ее значение), а тем, насколько существенны признаки, положенные в ее основу. Попробуем дать четкие определения терминам, обозначающим выделенные выше основные категории ЗПВ (табл. 1).

Классификации, представленные в виде таблицы и схемы, называются последовательными. Они являются не только равноценными, но и независимыми. Глубина их различна — от од-



Классификация категорий запасов подземных вод

Терминов нет для ЗПВ: имеющихся (*), привлекаемых из несмежных систем (**) и привлекаемых из поверхностных водоемов и водотоков (***).

ной до трех ступеней. Выбор классификации из числа рассмотренных определяется в каждом случае ее целью. На первой ступени выделено шесть категорий ЗПВ по трем существенным признакам (возможности использования, генезису и возобновляемости); на второй — делятся только эксплуатационные ЗПВ, тоже на шесть категорий, но уже по другим признакам (по наличию в системе, изученности и очередности использования). Наконец, на третьей ступени выделяются только две категории ЗПВ по генезису. Всего, таким образом, выделяются (с учетом делимого понятия) 15 категорий запасов подземных вод (см. табл. 1 и рисунок).

Учитывать сложное основание, состоящее одновременно из двух и более признаков, позволяют так называемые параллельные классификации (табл. 2). В основу такой классификации нами положены все упомянутые существенные признаки. Однако во избежание излишней громоздкости классификации, с одной стороны, и для удобства пользования ею, с другой, таксоны одного ранга помещены на более низкую ступень деления лишь тех категорий ЗПВ, где это диктуется логикой и практической целесообразностью. Например, совершенно излишне более дробно делить забалансовые ЗПВ, так как в настоящее время они не используются для практических це-

лей. Если же в будущем их можно будет использовать, то они перейдут в категорию балансовых, которая разделена более детально. Благодаря этому, несмотря на сложное основание, получилось всего 12 категорий ЗПВ.

Категорий эксплуатационных ЗПВ естественного и искусственного происхождения выделено десять, а неэксплуатационных — всего две (см. табл. 2). На пересечении «привлекаемых ЗПВ» и «естественных ЗПВ» образовались два пустых класса, что обусловлено природой понятия «привлекаемые ЗПВ», т. е. возникающие только тогда, когда начинает функционировать водозабор. Иначе говоря, привлекаемые ЗПВ всегда связаны не просто с искусственными факторами, а с определенным их видом — эксплуатацией.

Классификация основных категорий запасов подземных вод по существующим правилам не только устраняет противоречия, но и выявляет неполноту наших знаний в этой области, о чем свидетельствуют пропущенные понятия, для которых пока отсутствуют как определения, так и термины. Крупнейший специалист в области понятийно-терминологических исследований Д. С. Лотте [5] указывал, что интересен не только факт, нужен или не нужен термин для обнаруженного «класса понятий», но и главным обра-

Используемые и рекомендуемые термины категорий запасов подземных вод

Таблица 1

Термин		Определение
используемый	рекомендуемый	
Термина нет	Запасы подземных вод (ЗПВ)	Общее среднегодовое количество подземных вод в изучаемой системе
Эксплуатационные ЗПВ; эксплуатационные ресурсы ПВ	Эксплуатационные ЗПВ	Часть ЗПВ, которая может быть получена рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем установленным требованиям в течение расчетного срока эксплуатации
Балансовые ЗПВ	Балансовые ЗПВ	Часть эксплуатационных ЗПВ, использование которой экономически целесообразно в настоящее время
Забалансовые ЗПВ	Забалансовые ЗПВ	Часть эксплуатационных ЗПВ, которая может быть использована в будущем при совершенствовании техники эксплуатации, технологии извлечения ценных компонентов или снижении кондиций
Разведанные ЗПВ	Разведанные ЗПВ	Часть эксплуатационных ЗПВ, определенная по данным поисково-разведочных работ
Прогнозные ресурсы ПВ	Прогнозные ресурсы ПВ	Часть эксплуатационных ЗПВ, установленная на основании общих геолого-гидрогеологических представлений
Термина нет	Имеющиеся ЗПВ	Часть эксплуатационных ЗПВ, формируемая в разведываемой системе до начала эксплуатации
Привлекаемые ресурсы ПВ	Привлекаемые ЗПВ	Часть эксплуатационных ЗПВ, равная величине дополнительного питания, появляющегося при эксплуатации системы
Перетекание	—	Часть привлекаемых ЗПВ, дополнительно поступающая из смежных систем при эксплуатации
Термина нет	—	Часть привлекаемых ЗПВ, дополнительно поступающая из поверхностных водотоков и водоемов при эксплуатации
Термина нет	Неэксплуатационные ЗПВ	Часть ЗПВ, которая не может быть использована рациональными в технико-экономическом отношении водозаборами в самой отдаленной перспективе
Возобновляемые ПВ; естественные ресурсы ПВ; динамические ЗПВ; расход потока ПВ; питание ПВ	Ресурсы ПВ (питание)	Часть ЗПВ, равная среднегодовой величине суммарного питания изучаемой системы
Невозобновляемые ЗПВ; естественные ЗПВ; статические ЗПВ; вековые ЗПВ; пассивные ЗПВ; геологические ЗПВ	Емкостные ЗПВ	Часть ЗПВ, находящаяся в изучаемой системе не менее года
Естественные ЗПВ	Естественные ЗПВ	Часть ЗПВ, сформировавшаяся в изучаемой системе в ненарушенных условиях
Искусственные ЗПВ	Искусственные ЗПВ	Часть ЗПВ, сформировавшаяся в изучаемой системе под влиянием антропогенеза

Таблица 2

Параллельная классификация категорий запасов подземных вод

По возможности использования		Эксплуатационные					Прогнозные (ресурсы),	Неэксплуатационные	
По разведанности		Разведанные							
По очередности использования		Балансовые			Забалансовые				
По наличию в системе		Имеющиеся		Привлекаемые					
По возобновляемости и генезису		Ёмкостные	Ресурсы (питание)	из смежных гидрогеотермодинамических систем (ГГТДС)					из поверхностных водоемов и водотоков
По генезису	Естественные	63.1 * Эксплуатационные, разведанные, балансовые, ёмкостные, естественные	63.3 Эксплуатационные, разведанные, балансовые, имеющиеся, естественные ресурсы (питание)			63.7 Эксплуатационные, разведанные, забалансовые, естественные	63.9 Эксплуатационные, прогнозные, естественные	63.11 Неэксплуатационные, естественные	
	Искусственные	63.2 Эксплуатационные, разведанные, балансовые, имеющиеся, ёмкостные, искусственные	63.4 Эксплуатационные, разведанные, балансовые, имеющиеся, искусственные ресурсы (питание)	63.5 Эксплуатационные, разведанные, балансовые, привлекаемые из смежных ГГТДС, искусственные	63.6 Эксплуатационные, разведанные, балансовые, привлекаемые из поверхностных водоемов и водотоков, искусственные	63.8 Эксплуатационные, разведанные, балансовые, искусственные	63.10 Эксплуатационные, прогнозные, искусственные	63.12 Неэксплуатационные, искусственные	

* Первая цифра указывает место термина «запасы подземных вод» в системе основных понятий гидрогеологии [1], а вторая — номер категории ЗПВ.

зом важна закономерность, с которой классификация организует понятийный материал. Этим достоинством не обладают другие способы организации нашего знания.

Предлагаемая система классификаций применима ко всем видам подземных вод (пресным, минеральным, промышленным, термальным). Время не подтвердило категорического утверждения М. Е. Альтовского [1] о том, что искусственное приготовление про-

мышленных и термальных вод совершенно исключается. Сейчас промышленные воды «приготавливаются» в широких масштабах путем искусственного выщелачивания. В последнее десятилетие оформилось новое направление в области использования глубинного тепла Земли, основанное на закачке холодных вод в сухие горные породы и «приготовлении» таким образом искусственных термальных вод. Специфика, однако, имеется в выборе

существенных признаков при классификации. Например, при определении балансовых и забалансовых ЗПВ в зависимости от вида подземных вод принимаются во внимание минерализация, температура, содержание лечебных или промышленных компонен-

тов. В заключение авторы хотели бы подчеркнуть, что в большинстве случаев нет необходимости пользоваться полной (детальной) классификацией (см. табл. 2), достаточно выбрать в соответствии с решаемыми задачами одну из последовательных классификаций, составленную по простому основанию (см. рисунок).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтовский М. Е. Классификация запасов подземных вод. — В сб. статей в честь акад. И. Иовчева. София, 1964, с. 83—89.
2. Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка экс-

плуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1970.

3. Бочеввер Ф. М. О классификации запасов подземных вод для целей водоснабжения. — Сов. геология, 1957, № 62, с. 143—150.

4. Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям пресных вод. М., ГКЗ, 1978.

5. Как работать над терминологией. М., Наука, 1968.

6. Кондаков Н. И. Логический словарь-справочник. М., Наука, 1976.

7. Проектирование водозаборов подземных вод. М., Стройиздат, 1976.

8. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра, 1971.

9. Справочное руководство гидрогеолога, т. 1. Л., Недра, 1979.

10. Фролов Н. М. Основы гидрогеологической стратификации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 9—20.

11. Фролов Н. М. Многоуровневая схема гидрогеологической стратификации. Принципы гидрогеологической стратификации. М., 1982, с. 13—26. (Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 148).

12. Шаповалов И. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М., Недра, 1977.



XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

УДК 061.3 : 55 (47+57) (047.6)

В. М. ВОЛКОВ, А. С. КИРЕЕВ (Мингео СССР)

Информация о коллоквиуме „Геология Советского Союза“

Советскому Союзу второй раз оказана высокая честь быть страной — организатором всемирного форума геологов. В 1937 г. в Москве проходил XVII Международный геологический конгресс, в августе 1984 г. наша страна будет принимать участников XXVII Международного геологического конгресса. Это является ярким свидетельством мирового признания и высокого авторитета советской геологической школы, завоеванных самоотверженным трудом советских разведчиков недр, последовательно осуществляющих курс партии и правительства на создание надежной минерально-сырьевой базы для интенсивно развивающихся отраслей социалистической индустрии и сельскохозяйственного производства. За годы Советской власти выявлены,

разведаны и введены в эксплуатацию десятки тысяч месторождений полезных ископаемых. Сегодня наша страна занимает одно из ведущих мест в мире по добыче нефти, газа, угля, железных и марганцевых руд, других полезных ископаемых, лежащих в основе ее экономического и оборонного могущества.

XXVII Международный геологический конгресс станет крупным событием в жизни геологов всей планеты. Его научная программа включает доклады на церемонии открытия конгресса, работу шести коллоквиумов и 22 секций, разделенных на специальные темы и межсекционные симпозиумы, специальную сессию по международной программе «Литосфера» и более 60 полевых научных экскурсий,

которые пройдут по важнейшим для познания геологии регионам Советского Союза.

К одному из крупных мероприятий XXVII Международного геологического конгресса относится colloquium «Геология Советского Союза», целью которого является ознакомление мировой геологической общественности с важнейшими достижениями и проблемами геологического изучения нашей страны в их неразрывной связи с решением проблем планетарной геологии.

На colloquium будет представлено 12 докладов, освещающих этапы изучения и современные представления о геологическом строении шестой части континентальной территории планеты — огромном сегменте литосферы с широким комплексом структурных и вещественных неоднородностей планетарного характера и масштаба.

Участие в подготовке докладов большого коллектива ведущих специалистов научных и производственных организаций Министерства геологии СССР, Академии наук СССР и других министерств и ведомств позволило систематизировать и осветить обширнейшие материалы самого последнего времени. В их числе достижения в стратиграфии (включая биостратиграфию и экостратиграфию) и литологии, обеспечившие реконструкцию седиментогенеза геологического прошлого; петрологии, выполнившей задачу корреляции магматических образований; геохимии, разработавшей специальные методы поисков и прогнозирования полезных ископаемых; гидрогеологии и инженерной геологии, приступивших к созданию динамических, аналоговых и математических моделей крупных регионов страны.

В специальном докладе (А. А. Смыслов и др.) с весьма широких позиций рассматриваются вопросы геодинамики литосферы территории СССР, в частности ее слоисто-блоковое строение, устанавливаемое по латеральному и вертикальному изменению скоростного разреза и гетерогенности потенциальных физических полей. Участники конгресса ознакомятся с выполненным впервые геодинамическим районированием территории СССР, принципами выделения крупных «гео-

динамических блоков» и разделяющих их долгоживущих структурных швов, а также с материалами, которые свидетельствуют о первостепенной роли межгеоблоковых систем для концентрации полезных ископаемых, связанных как с эндогенными, так и экзогенными процессами.

На colloquium будут также рассмотрены (Д. И. Мусатов и др.) некоторые новые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиций глобальной тектоники. Так, будут приведены данные о ведущем значении спрединга при отсутствии субдукции в процессе формирования основных структур раннего докембрия. При этом делается вывод о том, что в составе последних наряду с ядрами тоналитовой протокры и зеленокаменными поясами (палеорифтами) существенную роль играли гранулитовые пояса, а в раннем протерозое и древнейшие шельфы. На конкретных примерах в докладе обосновывается также широкое развитие субдукции и рифтинга при формировании структур неогена, их связь с образованием и размещением полезных ископаемых.

Современные достижения в разработке металлогенического (минерогенического) анализа, играющего приоритетную роль в науке о закономерностях размещения полезных ископаемых в пространстве и времени, будут рассмотрены в докладе, авторский коллектив которого возглавляет Д. В. Рундквист. В частности будут приведены новые материалы, позволяющие характеризовать главные металлогенические провинции и эпохи с позиций строго определенных и закономерных сочетаний структурно-формационных и структурно-металлогенических факторов. При этом отчетливо намечаются два пути развития — конструктивный, преобладающий в континентальной части страны и приводящий к увеличению мощности гранитной коры со все возрастающей лейкократовостью и щелочностью гранитоидов, и деструктивный, охватывающий кору океанского и переходного типов и приводящий к уменьшению мощности гранитной коры и возрастанию роли глубинного мантийного магматизма.

С учетом новых геолого-геофизических данных в докладах на colloquium будут рассмотрены основные черты геологического строения и истории развития практически всех регионов страны. При характеристике древних платформ — Восточно-Европейской (В. Д. Наливкин и др.) и Сибирской (Н. С. Малич и др.) — будет показано их направленное необратимое полициклическое развитие и блоковое строение фундаментов, дана систематизированная сводка по рифейским и палеозойским авлакогенам Восточно-Европейской платформы. Для специалистов, изучающих строение молодых платформ, несомненный интерес представят новые, базирующиеся на данных бурения материалы о гетерогенном строении фундамента Западно-Сибирской плиты (И. И. Нестеров и др.), об участии в строении ее прибортовых зон погребенных структур палеозойского складчатого обрамления, доминирующем развитии в северной части плиты блоков карельской консолидации, окруженных поясами байкальской складчатости.

При характеристике складчатых сооружений Урала (А. М. Дымкин и др.), Казахстана и Средней Азии (А. А. Абдулин и др.), Алтае-Саянского региона и Забайкалья (В. А. Амантов и др.), Средиземноморского пояса (Е. Е. Милановский и др.), Востока СССР и окраинных морей (Л. И. Красный и др.) будут приведены новые оригинальные материалы по истории их образования и развития, показаны закономерные со-

четания расположенных в их пределах сложных мозаично-блоковых и линейно-складчатых структур, а также широкое распространение горизонтальных движений с образованием крупных надвигов и шарьяжей.

Успешному проведению colloquium будет способствовать экспозиция геологических карт и атласов, изданных в нашей стране за последние годы, которая будет развернута в дни работы XXVII Международного геологического конгресса на выставке «Геоэкспо-84». Участники конгресса и посетители выставки ознакомятся с современным уровнем развития советской геологической картографии, которая будет представлена различными видами картографической продукции. Среди них Геологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 1982 г. издания, на которой нашли отражение новейшие материалы по геологическому строению суши и прилегающих акваторий, включая информацию, полученную с использованием средств космической техники.

Внимание участников конгресса несомненно привлекут представленные на выставке комплекты (серии) карт геологического содержания, раскрывающие различные аспекты строения одного и того же участка земной коры, а также Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000, составленная с использованием снимков с искусственных спутников типа «Космос» и «Метеор», наблюдений с пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций.



Исполнилось 70 лет известному советскому специалисту в области геологии оловорудных месторождений, Герою Социалистического Труда, лауреату Ленинской премии, доктору геолого-минералогических наук Вадиму Викторовичу Онихимовскому.

В. В. Онихимовский родился 15 января 1914 г. в Иркутске в семье горного техника. В 1934 г. он окончил геологоразведочный техникум во Владивостоке. Начало его творческой биографии совпало с периодом активного изучения и освоения природных богатств Советского Дальнего Востока.

Во время Великой Отечественной войны, когда в стране ощущался острый дефицит оловянных руд, Вадим Викторович участвует в поисках, разведке и добыче касситерита из россыпей. В последующие годы он возглавил тематические исследования по геологии и перспективной оценке Приамурья на различные виды минерального сырья. Полученные материалы использованы при составлении геологической карты юга Дальнего Востока.

В 1951—1963 гг. В. В. Онихимовский в должности главного геолога ведет работы на Малом Хингане, а затем в Комсомольском рудном районе. В этот период коллективом Комсомольской геологоразведочной экспедиции было открыто, разведано и передано промышленности несколько крупных месторождений олова. В 1963 г. В. В. Онихимовский перешел на административную работу — сначала на должность начальника геологического отдела, а затем начальника Дальневосточного территориального геологического управления.

В 1971 г. он защитил докторскую диссертацию, в которой выдвинул гипотезу о мантийном источнике олова в эндогенных месторождениях и о регулирующей роли мощности земной коры в процессе рудообразования.

В 1974 г. Вадим Викторович переходит на научную работу в систему ДВНЦ АН СССР — в Институт тектоники и геофизики. Здесь он составляет программу по изучению связи металлогении с глубинными горизонтами земной коры и верхней мантии. Им обобщены материалы по петрологии, тектонике и металлогении оловорудных районов мира, опубликована серия монографий по проблемам геологии олова. В целом ему принадлежит более 100 научных работ, посвященных теоретическим разработкам в области геологии.

С 1980 г. В. В. Онихимовский возглавил новое направление в Институте экономических исследований ДВНЦ АН СССР — сектор экономики минерального сырья. Он принимает активное участие в составлении комплексных программ, направленных на повышение эффективности использования минерально-сырьевых ресурсов Дальневосточного экономического района.

В своей научно-производственной деятельности Вадим Викторович тесно связан с коллективами геологов как Академии наук СССР, так и производственных геологических объединений Камчатской, Сахалинской, Магаданской, Амурской областей, Хабаровского и Приморского краев. Он постоянно проявляет заботу о подготовке научных геологических кадров. Под его руководством успешно защищены докторские и кандидатские диссертации.

Коммунист В. В. Онихимовский наряду с научной ведет большую общественную работу — неоднократно избирался депутатом городского и краевого Советов народных депутатов, а также кандидатом в члены Хабаровского крайкома КПСС; в течение ряда лет был председателем краевого Комитета защиты мира. Он является членом ученых советов ИЭИ ДВНЦ АН СССР и ДВМСа Мингео СССР, членом совета КНИР БАМа, председателем секции «Проблемы хозяйственного освоения восточной части зоны БАМа».

За изучение оловорудных месторождений Комсомольского района В. В. Онихимовскому присуждена Ленинская премия; он удостоен высокого звания Героя Социалистического Труда, награжден орденами и медалями СССР.

Сердечно поздравляем Вадима Викторовича с 70-летием, желаем доброго здоровья, новых творческих успехов на благо советской геологии.

Е. А. Козловский, Б. М. Зубарев, В. М. Волков, И. Д. Ворона, В. Ф. Рогов, А. А. Расной, Р. А. Сумбатов, В. А. Ярмолюк, В. Ю. Зайченко, Д. М. Зинченко, Ю. Б. Калинин, Н. Ф. Карпов, Г. В. Куликов, В. А. Перваго, В. В. Семенович, В. А. Чернов, Г. М. Власов, В. П. Чичканов



ХРОНИКА

УДК 553.041.072(470.21/.22) (047.6)

А. И. ЛИСИЦЫН (Мингео РСФСР), В. В. ПРОСКУРЯКОВ, В. З. НЕГРУЦА (ПГО «Севзапгеология»)

Совещание по анализу результатов, эффективности и развитию геологоразведочных работ в Карельской АССР

В Петрозаводске состоялось совещание (21—24 марта 1983 г.) по анализу результатов, эффективности и развитию геологоразведочных работ в Карельской АССР на 1984—1985 гг. и на период до 1990 г. В нем приняли участие представители министерств геологии СССР и РСФСР, Карельского обкома КПСС, СМ КАСР, Госплана КАСР, Минчермета СССР, Минпромстройматериалов СССР и РСФСР, ИГГД, Карельского и Кольского филиалов АН СССР, ЛГУ и ЛГИ, всего 197 человек.

Совещанию предшествовала большая работа по анализу результатов деятельности всех организаций и ведомств, выполняющих производственные, тематические и научно-исследовательские работы в регионе. В ходе этой работы, осуществленной ПГО «Севзапгеология» совместно с Карельским филиалом АН СССР и ВСЕГЕИ, особое внимание уделялось оценке эффективности геологоразведочных и научно-исследовательских работ. Были рассмотрены состояние изученности территории и ее отдельных структур, достоверности опосредования, полноты, оперативности и эффективности внедрения в геологоразведочную практику достижений геологической науки, вопросы экономической целесообразности освоения новых потенциально перспективных площадей и нетрадиционных для региона видов полезных ископаемых. С учетом полученных данных разработан проект программы, определяющий основные направления геологоразведочных, научно-исследовательских и тематических работ в Карельской АССР.

Совещание открыл заместитель министра геологии СССР В. М. Волков. Подчеркнув роль работ на территории Карельской АССР в разработке ряда фундаментальных задач практической геологии, он указал на важное народно-хозяйственное значение освоения ее недр.

В настоящее время в республике завершена государственная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000, а значительная часть ее площади охвачена поисково-съемочными работами масштаба 1 : 50 000. Переход на принципиально новый уровень изучения и промышленного освоения недр Карельской АССР возможен благодаря наличию обобщающих металлогенических карт восточной части Балтийского щита (1979 г.), а также карт поисковых признаков и критериев, выполненных под научным и методическим руководством К. Д. Беляева, В. В. Билибиной, Д. В. Рундквиста, А. А. Смыслова и др. коллективами ПГО «Севзапгеология» и ВСЕГЕИ совместно с Карельским и Кольским филиалами АН СССР, ИГГД АН СССР, ЛГУ, ЛГИ, ПГО «Невское», ПГО «Аэрогеология», ЦНИГРИ, ВИМС и рядом других научных и производственных организаций.

В результате работ установлены значительные перспективы промышленной рудоносности территории Карелии, осуществлена количественная прогнозная оценка на рудные полезные ископаемые, локализованы площади для постановки первоочередных работ. Благоприятным условием для эффективного развертывания геологоразведочных работ в регионе явилась принятая МРСС в 1982 г. новая стратиграфическая схема архейских, нижне- и верхнепротерозойских отложений для советской части Балтийского щита применительно к задачам геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000. По степени геологической изученности территория Карельской АССР приобрела значение своеобразной опорной площади союзного значения для отработки некоторых фундаментальных проблем поисков месторождений, связанных с докембрийскими образованиями.

Перспективы экономического и социального развития республики осветил заместитель председателя Совета Министров, председатель Госплана Карельской АССР К. Ф. Филатов. С докладом о комплексной научно-производственной программе развития геологоразведочных работ в рассматриваемом регионе на 1984—1985 гг. и на период до 1990 г. выступил главный геолог ПГО «Севзапгеология» В. В. Проскуряков. Направления научно-исследовательских и тематических работ в свете перспектив развития минерально-сырьевой базы Карелии нашли отражение в докладе председателя президиума Карельского ФАН СССР В. А. Соколова.

В докладах, представленных от коллектива авторов Г. П. Варгиним, Д. Г. Руденко и Т. Е. Салтыковой (ПГО «Севзапгеология»), освещены основные результаты, современное состояние и дальнейшие направления геофизических, геохимических и геологосъемочных исследований. Г. А. Назарко (ПГО «Севзапгеология»), А. П. Лихачев (ЦНИГРИ), С. Ф. Лугов (ВИМС), А. С. Пекки (ИГ Карельск. ФАН СССР), С. А. Дравант, Г. А. Григорьев, Н. И. Климов (ПГО «Севзапгеология») доложили результаты анализа состояния и перспектив развития сырьевых баз черной и цветной металлургии, поисковых и поисково-разведочных работ на никель, полевошпатовое сырье, мусковит, апатит, строительные материалы.

Проблемы поисков и использования новых видов минерального сырья были охарактеризованы в коллективных докладах, представленных В. З. Негруцей (ПГО «Севзапгеология»), Ю. Д. Смирновым (ВСЕГЕИ), С. Н. Юдиным (ПГО «Севзапгеология»), А. В. Синицыным (ЛГУ) и Ю. К. Калинин (ИГ Карельск. ФАН СССР). В. И. Александров (трест «Карелстройматериалы») осветил перспективы по-

требности в нерудном сырье и стройматериалах, В. В. Буканов (ПО «Северкварцсамоцветы») — перспективы развития геологоразведочных работ на камнецветное сырье, В. С. Саванин (ПГО «Севзапгеология») рассмотрел состояние и дальнейшее развитие гидрогеологических и инженерно-геологических работ, а М. А. Хордикийнен (ВСЕГИНГЕО) — закономерности формирования ресурсов подземных вод. Проблемы повышения эффективности использования минерального сырья раскрыли в своих сообщениях А. С. Пеки (ИГ Карельск. ФАН СССР) и Н. Г. Коноплева (ПГО «Севзапгеология»).

В прениях по прослушанным докладам выступило 20 человек. Прения открыл заместитель директора ВСЕГИН Д. В. Рундквист. Подчеркнув плодотворность связей и творческих усилий НИИ и производственных организаций по изучению закономерностей геологического строения и локализации месторождений, он обратил внимание на необходимость усиления исследований по разработке научных основ локального прогнозирования и на определяющую роль качества и детальности геологической основы при прогнозировании. Важное значение при этом имеет достоверность сравнительного сопоставления перспективных формаций Карелии с рудопромышленными ассоциациями горнорудных районов других докембрийских щитов.

В выступлениях В. Ф. Козлова (Минчермет СССР), И. В. Горлова (ИГГД АН СССР), А. А. Фокина (НПО «Рудеогеофизика»), В. С. Куликова (ИГ Карельск. ФАН СССР), С. М. Квятковского (ЛГИ), Б. Г. Гиммельфарба (ПГО «Аэрогеология»), В. Р. Артемьева (ВСЕГИН), В. М. Заруба (Минчермет СССР), А. Н. Светова (ИГ Карельск. ФАН СССР), А. Н. Иванкина (ПГО «Приморскгеология»), В. М. Салье (ИГГД АН СССР), М. Л. Шерман (ПГО «Красноярскгеология»), В. Б. Ивангулова (ЛГИ), А. В. Рылеева (ИГ Карельск. ФАН СССР), М. А. Хордикийнена (ВСЕГИНГЕО) приводились дополнительные факты высоких перспектив рудоносности недр Карелии; обращалось внимание на неравномерность, а в ряде случаев и низкую достоверность изученности перспективных геологических структур; на недостаточную обоснованность геолого-экономических моделей ожидаемых месторождений; несовершенство методики геологического картирования и поисков применительно к условиям Карельской АССР; на необходимость повышения качества и конкретности рекомендаций НИИ, обеспечения более оперативного и полного их внедрения в геологическую практику. Член коллегии Министерства геологии РСФСР А. И. Лисицын указал, кроме того, на перспективы рудоносности широко развитых, но еще весьма слабо изученных в Карелии зон тектоно-магматических активизаций.

Общим мотивом всех прослушанных докладов и выступлений явилось признание возможностей значительного расширения ныне существующих и подготовки дополнительных сырьевых баз как рудных, так и нерудных полезных ископаемых.

На основе выявленных в Карелии крупных запасов железорудных кварцитов создан новый на Северо-Западе РСФСР Костомукшский

горнообогатительный комбинат, который обеспечивает сырьем Костомукшское и Корпангское месторождения.

Реальные перспективы наращивания запасов имеются в прилегающем к Костомукшскому Гимольском районе.

С основными и ультраосновными образованиями Ветреного пояса, Бораковско-Ангозерского массива и Маткалахтинской зоны связаны перспективы никеленосности Карелии.

В Северном Приладожье (Кительско-Питкярантская, Люпикковская и Уксинская структуры) с раннепротерозойской карбонатно-амфиболитовой ассоциацией стратифицированных пород, расположенной в зоне экзоконтакта Салминского массива гранитов ралакиви, связаны промышленно перспективные проявления олово-скарного и скарново-грейзенового типов с сопутствующим полиметаллическим оруденением. Здесь подготавливается к утверждению в ГКЗ СССР первое в европейской части СССР Кительское месторождение олова. Потенциально оловоносными является и ряд других структур Приладожья и прилегающих районов. Промышленно ценное медно-молибденовое и полиметаллическое оруденение установлено в вулканогенно-осадочных образованиях нижнего протерозоя и зеленокаменных прогибах архея. Существенный интерес представляют проявления типа медистых песчаников в Центральной и Северной Карелии.

Получены убедительные доказательства потенциальных перспектив территории Карелии на ряд других крайне нужных промышленно-сти рудных и нерудных полезных ископаемых.

Достижения в изучении закономерностей геологического строения территории, результаты структурно-метаморфических, стратиграфических, литолого-фациальных, палеогеографических, палеовулканологических исследований, изучение магматических и ультраметаморфических комплексов, разновозрастных (включая докембрийские) кор выветривания, черносланцевых формаций и четвертичных отложений, специальные металлогенетические и формационные исследования и целенаправленные крупномасштабные картографические обобщения критериев прогнозирования полезных ископаемых обеспечили значительную локализацию и существенное повышение глубинности оценки перспективных площадей. Все это позволяет не только сократить во много раз площади для постановки поисковых работ, но и, что особенно важно, сосредоточить поисковые работы на структурах, перспективы рудоносности которых из-за большой мощности четвертичных отложений, заболоченности и обводненности оставались долгое время не выясненными. Очевидно, что для их освоения необходимо резко увеличить объем буровых работ и глубоких горных выработок, а следовательно, усилить организационно-техническую сторону геологической службы Карелии. Пути реализации намеченной программы указал в своем выступлении первый заместитель министра геологии РСФСР В. Ф. Логинов. Он также подчеркнул необходимость усиления региональных геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 и опережающих геофизических и геохимических исследований на перспективных структурах.

Совещание приняло развернутое решение, в целом одобряющее предложенный проект ком-

плексной научно-производственной программы по развитию производственных и научно-исследовательских работ в Карельской АССР на период до 1990 г. После доработки в соответствии с рекомендациями совещания эту программу предложено направить для утверждения в Министерство геологии СССР как основу всей геологической деятельности в регионе на два последних года одиннадцатой пятилетки и на двенадцатую пятилетку.

В заключительном слове заместитель министра геологии СССР В. М. Волков еще раз подчеркнул главные направления программы и задачи ее реализации, указав на необходимость уже сейчас развернуть глубинную геохимическую съемку. Поскольку для решения отдельных практических задач в ряде случаев потребуются осуществление объемного картирования, первоочередное значение приобретают обработка методики глубинного картирования и планомерное развитие этого вида работ на наиболее перспективных площадях.

Совещание прошло в деловой рабочей обстановке, на высоком профессиональном уровне. Оно показало большое народнохозяйственное значение дальнейшего укрепления связей научных и производственных организаций, усиления работ по их координации и кооперации.

УДК 551.79 : 061.3(047.6)

Г. С. ГАНЕШИН, Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ (ВСЕГИН)

XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода

В 1928 г. в Копенгагене на сессии, посвященной сорокалетию геологической службы Дании, М. Вольф, Г. де-Геер, П. Вольдштедт и другие исследователи высказали мысль об образовании международной Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ) в связи с необходимостью координации исследований в различных странах и составления карты четвертичных отложений Европы. На первом учредительном заседании АИЧПЕ (председатель В. Мадсен, Дания) был создан организационный комитет и выработан регламент ассоциации. Тогда же акад. Д. И. Мушкетев передал пожелание Советского Союза о проведении Второй конференции АИЧПЕ в СССР, приурочив ее к 50-летию государственной геологической службы.

В 1929 г. на XV сессии МГК АИЧПЕ вошла в состав Международного геологического союза. Было одобрено также предложение о проведении Второй конференции АИЧПЕ в СССР. К этому времени была издана первая карта четвертичных отложений европейской части СССР масштаба 1:2 500 000 под редакцией С. А. Яковлева, создан Музей по четвертичной геологии в Ленинграде, подготовлены выставки в Москве, Киеве, Днепрпетровске, издано четыре бюллетеня Информационного бюро советской секции АИЧПЕ при Всесоюзном геологоразведочном объединении ВСНХ СССР.

На Второй конференции АИЧПЕ, состоявшейся в Ленинграде в сентябре 1932 г., приняло участие 239 делегатов из Австрии, Герма-

Важнейшей задачей научно-исследовательских и тематических работ остается повышение достоверности, локализации площадей и увеличение глубинности количественного прогнозирования на рудные полезные ископаемые.

Карелия в настоящее время стала опорной территорией отработки методологии и методических приемов изучения докембрия, признана всесоюзной стратотипической площадью нижнего протерозоя. Здесь локализованы многие уникальные геологические объекты докембрийского возраста, среди которых одно из наиболее значительных сосредоточений раннепротерозойских водорослевых построек (строматолиты), крупные залежи раннедокембрийского углеродистого вещества (шунгиты), не имеющие пока аналогов по степени сохранности и изученности раннедокембрийские палеовулканические постройки, наиболее полные разрезы эпипермских и раннепротерозойских метаморфизованных кор выветривания, крупный бассейн раннедокембрийских монокарбонатных конгломератов и т. д. Совокупность научных данных и прямые результаты геологоразведочных работ дают основание полагать, что территория Карельской АССР занимает достойное место в ряду важнейших горнорудных районов Советского Союза.

нии, Голландии, Норвегии, Польши, СССР, Финляндии, Франции и Чехословакии. Почетным председателем был избран президент АН СССР акад. А. П. Карпинский, а председателем — акад. И. М. Губкин. Работали три секции — стратиграфическая, геоморфологическая и по изучению ископаемого человека, на которых заслушано более 60 докладов.

Многие из обсуждавшихся проблем четвертичной геологии (о плиоцен-четвертичной границе, принципах стратиграфического подразделения четвертичных отложений, проблеме происхождения лёссов, причинах оледенений и др.) не потеряли актуальности и в настоящее время. Были приняты решения: о реорганизации АИЧПЕ в мировую ассоциацию и о создании национальных секций; о составлении международной карты четвертичных отложений Европы масштаба 1:1 500 000; о совместном изучении инженерно-геологических свойств четвертичных отложений, исследовании лёссов, современных движений земной коры и др.

Для участников конференции организовывались геологические маршруты в окрестности Ленинграда. С 8 по 28 сентября 1932 г. проводилась экскурсия от Финского залива через центральные районы европейской части СССР до Украины, Азовского моря, побережья Волги и до Кавказа.

Вторая конференция АИЧПЕ с 1932 г. стала называться конгрессом ИНКВА. Последующие конгрессы ИНКВА проходили в Вене, Риме, Мадриде, Варшаве, Денвере, Париже, Крайст-

черче (Новая Зеландия), Бирмингеме и через 50 лет в Москве. Наряду с геологами в них широкое участие принимали специалисты смежных наук — геоморфологи, географы, почвоведы, геоботаники, археологи и др.

В период между X и XI конгрессами действовал исполком ИНКВА в составе: президента Дм. М. Суноа (Новая Зеландия), генерального секретаря — казначея Р. Папе (Бельгия), вице-президентов — Дж. Доннера (Финляндия), К. В. Никифорова (СССР), А. Л. Уотсона (США) и Г. Фора (Франция).

XI конгресс ИНКВА состоялся в августе 1982 г. в Москве. Конгресс открыл председатель Оргкомитета акад. Б. С. Соколов. С докладами о деятельности ИНКВА в период между X и XI конгрессами на Генеральной ассамблее выступили Дж. М. Сунс, Р. Папе. На пленарном заседании были заслушаны доклады Е. В. Шанцера, Э. А. Вангенгейма, Г. С. Ганешина, Е. П. Зарриной, И. И. Краснова, Л. А. Лаврушина, К. В. Никифорова (СССР) «Итоги и перспективы изучения четвертичного периода в СССР»; И. П. Герасимова, А. А. Величко «Современные направления в развитии исследований по палеогеографии антропогена в СССР»; Г. Фора (Франция) «Климатоэволюция четвертичной системы тропических регионов»; Лю Душана (КНР) «Успехи четвертичной геологии в Китае»; В. В. Меннера, А. В. Кожевникова, Г. И. Лазукова и Н. И. Николаева (СССР) «Развитие представлений о четвертичной геологии в России и их значение для познания антропогена», М. Печи (ВНР) «Вопросы инженерной геологии при изучении четвертичных отложений»; В. Шибрава (ЧССР) «Четвертичные оледенения и изменения климата в северном полушарии (проект МПГК 24)»; К. В. Никифоровой, М. Н. Алексеева (СССР) и Э. Агире (Испания) «Нижняя граница четвертичной (антропогенной) системы (проект МПГК 41)».

На конгрессе работали 24 секции: стратиграфия четвертичных отложений, корреляция четвертичных отложений, седиментация и плиоцен-четвертичная стратиграфия в океанах и шельфах, палеонтология позвоночных и беспозвоночных и их стратиграфическое значение, история флоры и растительности, голоцен, ледниковые и водно-ледниковые отложения, гляциальная геоморфология, литогенез криогенной и перигляциальной зон, аллювиальные отложения и вопросы формирования речных долин, четвертичный вулканизм и осадконакопление, геохимия четвертичных отложений, палеогеография, геоморфология, неотектоника, береговые линии, палеогляциология четвертичного периода, палеопедология, палеолимнология, полезные ископаемые четвертичных отложений, изучение Земли из космоса методами аэрофотосъемки, инженерно-геологические проблемы, охрана окружающей среды, археология и природная обстановка каменного века, проблемы антропогенеза и палеоантропологии.

До конгресса и во время его работали многочисленные симпозиумы и комиссии по береговому леднику (Сухуми), плистоцену Среднего Приднестровья (Киев), голоцену (Ереван), изменениями климата в позднем кайнозое и его прогнозу, литологии и стратиграфии лёссово-почвенных образований, нижней границе четвертичной системы, палеогидрологическим

изменениям в умеренной зоне за последние 15 тыс. лет. Проводились также заседания комиссий, подкомиссий, рабочих групп ИНКВА и проектов МПГК. Были организованы геологические экскурсии в Подмоскovie, окрестности Ленинграда, Карелию, на Верхнюю Волгу, в Белоруссию, на Украину, в Молдавию и Одесскую область, на черноморское побережье Кавказа, в Армению, Азербайджан и Грузию, Узбекистан и Таджикистан, Прибайкалье, в долину Средней Лены и окрестности Якутска. По всем этим экскурсиям изданы путеводители на русском и английском языках.

На заключительном заседании Генеральной ассамблеи конгресса решались многочисленные организационные вопросы. Президентом ИНКВА избран Г. Фор (Франция), почетными членами от СССР — И. П. Герасимов, Г. И. Горещкий и К. В. Никифорова. XII конгресс ИНКВА состоится в 1987 г. в Канаде.

Во время конгресса была развернута выставка «Новейшие достижения в изучении четвертичного периода», включающая следующие экспозиции: карты четвертичных отложений, геоморфологические карты и др.; природно-климатические условия плистоцена Европы; великий ледниковый период; современное оледенение территории СССР; история растительности на территории СССР в плистоцене; фауна млекопитающих плистоцена; человек в геологическом прошлом; четвертичные образования в жизни человечества; сапропель как природный ресурс голоцена; торф — основное органическое сырье голоцена; исследование четвертичных отложений региона БАМ по материалам из космоса, а также выставки литературы по четвертичному периоду на геологическом и географическом факультетах МГУ.

Круг научных проблем, рассмотренных конгрессом, обширен. Основные из них — стратиграфия и корреляция плиоценовых и четвертичных отложений, плиоцен-четвертичная граница и некоторые другие.

В. В. Меннер (СССР), освещая проблему стратиграфической классификации, предложил дополнить общую стратиграфическую шкалу такими подразделениями, как раздел, звено, круг, ступень, этап, стадия, осцилляция. Р. П. Саггейт (Новая Зеландия) считает, что стратиграфические единицы четвертичной системы могут быть разработаны на основе Международного стратиграфического кодекса и Стратиграфического кодекса СССР. Г. С. Ганешин, В. А. Зубаков и Ю. Ф. Чемяков (СССР) подчеркнули важность вывода о том, что при стратиграфических построениях необходимо подходить к оценке таксономического ранга четвертичных отложений с позиций общей стратиграфической шкалы. Этот ранг в лучшем случае отвечает ярусу, а не системе, как ошибочно принимается в настоящее время.

Большая группа докладов, представленных геологами СССР, показала значительно возросшую за последние годы степень изученности плиоценовых и плистоценовых отложений СССР. С большой определенностью это обосновано в обзорном докладе Г. С. Ганешина «Достижения стратиграфо-генетического картирования четвертичных отложений за 50 лет». В других докладах содержится богатый материал по стратиграфии четвертичных отложений отдельных районов СССР.

На северо-востоке европейской части СССР выделены березинский, окский, днепровский, московский и поздневалдайский ледниковые (ранневалдайские морены здесь не обнаружены) и боровицкий, лихвинский, одинцовский, микунинский межледниковые горизонты (Б. И. Гуслицер). В центральных районах европейской части СССР в нижнем плистоцене различаются два ледниковых горизонта (донской и окский) с польновалдинским межледниковьем, а в среднем — три ледниковых и три межледниковых (лихвинский, одинцовский, или рославльский, и бежицкий) горизонты (С. М. Шик).

Плиоцен Латвии расчленен на свиты, отвечающие гюнцу, гюнцу-минделю, минделю (QI), миндель-риссу, риссу (QII), риссу-вюрму, вюрму (QIII). В последнем выделены две балтийские морены и межстадиальные отложения (З. В. Мейронс). Л. Н. Вознячук и А. Ф. Санько установили в разрезе неоплиоценов бассейна Западной Двины наличие осадков одного (микунинского, земского) межледниковья и одного (валдайского, вислинского) оледенения с тремя мегастадиями похолодания, разделенными мегаинтерстадиями.

На юго-востоке Белоруссии, по Р. А. Зиновой, плиоцен представлен артуковской, холмечской и дворецкой свитами, расчлененными на подсвиты. По кровле верхнедворецкой подсвиты проводится граница плиоцена с нижним плистоценом, к которому здесь относится аллювий погребенной 4-й террасы Приднепра. В плиоцене Нижнего Поволжья Н. Я. Жидинов, Г. И. Кармишина, А. А. Романов и другие исследователи выделили кушумскую свиту, акчагыл в составе морских палласовских, ерусланских, урдинских, узенских, аралсорских слоев и апшерон, включающий морские новокавказские, дубицкие, сероглазовские, замьянские слои и лимано-морские сыровые отложения (красно- и коричнево-бурые «горизонты»).

Плиоцен Северного Прикаспия и Саратовского Заволжья подразделен на тюркские, бакинские, хазарские и хвалынские отложения, которые расчленены на слои. Для правобережья Волги впервые выделены доокские отложения, окский, лихвинский, днепровский, микунинский, калининский и мологосексинский горизонты. Опорные разрезы изучались комплексом методов (палеонтологическим, минерало-литологическим, палеомагнитным и др.). В. А. Зубаков и С. А. Писаревский в плистоцене Причерноморья описали 11 климатических ритмов (11 криохронов и 11 термохронов). В довюрмской части ортоманетемы Брюнес ими обнаружено семь экскурсов, позволивших вместе с термолуминесцентными датировками провести корреляцию схем стратиграфии территории СССР с изотопно-кислородной шкалой Н. Шеклтона — Н. Олдайка, со Средиземноморьем и ледниково-лессовой зоной Евразии. Н. В. Макарова, В. И. Макаров и Б. Е. Акинин на Тянь-Шане и Памире выявили шесть циклов четвертичного осадконакопления (нижнеплистоценовый, два среднеплистоценовых, два позднеплистоценовых и голоценовый), каждый из которых включает межледниковый и ледниковый горизонты.

А. Е. Додонов выделяет в плистоцене (0,7 млн. лет) лёссово-почвенных разрезов

Таджикистана и Узбекистана 10 лёссовых и 10 палеопочвенных горизонтов, отвечающих 10 климатическим ритмам и совпадающих с аналогичными подразделениями Европы и Китая. В эоплейстоцене (0,7—1,8 млн. лет) установлено 25—28 палеопочв (девять педокомплексов).

В приледниковой и внеледниковой зонах Западной Сибири В. С. Волкова и И. А. Волков проводят нижнюю границу четвертичной системы по подошве верхнекочковского подгоризонта (аналога апшерона) или под основанием бетекейских слоев (акчагыл), формировавшихся в суровых климатических условиях. Нижний плистоцен представлен здесь талагайкинским межледниковым и шайтанским ледниковым горизонтами (в последнем определена граница Брюнес — Матуяма), средний — тобольским и ширтинским межледниковыми, самаровским и тазовским ледниковыми горизонтами, верхний — казанцевским, ермаковским, каргинским и сартанским горизонтами.

Разработана детальная схема стратиграфии четвертичных отложений Средней Сибири (Л. Л. Исаева, О. М. Адаменко, С. М. Андреева и др.), в основу которой положены результаты применения биостратиграфических методов, радиоуглеродные, термолуминесцентные и палеомагнитные датировки. Граница плиоцена и плистоцена в этом регионе проведена на уровне 0,7 млн. лет. Выделены талагайкинский, лебедский (QI), тобольский, самаровский, ширтинский, тазовский (QII), казанцевский, муруктинский (зырянский), каргинский и сартанский (QIII) горизонты.

Анализ палеомагнитных данных позволил провести расчленение и корреляцию плиоцен-плистоценовых отложений Чукотки и Якутии (П. С. Минюк). Вопросы климатической стратиграфии Южной Сибири рассмотрены А. С. Ендрихинским. Стратиграфии и литологии плиоцен-четвертичных отложений Байкальской впадины посвящен доклад Н. А. Логачева, В. Д. Маца, А. Г. Покатилова и др. Материалы о позднем кайнозое Яно-Индигогорской низменности представили М. Г. Овандер, Д. К. Башлаев и С. Н. Жигулевцев, а по Восточной Чукотке — А. И. Айнемер и В. В. Авдонинов.

Интересен опыт корреляции этапов субаральной седиментации на территории Украины и в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины, выполненный М. Ф. Векличем, Н. А. Сиренко, И. А. Волковым и В. С. Зыкиной. Всего здесь установлено 16 палеогеографических этапов и стратиграфических горизонтов (из них восемь — ископаемые почвы, восемь — лёссы и лёссовые образования).

Дж. Э. Мойски (ПНР) различает нижне- и верхнеплистоценовую подсерии. В подсерии нижнего плистоцена (аналога эоплейстоцена) им выделены формации козенице и красны-став (нижняя часть последней включает межледниковые понужаца). Верхнеплистоценовая подсерия представлена ледниковыми и межледниковыми ярусами (южнопольское, или скандинавское, межледниковье, межледниковье фердинандов, ледниковье вильга, мозовецкое межледниковье, или голыштейн, центральнопольское ледниковье, земское межледниковье, северопольское ледниковье), которые подразделяются на пакки, слои и фации.

В четвертичной системе Северной Болгарии,

по Н. Попову и Л. Филипову (НРБ), обособляются: нижний (виллафранк и сенпрест), средний и верхний плейстоцен, коррелируемые с сицилийской, милацкой, тирренской I и II, монастырской и фландрской террасами Средиземноморья. Стратиграфию четвертичных отложений и геологическую историю Дунайской низменности охарактеризовали Н. Вашковски и Е. Вашковска (ЧССР).

Весьма содержательны доклады по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Средиземноморья, особенно на темы: «Стратиграфическая схема морского и континентального плиоцена и плейстоцена Западного Средиземноморья» (К. Ариас, А. Аццароли, Дж. Бигацци и др., Италия) и «Корреляция нижнечетвертичных отложений Средиземноморского бассейна и Центральной Европы» (К. Ариас, Дж. Бигацци, Ф. П. Бонадонна, Италия).

В Средиземноморье и Центральной Европе отмечаются следующие важнейшие геохронологические рубежи: 1) акватраверская эрозивная фаза (Италия) — тектонический и климатический рубеж около 2,5 млн. лет, аналог границы рёвера и претиглия в голландских и германских разрезах; 2) зона Матуяма, появление «северных гостей» и колебания от тепла к холоду; 3) аулская эрозивная фаза (подзона Олдувей), эбурон в Голландии, в верхнем виллафранке — граница зон млекопитающих оливола и фарнета, бавент в Англии; 4) кассийская эрозивная фаза (подзона Харамилло), конец верхнего виллафранка, бистон Англии, менап Голландии; 5) фламминская эрозивная фаза (рубеж Брюнес — Матуяма).

В «Заметках о стратиграфической классификации нижнего плейстоцена» Д. Рио, Г. Руджери и Р. Спровиери (Италия) выделяют ярус селинунтий, отвечающий нижнему плейстоцену. Он включает сантерий, эмили и сицилий в ранге местного яруса или хронозоны. Калабрийский ярус отвергается как синоним сицилия. Неоген-четвертичная граница должна проводиться в разрезе Врика по верхней границе эпизода Харамилло, а верхняя граница нижнего плейстоцена — по основанию эпохи Брюнес (0,8 млн. лет). Континентальные аналоги этого яруса еще недостаточно изучены.

Ж.-П. Сюк (Франция) и У. Г. Загвейн (Нидерланды) провели корреляцию плиоцена — плейстоцена Средиземноморья и Северо-Западной Европы. В начале плиоцена (брюнзумский век) климат здесь был теплым и влажным. Следующий, рёверский, век — время чередования нескольких холодных и теплых фаз. Затем проявились претиглий — первая холодная фаза (около 2,3 млн. лет) и тиглий (климат его от умеренного до прохладно-умеренного). Авторы отмечают, что плиоцен-плейстоценовую границу в Северо-Западной Европе принято проводить в начале претиглия.

Ж. П. Лотриду, Ж. Л. Моннье, М. Т. Морзак-Керфурн и др. (Франция) охарактеризовали стратиграфию четвертичных отложений Северной Франции, которые коррелируются с синхронными образованиями Бельгии и соседних стран Северо-Западной Европы. Два доклада (Б. Ван Флет-Лане, Ф. Солейавуп, Франция; Н. А. Мёрнер, Швеция; А. Кайё и М. Дешамп, Франция) были посвящены детальному описанию разреза Орво близ Парижа.

Сделан ряд сообщений по стратиграфии плейстоцена Паннонской низменности (П. М. Стеванович, Югославия), плейстоцена ФРГ (Э. Грюгер, К. Д. Мейер, Ю. Элерс, Г. И. Штефан), по озерным осадкам и торфяникам Швеции (И. У. Ульссон), по верхнему плейстоцену юга Нидерландов и северу Бельгии (И. Ванденберге) и др.

Доклады по африканскому континенту немногочисленны. У. С. Мэхени (Канада) сопоставил плейстоценовые отложения Кении и Скалистых гор запада США. Рассматривались четвертичные отложения Израиля (Д. Гинзбург), биостратиграфия Ближнего Востока (Э. Чернов, Израиль), четвертичные отложения района к северо-западу от оз. Чад (А. Дюран, Нигер; Ж.-Ш. Фонт, Ф. Гасс, Ж. Ланг, Франция).

По Азиатскому континенту были заслушаны доклады вьетнамских исследователей о четвертичных отложениях равнины Северного Вьетнама (Хоанг Нгок Ки), плейстоцене равнин (Нгуен Дык Там) и островов континентального шельфа Вьетнама (Нгуен Ван) и др. На конгрессе присутствовала делегация китайских исследователей во главе с проф. Лю Дуншеном. В докладе «Успехи четвертичной геологии в Китае» он отметил значительные достижения китайских геологов в разработке четвертичной стратиграфии. Ими проведено магнитостратиграфическое изучение ряда стратотипических разрезов (Ли Хуамей, Ван Цзуньда), выполнена реконструкция растительности и палеогеографических условий позднетретичного — раннечетвертичного времени (Ли Вэньи), изучены четвертичные отложения бассейна р. Тайбай в горах Циньлин (Лю Баосинь, Ван Юйчжао). Лю Дуншеном и Дин Мэнлином сделан общий обзор стратиграфии плейстоцена и рассмотрен вопрос о плиоцен-четвертичной границе на территории КНР.

В докладах по Индии изложены данные по четвертичным отложениям Раджастхана (Д. К. Дассарма, А. К. Дасгупта), биостратиграфия позднеплейстоценового торфа из Калькутты (Н. Баруи, С. Чанда), палинологической характеристике позднечетвертичных торфяников Ассама (К. Бхаттачарья, С. Чанда), позднекайнозойской палеоклиматологии Кашмира (Д. П. Агравал), четвертичным оледенениям Гималаев (Н. Ахмед, Индия; П. А. Маевски, США) и другим проблемам. Обзорный доклад по магнито- и хроностратиграфии четвертичных отложений Индии, Индонезии и Японии представил Т. Йокояма (Япония).

В настоящее время проводится ревизия североамериканской плейстоценовой хронологии, основанная на палеомагнитных, трековых и аминокислотных датировках (Д. Дж. Истербрук, США). По новым данным, небрасская морена в стратотипическом разрезе обратно намагничена и моложе 1,2 млн. лет. Ниже под вулканическим пеплом с трековыми датировками лежат еще две морены. Небрасская морена, намагниченная в других разрезах нормально, не может коррелироваться со стратотипической. Термин этот больше нельзя использовать для самого древнего оледенения Северной Америки.

Стратиграфически выше морены возрастом моложе 1,2 млн. лет залегают еще четыре море-

ны. Три из них намагничены нормально, причем одна морена моложе 0,7 млн. лет, остальные — древнее. Судя по палеомагнитным и трековым датировкам, возраст морены Салмон-Спрингс около 800 тыс. лет, а не 71 тыс. лет, как считалось ранее. По аминокислотным датировкам раковин и древесины, содержащихся в отложениях низменности Пуджет, время оледенения даублаблф и позешн определяется соответственно около 150—250 тыс. лет и около 10—80 тыс. лет.

Многие доклады исследователей США посвящались частным вопросам стратиграфии, биостратиграфии, палеогеографии и палеоклиматологии, характеристике отдельных геохронологических и стратиграфических интервалов (особенно голоцена), а также важным проблемам четвертичной геологии (оледенениям, трансгрессиям и др.). Из немногочисленных докладов по Южной Америке и Новой Зеландии отметим сообщение по четвертичным отложениям юго-востока Бразильского плато (М. Р. Моусиньо де Мейс, Ж. Р. Сильва де Моруа), материалы М. Т. Те Пунга (Новая Зеландия) по четвертичному осадконакоплению, хронологии, вулканизму и тектонике юга о-ва Северный (Новая Зеландия).

Проведены широкие корреляции, например, четвертичных отложений континентов, шельфов и океанов (М. Н. Алексеев, СССР), верхнекайнозойских морских и континентальных отложений (Дж. Кукла, США), позднечетвертичных событий на континентах и в океанах (Н. А. Мёрнер, Д. Минке, Р. Каролина, Швеция), а также рассмотрены сравнительная биостратиграфия Западной Европы и СССР по плейстоценовой фауне и др.

Следует отметить большую группу докладов по седиментогенезу и стратиграфии плиоценовых и плейстоценовых шельфовых, донных морских и океанических осадков — гляциальных шельфов (М. А. Спиридонов, С. Ф. Мануйлов, А. Е. Рыбалко, М. А. Спиридонов, СССР), шельфов Черного моря (П. С. Димитров, М. Ф. Филипова, Е. Божилова, Болгария; Д. Чопов, Болгария; В. Шопов, Болгария; О. Д. Корсаков, А. Ю. Глебов, В. Е. Захаров, Н. Г. Скрябина, СССР), северо-западной части Японского моря (А. А. Рязанцев, А. В. Мечетин, Л. Б. Хершберг, Л. П. Караулова, СССР), Южного Приморья (В. Ф. Заузолков, Н. М. Несмелова, А. А. Рыжова, А. А. Рязанцев, СССР), дельты Конго (П. Жирес, Франция, Дж. Бонго-Пасси, Конго, Ж. Делибри, Ж. К. Дюплесси, Франция), краевой литорали Бенина в Западной Африке (Ж. Ланг, Франция, Г. Паради, Берег Слоновой Кости), разрезу прибрежных и морских четвертичных отложений Китая (Чжоу Мунлинь), континентально-морских образований Восточного Китая (Ван Пиньшань, Минь Цюбао, Бянь Юньхуа), морским и океаническим донным осадкам Южной Атлантики (Э. С. Тримонис, СССР), Черного моря (П. В. Федоров, СССР), Средиземноморского хребта (М. Б. Чита, Италия), верхнечетвертичных осадках Средиземного, Черного и Каспийского морей (В. М. Соколкин, П. Н. Куприн, М. Б. Чернышева, В. Г. Куренков, СССР), Черного и Азовского морей (В. В. Янко, СССР), Аральского моря (Е. Т. Маев, С. А. Маева, С. Д. Николаев, О. Б. Парунин, СССР), морской седиментации

в аридной зоне (Ю. П. Хрусталева, СССР), Мирового океана (В. Х. Геворкян, Ю. Г. Чугунный, СССР) и др.

Значительно расширился комплекс методов стратиграфических исследований. Наряду с традиционными калий-аргоновым, радиоуглеродным и другими изотопными методами, а также палеонтологическими, геоморфологическими, литолого-фациальными и минералогическими широко используются новые методы. Важнейший из них — палеомагнитный, позволяющий провести уверенную корреляцию (региональную, межрегиональную, глобальную) осадков и привязать их к абсолютной геохронологической шкале.

Палеомагнитная хронология плиоцена и плейстоцена различных районов мира освещена во многих докладах. Наиболее важны определения палеомагнитных рубежей эпох Брюнес, Матуяма, Гаусс и палеомагнитных эпизодов внутри этих эпох. За последние годы возрос интерес к выявлению экскурсов внутри эпохи Брюнес. По данным Г. А. Поспеловой (СССР), их не менее 13. Экскурсы использованы, в частности, В. А. Зубаковым и С. А. Писаревским (СССР) при корреляции плейстоцена Причерноморья с изотопно-кислородной шкалой Н. Шеклтона — Н. Опдайка. Однако Т. И. Линькова (СССР) указывает на дискуссионность вопроса о существовании в эпохе Брюнес экскурсов, так как в донных отложениях Тихого и Индийского океанов не обнаружены события обратной полярности, которые имели бы планетарный характер.

Успешно применяется археомагнитный метод, в частности, при изучении голоценовых отложений прибрежной равнины Бельгии (И. Хус, Р. Мотье, Р. Папе), для датировки нео- и энеолитической культур юго-запада СССР (Д. Я. Телегин). Все более широко внедряется аминокислотный метод, позволяющий определить возраст (по степени диагенеза аминокислоты в протеине скелета ископаемых моллюсков) в диапазоне от 50 тыс. лет до 4 млн. лет и более. Дж. К. Брайзм (США) использовал этот метод в целях корреляции четвертичных трансгрессий арктической прибрежной равнины Аляски с четвертичными событиями Камчатки и Чукотки.

Расширяются масштабы применения термоминесцентного метода. В. Н. Шелкопяс (СССР) по данным этого метода определил следующие геохронологические рубежи для лёссов Украины (тыс. лет): нижний плейстоцен 920—400, средний плейстоцен 400—100 и верхний плейстоцен 100—10. Разработан радиотермоминесцентный метод (РТЛ) датирования в диапазоне 20 тыс. лет — 2 млн. лет (В. К. Власов, О. А. Куликов, С. С. Воскресенский, СССР).

В Венгрии используются палеобиогеохимический метод определения возраста четвертичных и плиоценовых континентальных отложений по остаткам костей млекопитающих (Д. Сёёр, Л. Кордош) и термоаналитический — по остаткам раковин улиток из лёссов (Д. Сёёр, З. Борши).

Перспективы глобальной дендроклиматологии намечены в докладе В. С. Ла Марша мл. (США). Он подчеркнул необходимость создания глобального банка данных по дендроклиматологии и дендрохронологии. Успешно раз-

виваются лихенометрическое картирование и датирование (П. Э. Кэлкин, Дж. М. Эллис, США).

Г. А. Сулакина, Е. С. Цоур, Т. Я. Емельянова и П. П. Игнатов (СССР) для решения задач четвертичной геологии (при расчленении немых и однородных толщ) рекомендовали комплексное использование геологических и инженерно-геологических методов (уравнения регрессии объемного веса и пористости, изменчивость показателей гранулометрического состава — медианы, коэффициента сортировки, коэффициента асимметрии и неоднородности и др.). М. С. Баращ (СССР) разработан микрорепалеонтологический метод палеотемпературного анализа по планктонным фораминиферам, дающий возможность удовлетворительно сопоставлять холодноводные и тепловодные этапы с изотопно-кислородной шкалой. При изучении голоценовых отложений Канады Дж. Д. Осборн с успехом применил комплекс методов (тефрохронологический, дендрохронологический, лихенометрический и радиоуглеродный), а также метод изотопного анализа кислорода древесины.

Характерно более широкое использование при стратиграфических исследованиях разнообразной техники. Так, например, К. Пай (Великобритания) с помощью сканирующего микроскопа изучал естественный и искусственный кварцевый алеврит в связи с проблемой образования лёсса, а П. Г. Пальмер (США) — фосилизированные фрагменты листьев злаков, определенные им до подсемейств, а в ряде случаев до рода.

Симпозиум «Нижняя граница четвертичной системы», организованный Подкомиссией ИНКВА по нижней границе четвертичной системы и рабочей группой проекта МПГК 41, привлек пристальное внимание участников конгресса. К сожалению, его проведение оказалось чисто формальным, поскольку упомянутая подкомиссия приняла решение о нижней границе четвертичной системы до проведения симпозиума. Кстати, оно так и не было доведено до сведения участников этого симпозиума.

Анализ материалов симпозиума показал, что существуют разные точки зрения по рассматриваемой проблеме. Большинство участников высказалось за сохранение ныне принятой в СССР границы на уровне инверсии Брюнес — Матуяма (около 0,7 млн. лет). Это хорошо подтверждается материалами по территории СССР (Г. С. Ганешин, В. А. Зубаков, Ю. Ф. Чемеров), по Азербайджану (А. А. Али-Заде, К. А. Али-Заде, Б. К. Векилов, Халил Алиюлла, Казахстану (Н. Н. Костенко), Южному Казахстану (К. А. Ляджина, Р. Б. Байбулатова, А. П. Савинова, М. А. Сотникова). В последних двух докладах указывалось, что за границу может быть принят и более древний рубеж, 3,3—3,5 млн. лет (инверсия Гаусс-Гилберт). Нгуен Дик Зи (Вьетнам) предложил проводить эту границу на рубеже 0,6—0,7 млн. лет по первому появлению в осадках тектитов (индошинитов), широко распространенных во Вьетнаме, на Азиатском материке и в Австралии.

К. В. Никифорова, М. Н. Алексеев (СССР) и Э. Агирре (Испания) рекомендуют два варианта проведения границы: в подошве зоны

Globorotalia truncatulinoides (близ основания эпизода Олдувей, 1,87—2 млн. лет) и в подошве зоны *Globorotalia miocenica* (рубеж Гаусс-Гилберт, 3,4 млн. лет). М. А. Ермаева (СССР) поддержала предложение о проведении границы по рубежу 1,8 млн. лет.

Другая группа геологов считает, что рубеж 2,5—3,0 млн. лет может быть принят за плиоцен-четвертичную границу. В Европе — это начало претегеленского оледенения 2,5 млн. лет (Н. А. Мёрнер, Д. Миха, Х. Амбросиус, Швеция), для Паратетиса — рубеж Гаусс — Матуяма (2,5—3,0 млн. лет), когда происходила смена *Prosodacna* моллюсками (*Viviparus* Б. Б. Милакович, Югославия), для Китая — рубеж Гаусс — Матуяма (2,5 млн. лет) — между верхней и нижней ниваньскими сериями, между лёссом Учэн и подстилающими красноцветными глинами, между сериями Канью и Сагоу.

По Р. Э. Ванхорну (Бельгия), граница плиоцена и плейстоцена в Бельгии проходит у кровли песков Мол выше лигнитов с реверскими спорово-пыльцевыми комплексами, содержащими третьичными элементами. Итальянские геологи (М. Л. Колалонго, Дж. Пассини, Дж. Пелосю, С. Раффи, Д. Рио, Дж. Руджери, С. Сартони, Р. Селли, Р. Спровиери) предлагают проводить указанную границу в разрезе Врика (который они считают стратотипическим) по литологическому уровню первого появления остракод *Cytheropteron testudo*, так как он представляет собой хроногоризонт, легко устанавливаемый в геологических разрезах мира. В. А. Мартынов, Т. А. Казымина, В. П. Никитин (СССР) и Н. Накагава (Япония) занимают пассивную позицию, считая, что разумнее всего принять решение, которое будет выработано после изучения стратотипических разрезов в Италии.

Как отмечает К. Н. Прасад (Индия), принятые в Индии попытки поисков аналогов эпизода Олдувей (1,87—1,67 млн. лет) и эпохи Матуяма и разреза Врика оказались безуспешными. По мнению А. Горовица (Израиль), он во многих разрезах континентальных отложений не диагностируется (например, в базальтах Иорданской долины с возрастом 2,0—1,7 млн. лет и в ряде других мест, а также в глубоководных океанических осадках). За эпизод Олдувей местами (например, в разрезе Ла-Кастелла, Италия), возможно, принимается конец эпохи Гаусс.

Опубликованные материалы и данные симпозиума свидетельствуют о том, что «стратотипические» разрезы Италии (Ла-Кастелла, Врика и др.) изучены недостаточно, а их континентальные аналоги — еще слабее. Так, например, разрез Врика неполно охарактеризован в палеомагнитном отношении и не коррелируется с континентальными аналогами. Кроме того, в нем, по-видимому, отсутствуют такие формы, как *Globorotalia truncatulinoides*. Скорее всего, стратотипические разрезы следует искать в океанических бассейнах.

Крайне неудачны варианты плиоцен-плейстоценовой границы, привязанные к кратковременным палеомагнитным эпизодам. Они диагностируются с трудом не только в континентальных разрезах с многочисленными стратиграфическими перерывами, но даже в ряде океанических разрезов. Поспешное, ничем не оправданное принятие в настоящее время ка-

кого-либо определенного решения о снижении плиоцен-четвертичной границы, несомненно, было бы ошибкой.

Г. С. Ганешин, В. А. Зубаков и Ю. Ф. Чемеров (СССР) указывают, что граница плиоцена и плейстоцена на рубеже 0,7 млн. лет (инверсия Брюнес — Матуяма) уверенно картируется в СССР уже многие десятилетия. Они оценивают стратиграфический ранг четвертичных отложений не выше яруса, который логичнее считать верхним ярусом неогена, и отмечают, что рубеж между плиоценом и плейстоценом имеет не системное, а ярусное значение. Это устраняет проблему так называемой «нижней границы четвертичной системы».

Ряд докладов был посвящен геологической деятельности человека. А. Д. Жигалин (СССР) рассмотрел четвертичные отложения в качестве объекта техногенного физического воздействия, Ю. Е. Саэт (СССР) обратил внимание на антропогенные геохимические преобразования окружающей среды; Л. Старкель (ПНР) охарактеризовал влияние человека на голоценовые флювиальные процессы в Карпатах. По мнению Г. И. Тер-Степаняна (СССР), в результате такого воздействия наша планета вступает в новый, «пятитричный период» геологического развития.

Ю. Ф. Чемеров (СССР) разработал генетическую классификацию техногенных отложений, включающую как их новые генетические типы, не имеющие аналогов в геологическом прошлом (пахотные земли, культурные слои и др.), так и техногенно измененные, техногенно обусловленные природные осадки. Одни из них сами представляют собой полезные ископаемые, другие содержат полезные компоненты, третьи вредны и подлежат переработке или уничтожению. В связи с этим возникает необходимость периодически повторяющегося картирования техногенных отложений. А. Шуманский (ПНР) коснулся вопроса о влиянии человека на позднеголоценовое и современное аллювиальное осадконакопление в Польше.

На многих заседаниях демонстрировались карты четвертичных отложений, новейшей тектоники, геоморфологические и др. Так, на первом пленарном заседании к коллективному докладу советских геологов были выставлены карты четвертичных отложений СССР масштаба 1:2 500 000 и европейской части СССР масштаба 1:1 500 000. На основе анализа легенд карт четвертичных отложений СССР и его отдельных районов, опубликованных за 50 лет, в докладе на секции стратиграфии Г. С. Ганешин отметил значительный прогресс в картировании четвертичного покрова, в совершенствовании генетической и стратиграфической классификации четвертичных отложений.

Из зарубежных материалов несомненный интерес вызывает комплект крупномасштабных карт, представленных Х. Йерцем (ФРГ). В комплект геологической карты Нижней Си-

лезии масштаба 1:25 000 (лист 3320, Либенау) входят: геологическая, или карта четвертичных отложений, на которой цветом показан генезис отложений, а штриховкой разного цвета — литология (индексы в виде дробей соответствуют возрасту выше- и нижележащих горизонтов), с двумя геологическими разрезами, составленными с превышением вертикального масштаба над горизонтальным в 25 раз; карта расположения скважин со стратиграфическими колонками (около 100 скважин глубиной до 100 м); карта типов разрезов (цветным фоном на ней показано распространение 36 типов, причем для каждого из них в легенде дана подробная характеристика возраста, литологического состава, генезиса и мощности отдельных горизонтов) со сводным разрезом (штриховые знаки отражают принципиальное строение каждого типа разрезов и возраст отложений); карта дочетвертичных образований и положения подошвы четвертичных отложений (контурная, без раскраски; помещен разрез на глубину до 5000 м, построенный в одинаковых вертикальном и горизонтальном масштабах). Кроме перечисленных карт, в комплект входят три карты масштаба 1:50 000 — почвенных комплексов, уровня грунтовых вод и поверхностного минерального сырья (цветным фоном показаны площади распространения высококачественного гравия и песков), природоохранных зон (оконтуренные площади).

Опыт западногерманских геологов следует учесть при разработке методических основ проведения крупномасштабной геологической съемки в нашей стране. Наиболее интересны в этом отношении карты типов разрезов, которые могут служить основой для составления гидрогеологических и инженерно-геологических карт.

XI конгресс ИНКВА продемонстрировал значительные успехи в изучении геологии и палеогеографии четвертичного периода. Разработка широко дискутируемой проблемы плиоцен-плейстоценовой границы требует более глубокого изучения не только четвертичных, но и плиоценовых отложений. Во многих районах мира детально исследуются верхнеплейстоценовые и голоценовые образования. Усиливается интерес к техногенным отложениям и проблеме охраны окружающей среды.

Произведены широкие межрегиональные и планетарные корреляции важнейших событий четвертичного времени, показавшие синхронность климатических изменений. Наряду со сравнительно хорошо исследованными регионами мира имеются территории, для которых информация об изученности четвертичного покрова недостаточна (Латинская Америка, Южная Америка, Африка, многие районы Азии). Было бы целесообразным на следующих конгрессах поставить заказные доклады о состоянии изученности четвертичных отложений по континентам, группам стран или отдельным странам с освещением наиболее актуальных проблем.



Экспериментальное воспроизведение условий низкотемпературного гидротермального рудообразования*

Ключ к решению проблемы генезиса гидротермальных месторождений в определении основных параметров рудогенерирующих растворов. В этом отношении, казалось бы, самое выгодное положение занимают наиболее низкотемпературные, в первую очередь ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения, многие из которых формируются буквально «на глазах», при участии современных термальных источников (Калифорния, Новая Зеландия, Турция, Северный Алжир, Камчатка, Курилы). Для других месторождений этой группы мы располагаем убедительными свидетельствами термобарометрических условий их образования в виде газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах. Тем не менее, дискуссии о генезисе таких гидротермальных месторождений не прекращаются, а в последние годы, наоборот, становятся все более оживленными. Углубленному обсуждению подвергается классическая концепция А. А. Саукова о щелочном характере ртутьсодержащих рудоносных растворов (экспериментами И. Л. Ходаковского, В. Б. Наумова, О. А. Манучарянца, М. Я. Поповой, Н. Д. Шишкиной, А. А. Оболенского и др. сейчас доказана возможность отложения сульфидов ртути и сурьмы и из кислых растворов), уточняется роль атомарной ртути в образовании ее месторождений (Н. Д. Шишкина и др.), дискутируется проблема глубины формирования ртутнорудных залежей в связи с аномально высокими барометрическими параметрами, устанавливаемыми по газовой-жидким включениям, и т. д.

Все эти вопросы имеют не только научное, но и практическое значение: от их решения зависит оценка степени перспективности месторождений отдельных типов и успех прогнозирования скрытых на глубине рудных залежей. В свете сказанного особое значение приобретает экспериментальное воспроизведение условий низкотемпературного гидротермального рудообразования. Некоторым аспектам этой сложной проблемы посвящена работа В. С. Балицкого, Н. А. Озеровой и В. В. Комовой, вышедшая недавно в издательстве «Недра».

Задача трудоемких экспериментальных исследований, выполненных авторами в лабораториях ВНИИСИМСа (Миннео СССР) и ИГЕМа (АН СССР), заключалась в том, чтобы «...экспериментально выснить влияние условий кристаллизации на типоморфные особенности киновари и антимонита и причины, определяющие аккумуляцию ртути и сурьмы в наиболее поздних низкотемпературных гидротермах, а также пространственно-временное

разобшение их сульфидов в процессе рудоотложения» (с. 4). Выводы авторов базируются на данных более 150 автоклавных опытов, продолжительностью от нескольких часов до 45 сут, проводившихся в интервале температур 85—540 °С. Продукты синтеза — различные минеральные новообразования — изучались с точки зрения их типоморфных особенностей (морфология, состав, физические свойства, изоморфные примеси и др.), определяющих генезис соответствующих месторождений.

Первая серия опытов была посвящена выявлению условий отложения антимонита. Для этого в растворах различного состава — от чистой воды до сильных кислот и щелочей — испытывалась способность его к перекристаллизации. Условия опытов соответствовали термобарическим параметрам реальных гидротермальных систем, установленным по газовой-жидким включениям (температура 100—540 °С, давление 0,1—90 МПа).

В процессе растворения и перекристаллизации природного антимонита с месторождений Якутии, Средней Азии и Украины были получены минеральные новообразования: сульфиды сурьмы — антимонит и метастибнит, окислы — сенармонтит и валентинит, а также самородная сурьма. Опытным путем удалось доказать гипогенность группы специфических минералов сурьмы, генезис которых ранее представлялся спорным. Это относится к сенармонтиту (простой окисел сурьмы), являющемуся главным и практически единственным рудным минералом на совершенно необычном по составу месторождении Хаммимат в Северном Алжире. Гипогенную природу имеет и валентинит, встречающийся в виде концентрически зональных агрегатов на глубоких горизонтах ведущих сурьмяных месторождений джаспероидного типа: Сигуаньшань, Кадамджай, Джижикрут и др. Метастибнит — типоморфный минерал вулканогенных приповерхностных месторождений, связанных с современными термальными источниками. Его гипогенность сейчас также сомнений не вызывает.

Особый интерес представляют результаты экспериментов по кристаллизации самородной сурьмы. Этот минерал встречается в виде единичной вкрапленности лишь примерно в 30 (из многих тысяч зафиксированных) сурьмяных проявлениях мира и только в последние годы были выявлены месторождения, где он играет ведущую роль: Сеинайоки в Финляндии и Буркундья на Северо-Востоке СССР.

Авторами экспериментально доказано, что такие месторождения могут формироваться лишь при участии высокотемпературных (обычно более 480, иногда 250—300 °С) газовой-жидких эманаций. Этим подтверждается правомерность выделения класса пневматолитоподобных рудных образований, в отношении ге-

незиса которых единой точки зрения пока не выработано. Возможность переноса сурьмы в составе летучих флюидов (в атомарном виде и в форме галонидных соединений) позволяет по-новому подойти к оценке поисковой значимости ореолов ее перигенного рассеяния. Более перспективными в свете новых данных представляются и проявления комплексного сурьмяного и сурьмосодержащего оруденения, ранее не привлекавшие серьезного внимания геологов-поисковиков.

Вторая серия опытов предназначалась для выяснения условий кристаллизации сульфидов ртути. Экспериментально доказано, что наиболее интенсивно процесс перекристаллизации киновари протекает в сильноокислых и сильнощелочных растворах, а в нейтральной среде киноварь практически не изменяется. Ее отложение из растворов происходит обычно в интервале температур 150—200 °С; при более высокой температуре и особенно в случае концентрированных гидротерм вместо сульфидов выделяется самородная ртуть. Как известно, последняя отмечается в заметных количествах в некоторых ртутных месторождениях, характеризующихся наличием рудных тел, сложенных массивной киноварью (Альмаден, Испания; Идриа, Югославия; отдельные участки Хайдарканского рудного поля в СССР), а на месторождении Итомука в Японии самородная ртуть являлась даже главным рудным минералом. Теперь природа таких объектов становится более понятной: их формирование происходило, по-видимому, при участии относительно высокотемпературных, причем достаточно концентрированных (новое слово в ртутной геологии) рудоносных растворов.

Значительную роль, как предполагал еще А. А. Сауков, в процессе рудообразования играет и парообразная ртуть. Указанное положение четко экспериментально обосновано, что имеет большое значение для дальнейшего совершенствования геохимических методов поисков разнотипных месторождений (ртуть, как известно, наиболее универсальный элемент-индикатор). Наконец, объяснен и генезис недавно выявленного подкласса вулканогенных ртутных месторождений (типа Макдермит в США), в которых главными рудными минералами служат неустойчивые в обычных условиях образования из группы оксихлоридных соединений ртути (макдермитит, кордероит и др.); термобарические границы их выделения в результате проведенных опытов определяются более или менее уверенно.

Третья серия экспериментов решала актуальную задачу по выяснению причин совместного и раздельного выделения основных минералов ртути и сурьмы — киновари и антимонита. Принято считать, что месторождения этих металлов в генетическом отношении обычно неразличимы, поэтому и в литературе их, как правило, рассматривают вместе в качестве ртутно-сурьмяных объектов. Между тем совместное нахождение ртути и сурьмы в одном месторождении, на что еще в 50-е годы обращал внимание В. И. Смирнов, скорее исключение, чем правило. Имеется лишь одно уникальное по составу месторождение (Гунтуко в Мексике), где главным и практически единственным рудным минералом является комплексный сульфид ртути и сурьмы — ли-

вингстонит. Известны единичные рудные поля с телами, сложенными многокомпонентными киноварно-антимонитовыми рудами (Хайдаркан, Джижикрут), а также месторождения, где ртуть входит в состав минералов из группы блеклых руд в количествах, достаточных для ее попутного извлечения (Гордрам и др.). Во всех остальных случаях промышленные ртутные и сурьмяные руды пространственно разобщены. Причина этого, по данным авторов, заключается в том, что одновременная кристаллизация киновари и антимонита возможна только из паро-газовой и сопровождающей ее жидкой фазы, т. е. в относительно высокотемпературных условиях. Формирование же основной массы ртутных и сурьмяных месторождений происходит при участии относительно низкотемпературных гидротермальных растворов, в которых соединения этих двух элементов различаются как по растворимости, так и, что особенно важно, по устойчивости.

Четвертая серия опытов предназначалась для выяснения степени участия различных элементов-примесей, в первую очередь селена, в отложении основных ртутных и сурьмяных минералов. Авторам впервые удалось синтезировать селенсодержащие киноварь, антимонит и онофрит — тиманит, при этом установлен верхний предел содержания указанного элемента: 7,7 % для киновари, 27,2 % для онофрита, 29,26 % для антимонита. Наличие селена обуславливает заметные изменения параметров кристаллической решетки, а также оптических и других свойств кристаллов изучавшихся природных и синтезированных минералов.

Наконец, цель пятой серии опытов заключалась в изучении типоморфных особенностей киновари и антимонита. Установлено, что кроме элементов-примесей, наиболее значащим из которых является селен, на облик кристаллов влияют среда рудообразования (кислотность — щелочность растворов, температурный фактор) и агрегатное состояние агентов переноса. Авторы приводят данные о морфологии кристаллов киновари и антимонита, которые могут быть положены в основу критериев оценки условий формирования соответствующих месторождений, а следовательно и определения их геолого-промышленных типов и степени перспективности. В этом большое практическое значение выводов, полученных авторами в результате их экспериментальных исследований. Данные о растворимости сульфидов ртути и сурьмы могут быть использованы также при создании эффективной системы гидрометаллургической переработки ртутных и сурьмяных руд, что в последнее время привлекает особое внимание технологов в связи с мероприятиями по охране окружающей среды.

В качестве недостатков этой весьма интересной книги отметим следующие.

1. Отсутствие вводной геологической главы. В работе нет характеристик как типоморфных ртутно-сурьмяных месторождений, являвшихся основными объектами исследования, так и, особенно, аномальных их представителей, отличающихся необычными условиями формирования и часто уникальным вещественным составом (Сеинайоки и Итомука с самородными сурьмой и ртутью, Хаммимат и Хаммам Н'Байль с оксидными и оксихлоридными ми-

* Балицкий В. С., Озерова Н. А., Комова В. В. Гидротермальная кристаллизация и типоморфные особенности киновари и антимонита. М., Недра, 1983.

нералами сурьмы, Макдермит с аналогичными минералами ртути и др.). Изучение именно таких месторождений, не укладывающихся в рамки существующих представлений, нередко дает ключ к пониманию генезиса всей группы в целом.

2. Недостаточное внимание к природным рудообразующим системам — поствулканическим и другим термальным источникам, в которых отлагаются и в настоящее время минералы ртути, сурьмы, мышьяка, цинка и др. Детальное и многостороннее сопоставление их термобарических параметров с экспериментально установленными позволило бы придать большую убедительность генетическим построениям авторов.

3. Некритический подход к данным изучения состава газовой-жидкой включений в кристаллах рудных и жильных минералов, особенно в отношении давления, существовавшего в момент рудообразования: не получили убедительного объяснения исключительно высокие значения этого параметра гидротермальных систем, достигающие иногда многих сотен мегапаскалей.

4. Недостаточная полнота охвата ассоциаций ведущих рудных компонентов ртутно-сурь-

мяных месторождений. Так, полная геохимическая их «формула» выглядит сейчас следующим образом: главные — Sb, Hg, W, As, S; второстепенные — Au, Ag, Mo, Fe, F; попутные — Se, Te, Tl, Cd, Ge. Желательно было бы экспериментально изучить также в первую очередь роль вольфрама и молибдена — элементов, геохимическая история которых ранее связывалась почти исключительно с наиболее высокотемпературными стадиями гидротермального процесса.

Сделанные замечания в большой степени имеют характер пожеланий на будущее. Резюмируя, можно сделать вполне однозначный вывод о том, что небольшая (8,5 печ. листов), да еще и изданная незначительным (500 экз.) тиражом книга Б. С. Балицкого, Н. А. Озеровой и В. В. Комовой содержит материал, расширяющий наши представления об условиях не только ртутно-сурьмяного, но и вообще гидротермального рудообразования, что имеет первостепенное практическое значение. Думается, что эта работа будет с интересом воспринята широким кругом геологов, занимающихся проблемой совершенствования методов прогнозирования, поисков, разведки и оценки рудных месторождений.

УДК 552.5 : 03(049.3)

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ (ВСЕГЕИ)

Справочник по литологии*

Вышедший в свет в 1983 г. «Справочник по литологии» составлен большим коллективом ученых. В числе его авторов члены-корреспонденты АН СССР, профессора Ленинградского, Московского и Харьковского университетов, ведущие литологи ВСЕГЕИ и институтов АН СССР — ГИНа, океанологии, ПИНа.

Публикация «Справочника по литологии» актуальна и вполне своевременна вследствие большой важности литологических исследований при прогнозировании и поисках месторождений ценнейших полезных ископаемых, связанных с осадочными толщами, а также длительного отсутствия справочных работ по литологии в современных условиях, появления и быстрого развития новых важных ее ветвей, постоянного совершенствования многих новых методов исследований.

Вышедшее из печати в 1957 г. издание «Методы изучения осадочных пород» (под ред. акад. Н. М. Страхова) было посвящено методам исследований, а «Справочное руководство по петрографии осадочных пород» (под ред. Л. Б. Рухина и В. Б. Татарского), опубликованное в 1958 г., — описанию пород, минералов и органических остатков. Эти книги давно стали библиографической редкостью. Кроме того, при всех их несомненных достоинствах, они не содержат сведений по современным осадкам, геохимии осадочных пород и

* Справочник по литологии. Под ред. Н. Б. Вассоевича (отв. редактор), В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко и В. Н. Марченко (зам. отв. редактора). М., Недра, 1983, 509 с.

геохимическим методам исследований, фациальному и формационному анализам, палеогеографии и математическим методам. Последняя большая сводная работа по фациальному анализу «Учение о фациях» Г. Ф. Крашенникова вышла в 1971 г.

«Справочник по литологии», конечно, не может полностью заменить упомянутые руководства. В нем нет описания всех минералов (охарактеризованы лишь породообразующие), а также органических остатков; приводятся, как и требуется от справочника, сокращенные описания методов исследований осадочных пород. Однако в каждой главе даются ссылки на специальные детальные работы и руководства.

Справочник, состоящий из девяти частей и 42 глав, содержит разностороннюю информацию о современных осадках, осадочных породах и методах их изучения, о всех полезных ископаемых, связанных с осадочными толщами (кроме нефти и углей)*, о типах и стадиях литогенеза, полевых наблюдениях над осадочными образованиями, об учениях о фациях и формациях, палеогеографии.

Все части справочника важны. Наиболее обширные из них, посвященные важным в практическом отношении вопросам: часть III — «Классификация и характеристика различных типов осадочных пород. Их связь с

* Уже изданы «Справочник геолога-угольщика» (М., Недра, 1982 г.) и «Справочник по геологии нефти и газа» (М., Недра, 1983 г.).

полезными ископаемыми» и часть IV — «Методы изучения осадочных пород». Во всех статьях освещено состояние знаний за рубежом в соответствующих областях литологии.

Как и в любых работах подобного масштаба, в справочнике можно найти отдельные недочеты. Так, метод инфракрасной спектроскопии кратко освещен только в статье В. И. Марченко «Современные методы изучения карбонатных пород» применительно к исследованию названных пород, а возможности его использования для изучения остальных осадочных пород не охарактеризованы (глава 22).

В статье «Седиментационная цикличность» освещены представления различных авторов о циклах и ритмах, но не даны рекомендации по определению этих понятий. Вряд ли получат широкое распространение некоторые из употребляемых в этой же статье многочисленных новых терминов.

Все авторы приводят представления различных исследователей, не являющиеся общепринятыми, но достаточно широко распространенные в литературе. Исключением является статья «Осадочные формации», в которой ничего не сказано о современном парагенетическом направлении в учении об осадочных формациях.

Некоторые методы исследований описаны

излишне подробно, что нужно лишь для учебников («Коэффициент ранговой корреляции Спирмена» и некоторые др.). Примером более кратких, но вполне достаточных характеристик может служить описание физико-химических методов исследований (В. Н. Холодов и др.).

В отдельных статьях с близкой тематикой встречаются повторения. В связи с этим следует отметить, что статьи ленинградских авторов редактировались ленинградскими членами научной редакции (В. Л. Либрович, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко), а московских — Н. Б. Вассоевичем, частью И. А. Назаревич.

Приведенные выше отдельные недостатки, конечно, не умаляют значения и большой ценности Справочника и высказаны лишь для того, чтобы они были учтены при переиздании, а это необходимо не только вследствие его актуальности, но и из-за недостаточного тиража (8500 экз.). Справочник быстро разошелся, и многие литологи не смогли его приобрести.

В итоге следует сказать, что широким кругам литологов и геологов дана нужная им сводка состояния современных теоретических, методических и практических знаний по литологии как в СССР, так и за рубежом, составленная на высоком научном уровне.

Вниманию специалистов!

В марте 1984 г. во все книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу, а также в магазины — опорные пункты издательства поступит аннотированный тематический план выпуска литературы издательства «Недра» на 1985 год.

Сбор предварительных заказов и подписка на книги плана 1985 г. начнется сразу после поступления его в магазины.

Просим заинтересованных лиц и организации заблаговременно — в апреле — мае с. г. — оформить предварительные заказы на интересующие книги. Это поможет правильно определить тираж каждой книги и наиболее полно удовлетворить спрос на литературу издательства «Недра».

РЕШЕНИЯ XXVI СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

Чумаченко Б. А., Марченко В. В., Немировский Э. А., Яковлев В. А., Бахтатдзе Ю. К., Кандауров С. Н., Лордкипанидзе В. И.
Количественная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых с использованием человеко-машинной технологии 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Амурский Г. И., Жабрев И. П., Соловьев Н. Н., Хуснутдинов З. Б.
Формирование Даулетабад-Донмезского газового месторождения (тектоническая модель геологической основы разработки) 11

Забанбарк А.
Возможные нефтепроизводящие толщи в недрах Мирового океана 21

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г., Пирожок П. И., Ширай Е. П.
Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения 25

Нестеров И. И., Генералов П. П., Подсосова Л. Л.
Западно-Сибирская провинция кремнисто-опаловых пород 35

Селиверстов Г. Ф.
Еленинская залежь маршаллита на восточном склоне Южного Урала 41

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Эктова Л. А.
К проблеме выделения намюрского и каляльского ярусов карбона 45

Маркович Е. М., Игнат'ев Г. А., Переяславский И. В.
О возрасте угленосной толщи Кодара (Северное Забайкалье) 52

Кухтиков М. М., Черенков И. Н.
Олистостромы вулканогенно-осадочной формации Гиссаро-Алая и Дарваза 60

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Иванкин П. Ф., Ажгирей Д. Г., Назарова Н. И., Цой Р. В., Касавченко Г. В., Корсаков В. С.
Роль глубинных разломов в строении Центральных Кызылкумов и Нуратинского хребта 65

Довжиков А. Е., Иванов Г. В., Кнауф В. В.
Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня . 71

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Розен О. М., Нистратов Ю. А.
Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам . 76

Синицын Ф. Е., Хромова Н. Р., Шор Г. М., Комарова Н. И.
Формационные критерии локализации стратиформной сульфидной минерализации в Чу-Сарысуиской синеклизе . . 83

ГЕОХИМИЯ

Селецкий Ю. Б., Плотникова Р. И., Якубовский А. В., Исаев Н. В.
Дейтерий и кислород-18 в глубоких подземных водах Западно-Туркменского артезианского бассейна 89

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Фролов Н. М., Язвин Л. С.
Классификация категорий запасов подземных вод 95

XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

Волков В. М., Киреев А. С.
Информация о коллоквиуме «Геология Советского Союза» 101

70-летие Вадима Викторовича Онихимовского 104

ХРОНИКА

Лисицын А. И., Проскуряков В. В., Негруца В. З.
Совещание по анализу результатов, эффективности и развитию геологоразведочных работ в Карельской АССР . . 105

Ганешин Г. С., Чемяков Ю. Ф.
XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода . . 107

РЕЦЕНЗИИ

Федорчук В. П.
Экспериментальное воспроизведение условий низкотемпературного гидротермального рудообразования 114

Паффенгольц К. Н.
Справочник по литологии 116

DECISIONS OF THE XXVI CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE

Chumachenko B. A., Marchenko V. V., Nemirovskiy E. A., Yakovlev V. A., Bakhtadze Yu. K., Kandaurov S. N., Lordkipanidze V. I.
Quantitative appraisal of the expected mineral reserves through the use of man-computer technology 3

ENERGY RESOURCES

Amurskiy G. I., Zhabrev I. P., Solov'ev N. N., Khusnutdinov Z. B.
Formation of the Dauletabad-Donmezske gas field (tectodynamic model of the geological base for development) 11

Zabanbark A.
Probable oil producing stata beneath the World Ocean 21

METALS AND NON-METALS

Borodaevskaya M. B., Zlotnik-Khotkevich A. G., Pirozhok P. I., Shiray E. P.
Conditions of the localization and formation of sulphide ores with a reference to the Uchalinskoe deposit 25

Nesterov I. I., Generalov P. P., Podsova L. L.
The West Siberian Province of siliceousopal rocks 35

Seliverstov G. F.
The Elenskaya marshallite deposit beneath the eastern slope of the South Urals 41

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Ektova L. A.
On a problem of identification of the Namurian and Kialian stages of the Carbonic period 45

Markovich E. M., Ignat'ev G. A., Dereyaslavskiy I. V.
On the age of coal-bearing stata of the Kadar Ridge (North Zabaykal'e) . . . 52

Kukhtikov M. M., Cherenkov I. N.
Olistostroma in volcanic sediments of the Gissaro-Altai Darvaz formation . . . 60

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Ivankin P. F., Azhgirey D. G., Nazarova N. I., Tsoy R. V., Kasavchenko G. V., Korsakov V. S.
Role of the deep faults in the structure of the Central Kyzylkum and Nuratinskiy Ridge 65

Dovzhikov A. E., Ivanov G. V., Knauf V. V.
Structural position and age of the green-schist strata of the South Tien Shan . . 71

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Rozen O. M., Nistratov Yu. A.
Determination of the mineral composition of sedimentary rocks through chemical analyses 76

Sinitsyn F. E., Khromova N. R., Shor G. M., Komarova N. I.
Formational criteria of the localization of stratiform sulphide mineralization in the Chu-Sarysuyskaya Syncline 83

GEOCHEMISTRY

Seletskiy Yu. B., Plotnikova R. I., Yakubovskiy A. V., Isaev N. V.
Deuterium and oxygen-18 in deep groundwater in the West Turkmenian Artesian Basin 89

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Frolov N. M., Yazvin L. S.
Classification of groundwater reserves 95

XXVII SESSION OF THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

Volkov V. M., Kireev A. S.
Information on the colloquium „Geology of the Soviet Union“ 101

70-th anniversary of Vadim Victorovich Onikhimovskiy 104

NEWS IN BRIEF

Lisitsyn A. I., Proskuryakov V. V., Negrutsa V. Z.
Conference on the analysis of the results, efficiency and development of geological exploration in the Karel ASSR 105

Ganeshin G. S., Chemekov Yu. F.
The XI congress of the International union on the Quaternary period . . . 107

BOOK REVIEWS

Fedorchuk V. P.
Experimental representation of the conditions of hydrothermal mineralization 114

Paffengolts K. N.
Guide book on lithology 116

Художественный редактор В. А. Андросов. Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.01.84. Подписано в печать 20.02.84. Т-06911. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,0.
Тираж 3280 экз. Заказ № 748

Адрес редакции: 123812 ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Вниманию читателей

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» ПРЕДЛАГАЕТ ОЗНАКОМИТЬСЯ С ЛИТЕРАТУРОЙ ПО ГЕОЛОГИИ

Баулин В. В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. 15 л. Цена 75 к.

Для мерзлотоведов, геологов, а также изыскателей и проектировщиков, связанных с освоением нефтяных и газовых месторождений северных районов.

Блюман Б. А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. 15 л. Цена 2 р. 20 к.

Для геологов, петрологов, занимающихся поисками, изучением и прогнозированием рудных полезных ископаемых.

Бондарик Г. К., Горальчук М. И., Иерусалимская Е. Н. Пространственная изменчивость ледниковых отложений. 17 л. Цена 2 р. 50 к.

Для специалистов по грунтоведению, инженерно-геологической съемке и картированию.

Гидрогеохимические исследования (зона гипергенеза): Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. Е. Белякова, А. В. Зуев, В. И. Тарасов и др. 18 л. Цена 90 к.

Для гидрогеологов, геологов и геохимиков, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

Долицкий А. В. Образование и перестройка тектонических структур. 18 л. Цена 2 р. 70 к.

Для геологов, геофизиков, тектонистов, планетологов.

Дымков Ю. М. Парагенезис минералов ураноносных жил. 15 л. Цена 2 р. 20 к.

Для геологов и минералогов, изучающих урановые и другие жильные месторождения, а также для специалистов, занимающихся вопросами генетической минералогии.

Дюнин В. И. Методика изучения глубокого подземного стока. 10 л. Цена 50 к.

Для гидрогеологов, геохимиков и нефтяников.

Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама и олова/Ф. Р. Апельцын, С. Ф. Лугов, В. Т. Покалов, А. А. Фролов. 18 л. Цена 90 к.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций, занятых прогнозированием, поисками и разведкой рудных месторождений.

Македонов А. В., Кривулина Ю. А., Толстикова Н. В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. 17 л. Цена 85 к.

Для геологов, литологов, геоморфологов, занятых поисками, разведкой и изучением осадочных месторождений полезных ископаемых.

Методы количественного прогнозирования ресурсов редких металлов/В. В. Иванов, С. М. Бескин, В. Н. Бондаренко и др. 17 л. Цена 85 к.

Для специалистов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений твердых полезных ископаемых.

Милютин А. Г. Эндогенное оруденение Корякско-Камчатской складчатой области. 16 л. Цена 2 р. 40 к.

Для геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, тектонистов, металлогенистов.

Моисеев Б. М. Природные радиационные процессы в минералах. 15 л. Цена 2 р. 20 к.

Для геологов, геофизиков, минералогов.

Монюшко А. М. Роль тектогенеза в формировании инженерно-геологических свойств глин. 10 л. Цена 50 к.

Для специалистов геологов и инженеров-геологов.

Палеогидрогеохимические исследования: Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. А. Басков, С. А. Вересов, Н. А. Петрова и др. 18 л. Цена 90 к.

Для гидрогеологов, геологов и геохимиков, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений, а также металлогенией и прогнозированием полезных ископаемых.

Питулько В. М. Литохимические методы съемки и поисков: Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 15. 15 л. Цена 75 к.

Для геологов, геохимиков, занимающихся крупномасштабными геологосъемочными работами, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых.

Плюснин К. П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. 15 л. Цена 2 р. 20 к.

Для геологов, геофизиков, тектонистов.

Прогнозно-металлогенические исследования при региональных геологосъемочных работах: Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 13/Е. В. Альперович, Ю. П. Ненашев, Н. В. Кочкин и др. 20 л. Цена 1 р.

Для геологов, занимающихся крупномасштабной геологической съемкой, поисками и прогнозированием полезных ископаемых.

Происхождение вулканических серий островных дуг/Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. В. Гущин и др. 19 л. Цена 2 р. 80 к.

Для петрографов и петрологов, вулканологов, геохимиков.

Савельев Б. А. Методы изучения мерзлых пород и льдов. 15 л. Цена 75 к.

Для инженеров-геологов, мерзлотоведов, горняков, работников проектно-конструкторских и строительных организаций.

Федорчук В. П. Геология сурьмы. 20 л. Цена 3 р.

Для геологов научных и производственных организаций.

Филимонова Л. Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. 12 л. Цена 1 р. 80 к.

Для геологов, вулканологов, геохимиков, занимающихся вопросами происхождения вулканогенных рудных месторождений и вопросами вулканизма.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. 20 л. Цена 3 р.

Для геологов, геофизиков и географов. Может быть полезна преподавателям и студентам старших курсов геологических факультетов вузов и университетов.

Щеголев И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. 15 л. Цена 2 р. 20 к.

Для геологов, занимающихся вопросами металлогении, стратиграфии и тектоники.

Щербань И. П., Копылова Л. В., Шевченко В. И. Околорудные метасоматиты континентальных рифтогенных структур. 14 л. Цена 2 р. 10 к.

Для петрографов, петрологов и геологов, занимающихся изучением метасоматитов и связанных с ними полезных ископаемых.

Эти издания распространяются только по подписке и в свободную продажу не поступят.

Подписка на книги будет проводиться магазинами и отделами подписных изданий, специализированными магазинами по разделам лите-

ратуры и магазинами — опорными пунктами издательства «Недра» или через отделы «Книга — почтой» следующих магазинов «Недра»:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61,
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Подписка начинается с момента поступления аннотированного тематического плана издательства «Недра» в указанные магазины и производится до 31 декабря 1984 года.

Индивидуальные покупатели при оформлении подписки оплачивают стоимость книги полностью. Подписка оформляется квитанцией.

О поступлении изданий в магазин покупатель извещается почтовой открыткой, оставленной им при оформлении заказа.

Заказы библиотек принимают библиотечные коллекторы. Организации и предприятия оформляют заказы на эти издания гарантийным письмом. В письме должен быть указан срок гарантии — до 31 декабря 1985 года. В этом случае заказ, принятый магазином, квитанцией не оформляется.

Не откладывайте оформление подписки!

Своевременная подписка гарантирует издательству возможность правильно установить тираж книги.

ВГО «Союзкнига»

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Вниманию читателей!

В издательстве «Недра» готовятся к печати и выйдут в свет в 1985 г. следующие книги.

Геофизические методы разведки

Учебники для вузов

Альпин Л. М., Даев Д. С., Каринский А. Д. Теория полей, применяемых в разведочной геофизике. Учебник для вузов. 30 л. Цена 1 р. 40 к.

Для студентов геофизических специальностей геологоразведочных вузов и факультетов.

План 1985 г., № 23.

Огильви А. А., Кузьмина Э. Н., Яценко З. Г. Сборник задач по геофизическим методам разведки: Учебное пособие для вузов. 16 л. Цена 70 к.

Для студентов геологоразведочных вузов, обучающихся по специальности «Инженерная геология, гидрогеология, геологическая съемка и поиски полезных ископаемых».

План 1985 г., № 105.

Учебники для техникумов

Бобровников Л. З., Кадыров И. Н., Попов В. А. Электроразведочная аппаратура и оборудование: Учебник для техникумов. 2-е изд., перераб. и доп. 25 л. Цена 1 р. 20 к.

Для учащихся геофизических специальностей нефтяных, горных и геологоразведочных техникумов.

План 1985 г., № 108.

Справочная литература

Петрофизическая характеристика осадочного покрова нефтегазоносных провинций СССР: Справочник/Под ред. Г. М. Авчяна, М. Л. Озерской. 15 л. Цена 75 к.

Для геофизиков, геологов, гидрогеологов.

План 1985 г., № 31.

Производственно-техническая литература

Геофизическая аппаратура. Вып. 82, 83, 84. Науч.-произв. объединение «Рудгеофизика». Объем каждого выпуска 10 л. Цена выпуска 50 к.

Для геофизиков, занимающихся как разработкой, так и эксплуатацией аппаратуры, а также для конструкторов аппаратуры электронной и приборостроительной промышленности.

План 1985 г., № 16, 17, 18.

Канасевич Э. Р. Анализ временных последовательностей в геофизике. Пер. с англ. Пер. изд.: Канада, 1981. 27 л. Цена 2 р. 30 к.

Для геофизиков производственных и научных организаций, занимающихся обработкой сейсмических материалов.

План 1985 г., № 19.

Мак-Куиллин Р., Бекон М., Барклай В. Введение в сейсмическую интерпретацию. Пер. с англ. Пер. изд.: Великобритания, 1979. 27 л. Цена 1 р. 90 к.

Для геологов-нефтяников и геофизиков, занимающихся обработкой и интерпретацией данных сейсморазведки.

План 1985 г., № 25.

Мармориштейн Л. М. Петрофизические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. 15 л. Цена 75 к.

Для геофизиков, геологов, промысловиков, гидрогеологов.

План 1985 г., № 87.

Мешбей В. И. Метод общей глубинной точки в сейсморазведке. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Для геофизиков, занимающихся проведением сейсморазведочных работ и обработкой получаемых материалов.

План 1985 г., № 26.

Применение эффективной сейсмической модели/Н. И. Берденникова, Г. В. Голикова, А. В. Гроссгейм и др. 15 л. Цена 75 к.

Для инженеров-геофизиков, занимающихся проведением сейсморазведочных работ и интерпретацией получаемых материалов.

План 1985 г., № 27.

Разведочная геофизика. Вып. 100, 101/Всесоюзный науч.-исслед. ин-т геофиз. методов разведки ПГО «Центргеофизика». Объем каждого выпуска 10 л. Цена выпуска 50 к.

Для инженерно-технических работников геофизических и геологических производственных организаций. Может быть полезна работникам научно-исследовательских институтов и студентам нефтяных, геолого-разведочных и горных вузов.

План 1985 г., № 20, 21.

Ризниченко Ю. В. Сейсморазведка слоистых сред. 15 л. Цена 75 к.

Для геофизиков-сейсморазведчиков и сейсмологов.

План 1985 г., № 28.

Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн/Н. Н. Пузырев, А. В. Тригубов, Л. Ю. Бродов и др. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Для сейсморазведчиков-производственников; представляет интерес для работников научно-исследовательских организаций и учебных заведений.

План 1985 г., № 29.

Урупов А. К., Левин А. Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн. 20 л. Цена 1 р. 40 к.

Для геофизиков-сейсморазведчиков производственных организаций.

План 1985 г., № 30.

Фридляндер Л. Я. Прострелочно-взрывная аппаратура и ее применение в скважинах. 2-е изд. перераб. и доп. 14 л. Цена 70 к.

Для инженерно-технических работников промыслово-геофизических предприятий.

План 1985 г., № 99.

Эскин В. М., Володин В. М., Булатов А. В. Планирование геофизических работ с использованием экономико-математических методов. 5 л. Цена 25 к.

Для геофизиков, геологов, экономистов, занимающихся планированием и проектированием геофизических работ.

План 1985 г., № 22.

Научно-популярная литература

Грушинский Н. П., Грушинский А. Н. В мире сил тяготения. 3-е изд., перераб. и доп. 10 л. Цена 30 к.

Для широкого круга читателей, интересующихся строением Вселенной.

План 1985 г., № 24.

Куликов К. А. Вращение Земли. 10 л. Цена 40 к.

Для широкого круга читателей, интересующихся географией, геологией, геофизикой, астрономией, метеорологией.

План 1985 г., № 15.

С подробными аннотациями на указанные книги можно ознакомиться в аннотированном плане выпуска литературы издательства «Недра» на 1985 г., который имеется во всех книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу.

Предварительные заказы на книги принимают местные магазины книоторга и специализированные магазины «Недра», которые высылают их наложенным платежом.

Адреса магазинов:

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Вниманию

*руководителей предприятий, организаций,
научно-исследовательских и проектно-конструкторских
институтов, учебных заведений, инженерно-технических
и научных работников, студентов вузов!*

Издательство «Недра» готовит к печати и выпустит в свет в 1985 г. новые книги по электроразведке и интерпретации материалов геофизических исследований.

Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана/Э. М. Литвинов, Ю. В. Горячев, В. Д. Каминский и др. 19 л. Цена 2 р. 80 к.

Книга, подготовленная коллективом специалистов ВНИИОкеангеологии, посвящена первому региональному обобщению геофизических данных по акватории Атлантики. При этом проанализирован широкий спектр физических полей — магнитное, гравитационное, тепловое. Приведены сейсмометрические данные о строении осадочного чехла и земной коры в целом, а также геолого-геофизические данные по зонам перехода от Атлантического океана к окружающим материкам. Помимо обобщения материалов и составления сводных карт всего бассейна более детально освещены районы с характерными океаническими структурами. Для этих районов проведена комплексная интерпретация материалов с исследованием их геологической природы, глубинного строения и направленности эволюции. Сочетание результатов региональных исследований с данными комплексного истолкования материалов по узловым геотектоническим районам позволило подойти не только к освещению геологического строения дна бассейна в целом и отдельных его частей, но и к раскрытию истории развития Атлантики, а также наметить определяющие закономерности процессов океанообразования.

Для геологов, геофизиков и других специалистов, работающих в области морской геологии.

Изучение тектоники нефтегазоносных областей с использованием космических снимков/Г. И. Амурский, М. С. Бондарева, Я. Г. Кац и др. 12 л. Цена 60 к.

Книга составлена высококвалифицированными специалистами в области как дистанционных методов, так и нефтяной геологии. Отражены новые методы изучения нефтегазоносных объектов, разработанных авторами. Содержатся методические и практические рекомендации по использованию материалов космических съемок с целью изучения нефтегазоносных территорий. Рассматриваются методы дешифрирования космических снимков. Описываются такие ландшафтные признаки объектов, интересующих геологов-нефтяников и геологов-газовиков, которые можно прочитать на космических снимках различных типов. Убедительно и полно раскрыт процесс дешифрирования, геологической интерпретации и получения тех или иных геологических построений. Авторы постоянно проверяют достоверность своих построений с помощью независимых геологических, геофизических и буровых данных. Предложенный комплекс исследований апробирован на нефтегазоносных территориях юга СССР (получены новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности).

Книга представляет большой интерес для геологов, занимающихся изучением тектонического строения нефтегазоносных областей и проведением поисково-разведочных работ, а также для специалистов, занимающихся космическими исследованиями.

Козырин А. К. Электрическая корреляция разрезов скважин. 10 л. Цена 50 к.

В книге впервые обобщены материалы по методу электрической корреляции (МЭК) — одному из новых, интенсивно развивающихся поисково-разведочных методов, применяемых главным образом на рудных (медноколчеданных, полиметаллических, магнетитовых и др.) месторождениях. Изложены физико-математические основы МЭК, описаны методика, техника и технология работ, методы интерпретации результатов. Приведены примеры применения МЭК на Урале, в Башкирии, Узбекистане, Таджикистане для выявления рудных тел, определения их размеров, изучения анизотропии пород, построения корреляционных планов и профилей.

Книга предназначена для инженерно-технических работников, занятых поисками и разведкой рудных месторождений. Она будет способствовать дальнейшему расширению области применения метода электрической корреляции и повышению геологической эффективности его использования.

Сидоров В. А. Импульсная индуктивная электроразведка. 13 л. Цена 65 к.

С единых позиций рассмотрены теория, методика, аппаратура и интерпретация данных методов переходных процессов (МПП) и зондирования становлением поля (ЗС). Обосновано комплексное использование лучших приемов исследований, разработанных в каждом из методов, и предложены оптимальные методики (ЗС, МПП) для поисков нефти, газа, рудных тел, изучения окоскважинного пространства, решения задач гидрогеологии и инженерной геологии.

В основе книги лежат оригинальные разработки автора — известного специалиста в области индуктивных методов электроразведки, однако использованы материалы и других исследователей. В книге приводится упрощенный математический аппарат («плавающая плоскость»), позволяющий вести быструю ручную интерпретацию материалов и получать большую информацию по сравнению с палеточными методами или извлекать ту же информацию при более ограниченном диапазоне времен наблюдений. Эффективность предложенных приемов иллюстрируется многочисленными примерами.

Книга предназначена для геофизиков-электроразведчиков производственных организаций. Она полезна и для специалистов, занимающихся теорией электроразведки.

Семенов В. Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. 10 л. Цена 50 к.

Книга является первой фундаментальной работой, посвященной обработке и анализу материалов магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в горизонтальных однородных и неоднородных средах. Во многом работа носит оригинальный характер. Новизна ее заключается в разработанной при участии автора методике обработки данных МТЗ на основе строгих критериев теории случайных процессов. Методика пригодна для исследования областей и с короткопериодными, и с длиннопериодными вариациями электромагнитного поля. Она позволяет строить полярные импедансные диаграммы с большей достоверностью, чем методом пересчета самих импедансов. В ней приведены не только алгоритмы расчетов, но и тексты программ для анализа записей компонент магнитотеллурического поля.

Книга предназначена для геофизиков, занимающихся методом магнитотеллурического зондирования, а также для специалистов, работающих в области анализа других естественных полей.

Трошков П. А., Грознова А. А. Математические методы интерпретации магнитных аномалий. 10 л. Цена 50 к.

Книга посвящена актуальной проблеме — совершенствованию методов интерпретации магнитных аномалий. Ее цель — ознакомить спе-

циалистов-геофизиков с современным состоянием проблемы интерпретации и с наиболее типичными алгоритмами решения задач; особое внимание при этом уделено теоретическому обоснованию концепции особых точек — одного из перспективных направлений математической интерпретации. Рассмотрены теория и практика определения характеристик источников возбуждения магнитных полей, используемых в разведочной геофизике; способы построения физико-геологических моделей реальных сред; методы решения обратной задачи магниторазведки; их систематизация; анализ преимуществ и недостатков; области применения; примеры практического использования; перспективы развития.

Книга предназначена для геофизиков и геологов, занимающихся интерпретацией и разработкой теории геофизических полей.

Указанные книги распространяются только по подписке и в свободную продажу не поступят.

Заблаговременно оформите подписку в местных магазинах и отделах подписных изданий, в специализированных магазинах по разделам литературы и в магазинах — опорных пунктах издательства «Недра» до 31 декабря 1984 г.

Индивидуальные покупатели при оформлении подписки оплачивают стоимость книги полностью. Подписка оформляется квитанцией.

О поступлении изданий в магазин покупатель извещается почтовой открыткой, оставленной им при оформлении подписки.

Заказы от библиотек принимают библиотечные коллекторы. Организации и предприятия оформляют заказы на эти издания гарантийными письмами. В письме должен быть указан срок гарантии — до 31 декабря 1985 года. В этом случае заказ, принятый магазином, квитанцией не оформляется.

Приводим адреса магазинов — опорных пунктов по распространению литературы издательства «Недра»:

480000, Алма-Ата, ул. Гоголя, 109, магазин «Прогресс»
370000, Баку, пр. Джапаридзе, 13, магазин № 14
370000, Баку, пр. Нефтяников, 78, магазин № 34
364000, Грозный, РСФСР, пр. Революции, 24, магазин № 9
199178, Ленинград, В. О., Средний пр., 61, магазин № 17 «Недра»
290000, Львов, УССР, пл. Рынок, 10, магазин № 19
127412, Москва, Коровинское ш., 20, магазин № 50 «Недра»
700000, Ташкент, ул. Ш. Руставели, д. 43, магазин № 21 «Техническая книга»
625000, Тюмень, РСФСР, ул. Орджоникидзе, 51, магазин «Знание»
450000, Уфа, ул. 50 лет СССР, 12, магазин «Дуслык»

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

В
Т

Н
Н

Л
Д
С

В
Н
Н

Р
О
Л

Р
А
Н

Д
Г
Г

Н
Д

Л

К
1

Л
Н
Т

П
Г

М
И
Н

П
Л
И

(
С

И:
Д:
М

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, №3, 1-128