

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

12/1987



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 12 / 1987 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Орган Министерства геологии СССР

Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, Д. А. Венков, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. И. Зарицкий, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов (зам. главного редактора), А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, И. М. Мирчинк, Б. Н. Можаяев, Д. И. Мусатов, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов, Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. З. Юлдашев, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1987

РЕШЕНИЯ XXVII СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ	
Задачи экономического управления отраслевой наукой	3
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	
Минашкин М. А. Экономические рычаги нового хозяйственного механизма	5
Щербаков В. П., Кравчук Э. А., Славкин В. С., Поповин В. В., Гильберштейн А. П., Зиньковский В. Е., Шмагин М. М. Эффективность подготовки запасов нефти и газа	12
Благонадеждин Б. И., Ляховкин Ю. С. Рудноформационный анализ при геологосъемочных работах	22
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Капустин И. Н., Кирюхин Л. Г., Клевцова А. А., Кузнецов А. Г., Кучерук Е. В. Перспективы нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Восточно-Европейской платформы	26
Петренко В. И., Бочкарев А. В. Газогидродинамическое преобразование углей	35
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Иванкин П. Ф., Галдобина Л. П., Калинин Ю. К. Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья	40
Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. О связи свинцово-цинкового оруденения с особенностями глубинного строения рудных провинций	48
Разин Л. В. Геологические особенности платиноносных ультрабазитов зоны перехода от океана к континенту	55
Андерсон Е. Б., Тарханов А. В., Заславский В. Г. Возрастные соотношения уранового рудообразования и регионального метаморфизма на Желтореченском месторождении	64
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Пап А. М., Илькевич Г. И. Проблемы стратиграфии и металлогении нижнего докембрия Белоруссии	69

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
Кунин Н. Я. Размещение осадочных бассейнов Евразии и объемы седиментосферы Земли	77
Бродский А. Я., Миталев И. А. Строение поверхности кристаллического фундамента Калмыцко-Астраханского Прикаспия	85
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Горяинов И. Н. Закономерности распределения железомарганцевых конкреций поля Клариян-Клиппертон по батиметрическим интервалам	88
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Попов Л. Н., Кузнецов Ю. В. Возраст магматических комплексов хребта Сарычева	91
ГЕОХИМИЯ	
Файзиев А. Р. Минералого-геохимические критерии поисков и оценки флюоритового оруденения в Таджикистане	96
ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
Пучков А. И. Применение сейсморазведки при изучении строения вулканотектонических депрессий	100
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Попов В. Г. Роль ионообменной адсорбции в формировании содовых вод Волго-Камского артезианского бассейна	105
Мильков В. М., Руфов С. Б., Белонина Л. П. Гидрохимическая зональность пластовых вод и ордовикская соленосная формация Предуралья	112
ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
90-летие Владимира Михайловича Крейтера	117
ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ	
Адаменко О. М., Алексеев М. Н., Букачук П. Д., Гольберт Н. В., Дубиновский В. Л. Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода	118
У геологов Туркменистана	120
Список статей, опубликованных в журнале «Советская геология» в 1987 году	121

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 23.10.87. Подписано в печать 18.11.87. Т-22950.
Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2.
Усл. кр.-отт. 11,73. Уч.-изд. л. 13,10. Тираж 2960 экз. Заказ № 555.

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

Задачи экономического управления отраслевой наукой

Центральным Комитетом КПСС и Советом Министров СССР принято постановление «О переводе научных организаций на полный хозяйственный расчет и самофинансирование». В постановлении отмечается, что последовательное проведение курса XXVII съезда партии на ускорение социально-экономического развития требует всемерного наращивания темпов и максимального использования достижений научно-технического прогресса, коренной перестройки деятельности научно-исследовательских, проектных, конструкторских и технологических организаций.

Научно-технический потенциал страны используется недостаточно, не обеспечивается опережающее развитие науки и техники с учетом происходящей в мире научно-технической революции, уровень разработок зачастую не соответствует современным научно-техническим требованиям и перспективам развития народного хозяйства.

Отсутствует должная ответственность и заинтересованность научных коллективов в решении стоящих перед ними задач, в высоких результатах проводимых исследований. В управлении наукой не применяется экономический подход, отсутствует необходимая зависимость между доходами коллективов и результатами исследований. Не отвечают современным требованиям сложившиеся методы хозяйствования в научных организациях.

В целях коренного улучшения деятельности научно-исследовательских, проектных, конструкторских и технологических организаций, усиления их роли и ответственности в решении задач ускорения научно-технического прогресса, повышения эффективности общественного производства, в постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР признано необходимым осуществить перевод на полный хозяйственный расчет и самофинансирование научных организаций с использованием нового хозяйственного механизма в науке и научном обслуживании в качестве главного экономического рычага ускорения научно-технического прогресса в народном хозяйстве и основы деятельности коллективов этих организаций, которая должна осуществляться в соответствии с положениями Закона СССР о государственном предприятии (объединении).

В современных условиях научные организации наряду с производственными предприятиями являются социалистическими товаропроизводителями. Они обеспечивают свое научно-техническое и социальное развитие за счет средств, заработанных путем реализации разработок потребителями, и несут полную ответственность за результаты своей хозяйственной деятельности. Основным источником научно-технического, социального развития и материального стимулирования (оплаты труда) научной организации является ее прибыль (доход).

Законченные научно-исследовательские, проектные, конструкторские, технологические работы и услуги, опытные образцы или партии изделий относятся к научной продукции, создаваемой в соответствии с требованиями, предусмотренными в хозяйственном договоре, и принятой заказчиком. Договор является основным документом, регламентирующим отношение научной организации с заказчиком научно-технической продукции, включая министерства и ведомства. Источники финансирования работ по договорам — средства предприятий, организаций и объединений, средства централизованных фондов министерств и ведомств, кредиты банков, а в необходимых случаях — бюджетные ассигнования. Невыполнение разработчиком договорных обязательств влечет за собой материальную ответственность — возврат полученных средств и штрафные санкции. Оплата научной продукции производится по договорным ценам, которые согласовываются научной организацией с заказчиком до начала работ в зависимости от требуемых эффективности, качества и сроков выполнения работ.

При отсутствии заказчиков на исследования и разработки, длительной бесплодной работе научной организации в случае, когда принятые этой организацией и вышестоящими органами меры по обеспечению эффективной работы не дали положительных результатов, научная организация прекращает свою деятельность.

Объем работ определяется научными организациями самостоятельно как сумма договоров с заказчиками на научную продукцию.

Единый фонд оплаты труда формируется как остаток хозрасчетного дохода научного коллектива после образования из него фонда научно-технического и социального развития, который создается после необходимых отчислений в государственный бюджет и в фонды министерства, а также после установленной оплаты за основные производственные фонды, трудовые и природные ресурсы.

Оплата труда работников научных организаций, переведенных на полный хозяйственный расчет и самофинансирование производится по должностям, предусмотренным пятизвенной системой, с введением надбавок за особо важные работы и на основе выполнения договоров меньшей численностью.

Реализация новой Генеральной схемы управления геологоразведочной отраслью обеспечила укрепление организационных связей между наукой и производством. В состав производственных, научно-производственных и государственных производственных объединений введено НИИ с 70 % общей численности научных работников отрасли. Базу экономического взаимодействия должно составить сочетание полного хозрасчета в науке с противозатратным хозяйственным механизмом производственных организаций, перевод на который должен быть осуществлен до 1989 г. Этим определяется и срок перевода всех НИИ на полный хозрасчет. Уже с 1988 г. в новых условиях хозяйствования должны работать НИИ, входящие в объединения, которые перешли на противозатратный хозяйственный механизм.

Перевод научных организаций на полный хозрасчет означает переход от выделения ассигнований на их содержание к финансированию конкретных разработок, определенных договорами с заказчиками. Введение полного хозрасчета в науке — это не только экономическая перестройка. Необходим содержательный пересмотр всех исполняемых НИОКР с определением существа научной продукции и ее потребителей.

Требуемый временем разворот науки лицом к производству, а производства — лицом к науке должен быть осуществлен на экономической основе — через разработку и реализацию научной продукции, обеспечивающей рост экономической эффективности геологоразведочного производства. Конкретное содержание научной продукции, ее реальное выражение в экономических категориях, значение для ускорения научно-технического прогресса в отрасли, целевая ее направленность определяют структуру работ каждой научной организации.

Реализация заданий общесоюзных программ, осуществляемая за счет средств госбюджета и фондов министерства, должна быть переведена на конкурсную основу. Предпочтение будет отдаваться тем исполнителям, которые могут провести исследования в кратчайшие сроки, на высшем научно-техническом уровне, с высокой эффективностью и при минимальных договорных ценах. Требуется создать такую конкурсную систему планирования и исполнения НИОКР, которая обеспечит объективный выбор научных организаций для реализации соответствующих заданий.

В новых условиях коллективы научных организаций и научно-производственных объединений, исходя из товарного содержания научной продукции, должны перевести свою деятельность на экономические рельсы. Требуется обеспечить такой уровень дохода, который гарантирует научно-техническое и социальное развитие, аппаратное и техническое развитие, оплату труда, стимулирующую интенсификацию создания и реализации научной продукции. Введение в отрасли заказ-нарядной системы исполнения НИОКР позволило внедрить в НИИ и КБ отрасли основы хозрасчета. Вместе с тем, далеко не все НИИ реализовали заказ-нарядную систему в полной мере, с использованием ее преимуществ. Лишь в части НИИ хозрасчет доведен до уровня отделов. Без завершения этой важной работы немислим переход на полный хозрасчет. Необходимо создать такие условия, чтобы каждый научный сотрудник владел современной экономикой научных исследований, знал и понимал свою роль и ответственность в хозяйственной деятельности научных организаций.

Специфика геологической отрасли ставит сложные задачи перед центральным аппаратом, головными НИИ и научными организациями по определению существа научной продукции, договорной цены на нее, организации НИОКР в новых условиях. Существенные результаты могут быть получены в процессе перевода пионерной груп-

пы НИИ на полный хозрасчет. Их опыт должен лечь в основу комплекса методических и организационных мер, подлежащих реализации в 1988 г. Главная задача НИИ и КБ — уже в 1988 г. создать необходимые условия для перехода на полный хозрасчет с 1989 г. Для этого требуется повышение роли планово-экономических служб, расширение экономического образования на конкретной основе, реализация широкого комплекса воспитательных и разъяснительных мероприятий.

Центральный Комитет КПСС и Совет Министров СССР в постановлении о переводе научных организаций на полный хозрасчет и самофинансирование выразили уверенность в том, что коллективы научно-исследовательских и опытно-конструкторских организаций сделают все необходимое для успешного выполнения поставленных задач по коренному повышению эффективности научных исследований и разработок, обеспечат практическую перестройку своей деятельности по ускорению научно-технического прогресса.

НИИ и КБ Министерства геологии СССР обладают необходимым научно-техническим потенциалом и опытом работы для реализации поставленных ЦК КПСС и Советом Министров СССР задач коренной перестройки отраслевой науки.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.8.003.1

М. А. МИНАШКИН (ВИЭМС)

Экономические рычаги нового хозяйственного механизма

Руководствуясь решениями апрельского (1985 г.) Пленума ЦК КПСС, XXVII съезда партии и последующих Пленумов ЦК КПСС, Министерство геологии СССР приступило к перестройке хозяйственного механизма отрасли. С 1 января 1987 г. на новые условия хозяйствования переведены: по Мингео РСФСР — три производственных геологических объединения — «Ленанефтегазгеология», «Центргеология» и «Южгеология»; по Мингео Казахской ССР — «Центрказгеология»; по Мингео Украинской ССР — все 9 объединений и другие предприятия и организации; по Союзгеологоразведке — Волковское и Краснохолмское объединения. Из республиканских управлений на новые условия работы переведено Управление геологии Киргизской ССР.

Подготовительная работа к переходу на новые условия хозяйствования началась еще в 1986 г. Во всех объединениях были созданы комиссии и рабочие группы по направлениям совершенствования хозяйственного механизма, выполнены многовариантные расчеты основных показателей деятельности в новых условиях, определе-

ны экономические нормативы и показатели предельной стоимости геологических заданий.

Одновременно велась учеба в аппаратах объединений и в их подразделениях по новым условиям хозяйствования. Она проводилась как по линии существующей системы экономического образования, так и специального обучения путем лекций, докладов, бесед. Так, в объединении «Южургеология» система обучения охватила не только ИТР и служащих, но и рабочих. Экономической службой объединения подготовлены и распространены конспекты специального курса лекций для обучения всего персонала.

В объединении «Черниговнефтегазгеология» разъяснительная работа проведена буквально во всех первичных трудовых коллективах, как производственных, так и управленческих. Перед каждым коллективом поставлены конкретные задачи, детально разъяснены условия эксперимента. Работа ведется при активном участии рядовых работников. Например, рабочие буровых, вышкомонтажных бригад, бригад по испытанию скважин принимали де-

ловое участие в обсуждении смет доходов и расходов — какие именно статьи затрат зависят от их деятельности, какие — нет. В результате такого заинтересованного обсуждения разработаны методические указания о полном хозяйственном расчете в производственных единицах и структурных подразделениях объединения.

В объединении «Ленанефтегазгеология» комиссия по совершенствованию управления разработала «Проект геологических работ на нефть и газ, организации и инженерной подготовки производства объединения на 1987 г.». В нем отражены нормативы стоимости единицы конечных результатов геологоразведочных работ на 1987—1990 гг., структура управления производством, организации хозрасчетных отношений, оплаты труда и материального стимулирования, вопросы приемки и оценки качества завершённых геологических заданий.

В подавляющем большинстве объединений подготовлены методические документы по организации внутрипроизводственного хозрасчета, оплате труда, бухгалтерского учета в новых условиях. Составлены сметы доходов и расходов в целом по объединению и всем хозрасчетным организациям и их структурным подразделениям, определены распределительные экономические нормативы. Составлены и утверждены в подразделениях сметы расходов экономического фонда. Характерным является выделение аппарата объединения в самостоятельный хозрасчетный коллектив. Однако выделение хозрасчетных подразделений внутри экспедиций осуществлено не везде ввиду отсутствия практического опыта в этом вопросе, а также большого многообразия условий выполнения геологоразведочных и геофизических работ. Как правило, в качестве хозрасчетных подразделений выделены партии, участки, отряды, базы производственно-технического обеспечения и комплектации, аппарат экспедиции.

Начавшаяся реформа хозяйственно-управления должна стать важнейшим фактором ускорения социально-экономического развития отрасли. Если сформулировать сущность нового хозяйственного механизма в отрасли

«геология и геологоразведка недр», то можно сказать, что она характеризуется двумя принципами: использованием в планировании и финансировании нормативов предельной стоимости единицы конечных результатов геологических заданий и оплатой труда работников, оплатой научно-технического, производственного и социального развития геологических организаций за счет доходов, остающихся в их распоряжении после платежей в бюджет и обязательных отчислений.

Реализация этих двух основополагающих принципов ставит перед геологической наукой и практикой ряд проблем, разрешение которых позволит сделать реформу целостной системой мер, обеспечивающей крупный шаг к интенсификации геологоразведочных работ при соблюдении надлежащего качества геологических исследований. Некоторые из этих проблем рассматриваются в статье.

Фундаментом реформы являются нормативы предельной стоимости конечного результата геологических заданий. Известно, что предпринимавшиеся в семидесятые годы попытки найти разрешение проблемы «цены производства» в геологоразведке через показатель сметной стоимости геологического задания успеха не принесли. При действовавшем тогда методе его определения исходя из проектно-сметной документации, составляемой будущими исполнителями работ, трудно было рассчитывать на объективность расчетов. Нельзя не учитывать и известную на стадии проектирования неопределенность состава работ по решению предстоящих геологических задач, стремление проектантов предусмотреть программу-максимум исследований, с тем чтобы не возвращаться к пересмотру проекта.

Составление поэтапных планов выполнения геологического задания сделало проектирование более конкретным, предметным. Сметная стоимость поэтапных комплексов работ рассчитывалась при более тщательном геологическом и экономическом обосновании и, таким образом, приближалась к реально необходимым затратам. Тем не менее для предотвращения образования необоснованной прибыли при оплате завершённых заданий из сметы

исключались неиспользованные объемы работ.

В новом хозяйственном механизме при расчете предельных нормативов стоимости геологических заданий предусмотрено использовать следующие методы: 1) статистические ретроспективные — по многолетним данным выполненных видов и методов работ соответствующих стадий на типовых объектах либо объектах-аналогах, 2) типовое и зонально типовое проектирование с укрупненными расчетами нормативных затрат и 3) предварительное индивидуальное проектирование.

Первый опыт определения нормативов предельной стоимости геологических заданий показывает, что объединения применяют в основном статистический метод с использованием многолетних данных по фактически проведенным работам. Расчеты производятся по следующей схеме. Объекты одиннадцатой пятилетки и 1986 года, близкие по затратам на единицу конечных результатов, группируются, и из них выбирается базовый объект, наиболее типичный по геолого-промышленным признакам. Представленный по нему комплекс работ и исследований, апробированный практикой, закладывается в основу норматива.

Анализ в области разработки предельных нормативов еще предстоит — нужно накопить достаточный опыт в этом деле. Но уже сегодня можно говорить о целесообразности более активного применения метода типового проектирования, формирования стоимостных показателей на основе прогнозно-поисковых комплексов, разрабатываемых отраслевыми научно-исследовательскими институтами.

Целесообразно продолжить поиск и других путей совершенствования ценообразования на геологическую «продукцию». Достаточно уверенно можно предположить, что утверждаемых нормативов предельной стоимости будет чрезвычайно много. Уже сейчас, при разработке нормативов на 1987 г. только по 10 объединениям и двум экспедициям центрального подчинения, их количество составило более одной тысячи. При переходе на новые методы хозяйствования всей отрасли их количество возрастет в десятки раз. В этих

условиях не исключено, что при экспертизе и утверждении нормативов будет допускаться ненужная торопливость, что приведет к снижению их качества. Подобные негативные явления можно устранить путем разработки пятилетних нормативов стоимости конечных результатов стадий геологоразведочного процесса отдельно по каждому объединению. Руководствуясь этими усредненными нормативами, объединения могут сами устанавливать соответствующие показатели по отдельным объектам работ.

Центральный момент реформы — переход на полный хозяйственный расчет и самофинансирование. Это означает, что производственная, социальная деятельность предприятия и оплата труда его работников должны осуществляться за счет заработанных трудовым коллективом средств. В геологической службе правами государственного предприятия, за некоторыми исключениями, наделены производственные геологические объединения.

Каковы особенности полного хозрасчета объединения?

Рассмотрим три главных его составляющих: геологический заказ, образование хозрасчетного дохода и его распределение. Геологический заказ объединения, как и прежде, должен определяться заданиями государственного плана по геологическому изучению недр, поискам и разведке месторождений полезных ископаемых. Однако, в отличие от старых условий, объединению предоставляется большая свобода в оказании услуг геологического характера сверх государственного заказа на основе хозяйственных договоров. Раньше росту договорных работ препятствовало ограничение фонда заработной платы, теперь этот тормоз исчезает.

Цена государственного геологического заказа определяется на основе нормативов предельной стоимости единицы конечного результата геологических заданий. Проекты нормативов разрабатывает объединение совместно с научно-исследовательскими организациями соответствующего профиля. После централизованной экспертизы нормативы утверждаются Министерством геологии СССР. По договорным работам цены устанавливаются по со-

глашению с заказчиком. Выручка объединения складывается из средств, полученных из банка за выполненные геологоразведочные работы по государственным заказам, от заказчиков за произведенные договорные работы, за реализованные продукцию и услуги промышленных предприятий. В выручку включаются также средства, полученные за выполненные собственными силами строительно-монтажные работы и капитальный ремонт, платные услуги населению, и другие поступления средств за работы и услуги, связанные с хозяйственной деятельностью объединения.

Для геологических организаций определена форма хозяйственного расчета, основанная на нормативном распределении дохода, полученного после возмещения из выручки материальных затрат и названного валовым. Из него производятся расчеты с бюджетом и вышестоящим органом. Эти выплаты обусловлены теми функциями, которые осуществляют государство и его органы управления по наделению хозрасчетных предприятий основными производственными фондами и природными ресурсами, а также по управлению народным хозяйством. Отчисления министерству предназначены для создания централизованного фонда развития производства, науки и техники, а также резервов по фонду оплаты труда и фонду социально-культурных мероприятий и жилищного строительства, которые используются главным образом для оказания помощи малорентабельным объединениям. Из валового дохода выплачиваются также проценты за кредит.

После указанных выплат образуется хозрасчетный доход, распределяемый между фондами объединения: развития производства, науки и техники; социально-культурных мероприятий и жилищного строительства; оплаты труда. Сейчас это распределение производится по нормативам, устанавливаемым вышестоящим органом.

При определении нормативов распределения хозрасчетного дохода по первой группе объединений, переведенных на новые условия хозяйствования, за основу принимались соотношения затрат, предусмотренные в ранее установленном плане на финансирование

мероприятий, которые теперь должны осуществляться за счет средств фонда развития производства, науки и техники, фонда социально-культурных мероприятий и жилищного строительства. Исходной базой норматива фонда оплаты труда послужили фонд заработной платы и фонд материального поощрения. В дальнейшем имеется в виду выработать метод формирования нормативов, который ставил бы организации в равные «стартовые» условия. На наш взгляд, наиболее правильным было бы предоставить право распределения хозрасчетного дохода трудовому коллективу. Это позволит более полно учитывать конкретные производственные и социальные условия, в которых работает и живет коллектив, повысить эффективность хозрасчета. Кстати, это согласуется с принципом социалистического самоуправления трудовым коллективом.

В новых условиях расширены рамки использования прежнего фонда развития производства. Помимо финансирования затрат по внедрению новой техники, механизации и автоматизации, обновлению основных фондов, за счет этого фонда могут проводиться научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы, компенсироваться повышенные затраты на производство геологоразведочных работ в период освоения нового оборудования и аппаратуры, а также дополнительные геологоразведочные работы и другие затраты, связанные с производственным развитием геологических организаций. Объединения имеют право передавать часть средств фонда развития производства, науки и техники другим предприятиям и организациям для стимулирования решения сложных технических проблем, в которых заинтересовано объединение, на долевого строительство объектов, возводимых исполкомами местных Советов народных депутатов.

Направления использования фонда социально-культурных мероприятий и жилищного строительства в основном сохранились. Дополнительно в этом фонде предусматривается ряд расходов, ранее финансируемых за счет бюджета и в порядке распределения прибыли (убытки жилищно-коммунального хозяйства, расходы по содер-

жанию объектов культурно-бытового, оздоровительного назначения и др.).

Говоря о назначении фонда развития производства, науки и техники и фонда социально-культурных мероприятий и жилищного строительства, следует подчеркнуть, что теперь все производственное и социальное развитие объединения должно осуществляться за счет собственных доходов и кредита. Бюджетные средства на эти цели не выделяются. Исключение составляют капитальные вложения на строительство новых предприятий и объектов, предусмотренных перечнем, утвержденным в пятилетнем плане Мингео СССР.

Единый фонд оплаты труда образуется как остаток хозрасчетного дохода коллектива после образования из него фондов развития производства, науки и техники, социально-культурных мероприятий и жилищного строительства. В этом его отличие от прежнего фонда заработной платы, который устанавливался централизованно. Размеры фонда оплаты труда будут определяться двумя главными факторами: ростом выручки объединения за выполненные работы и оказанные услуги и снижением издержек производства за счет экономного расходования материалов, топлива и энергии, рационального использования оборудования и повышения производительности труда.

В плане объединения устанавливается нормативное соотношение между приростом среднего заработка и приростом производительности труда. В случае, когда оно не соблюдается, соответствующая часть фонда оплаты труда зачисляется в резерв или направляется в фонд социально-культурных мероприятий и жилищного строительства. Данное положение обусловлено тем, что опережение темпов роста производительности труда — основной фактор роста национального дохода, накопления и повышения жизненного уровня народа, главное условие удовлетворения постоянно растущих потребностей трудящихся.

Механизм образования фонда оплаты труда в виде остатка хозрасчетного дохода ставит в прямую, понятную каждому рабочему, зависимость заработка от конечных результатов дея-

тельности трудовых коллективов. Это очень важное положение. В условиях, когда заработок будет непосредственно связан с получаемым доходом, резко повысится интерес работников к экономической стороне производства, к объективному учету доходов и расходов. Этим реализуется один из важнейших принципов перестройки, в основе которой, как известно, лежит обеспечение социальной справедливости, что в равной мере распространяется и на экономические взаимоотношения.

Важный вопрос — распределение дохода внутри объединения. Расчеты с банками, отчисления в бюджет и вышестоящему органу будут происходить на уровне объединения. Хозрасчетный доход подлежит распределению между экспедициями, партиями и другими подразделениями. Его основой может служить механизм хозяйственного расчета, действующий в отрасли достаточно давно. Особенности хозрасчетной деятельности геологических организаций обусловлены спецификой работ по поискам и разведке месторождений полезных ископаемых. Основной принцип хозрасчета — окупаемость затрат на производство и обеспечение рентабельности — находит здесь свое выражение в уровне себестоимости геологоразведочных работ и получения плановой прибыли (экономии).

Хозяйственные отношения внутри геологической партии — отрядов, участков, бригад регламентируются внутрипроизводственным хозрасчетом. Его основой являются определение подразделением самостоятельных производственно-экономических или технических задач и организация учета их выполнения по объему и затратам.

В одиннадцатой пятилетке в геологических организациях широкое внедрение получил бригадный подряд. На первый взгляд, подряд в геологоразведке мало чем отличается от обычного хозрасчета. Оплата труда рабочих по-прежнему производится по сдельным расценкам и тарифным ставкам. По истечении месяца бригадный заказ-наряд пересчитывается на фактические геолого-технические условия работы; появляются новые технико-экономические показатели, отличаю-

щиеся от ранее установленных. Бригадный подряд и обычный внутрипроизводственный хозрасчет различаются тем, что первый становится «сквозным» — в состав подрядного коллектива входят не только работники данной производственной ячейки, но и работники, в том числе инженерно-технические, других подразделений, непосредственно обслуживающие данный производственный процесс. Кроме того, при подряде действует жесткая экономическая ответственность сторон — администрации и трудового коллектива в возмещении ущерба, а также в появлении дополнительного источника материального поощрения — сверхплановой экономии. В низовых подразделениях подряд в общепринятом понимании (наличие «точно оговоренной договором работы и выплаты за нее точно оговоренного вознаграждения») наиболее четко наблюдается в вышкостроении, возведении зданий, сооружений и других объектов, где могут быть соблюдены указанные условия.

Коллективная форма организации и оплаты труда на принципах хозрасчета согласуется с положениями нового хозяйственного механизма, который предусматривает планирование хозрасчетной деятельности подразделений на основе смет доходов и расходов.

Созданию механизма справедливого распределения доходов, на наш взгляд, может способствовать наличие следующих трех условий:

1) четкая организационно-производственная структура объединения, выделение для каждого отдельного производственного звена самостоятельной плановой геологической или производственно-технической задачи;

2) нормативная база, позволяющая устанавливать экономически обоснованные показатели хозрасчетной деятельности подразделений: расчетную стоимость работ, объем трудовых и материальных ресурсов на их производство;

3) бухгалтерский учет затрат, удовлетворяющий потребностям внутрипроизводственного хозрасчета, позволяющий достаточно точно учитывать издержки производства по хозрасчетным подразделениям.

Рассмотрим эти положения. В условиях нового хозяйственного механизма к организационно-производственной структуре предъявляются особые требования. Поскольку планирование, проектирование, финансирование, оценки и экономическое стимулирование будут строиться применительно к конечным результатам производства, геологические подразделения в качестве конечной «продукции» должны иметь результаты геологоразведочных работ соответствующей стадии. Подразделения, не имеющие такой «продукции», право на отдельное существование теряют. Это обстоятельство, несомненно, вызовет объективную тенденцию к концентрации геологоразведочного производства. Например, при совершенствовании организационной структуры управления, в частности в ГПО «Укргеология» (б. Мингео СССР), проходит укрупнение геологических партий и специализация вспомогательных предприятий по видам оказываемых услуг. В качестве плановых задач хозрасчетных подразделений выступают: по звеньям основного производства — геологические задания по работам соответствующей стадии геологоразведочного процесса, по вспомогательным подразделениям — виды и объемы услуг.

О нормативной базе. Выше указывалось, что объединения и предприятия, переводимые на новые условия хозяйствования, обязаны осуществить комплекс мер по укреплению внутрипроизводственного хозрасчета, предусматривающих планирование хозрасчетной деятельности производственных единиц и других структурных подразделений на основе смет доходов и расходов. В зависимости от профиля хозрасчетного подразделения его доход будут составлять средства, получаемые за выполненные работы или оказанные услуги. Величина этих средств определяется объемом работ (услуг) и расчетными ценами. Основой формирования последних должны служить трудовые, материальные и сметные нормативы, в совокупности составляющие нормативную базу предприятия.

Собственная нормативная база геологических организаций всегда была слабым местом в их экономике. Объ-

ясняется это, главным образом, ориентацией на единые и отраслевые нормативы. Между тем степень укрупнения, усреднения этих нормативов такова, что нередко делает их малоприменимыми для использования в организации внутрипроизводственного хозрасчета. Сметные нормативы к тому же содержат полные затраты на производство геологоразведочных работ, т. е. наряду с проведением собственно полевых работ они включают транспортно-заготовительные расходы, услуги подсобно-вспомогательных производств, транспортных хозяйств, общехозяйственные и другие накладные расходы. Поэтому при расчете хозрасчетных цен для конкретного подразделения требуется: во-первых, определить состав его собственных затрат и, во-вторых, использовать для расчета их планового уровня соответствующие условиям производства нормативы. При применении многолетних нормативов плановые цены следует определять с учетом мероприятий по росту производительности труда, экономии материалов, топлива, рациональному использованию оборудования. В новых условиях нормативную базу придется всемерно расширять, что, в свою очередь, потребует укрепления нормативно-исследовательской службы.

Пожалуй, наибольшие сложности при организации внутрипроизводственного хозрасчета вызывает учет издержек производства. Действительно, при невысокой в геологических экспедициях и партиях механизации учета и значительном количестве хозрасчетных подразделений объем этой работы не только не снижается, а подчас увеличивается. Чтобы не усложнять учет, можно, на наш взгляд, по бригадам и участкам сокращать перечень учитываемых материалов, оставляя в расчетных ценах только те, которые определяющим образом влияют на плановую величину затрат.

Наличие смет доходов и расходов позволяет определить валовый (хозрасчетный) доход подразделения, который распределяется нормативным методом. При установлении распределительных нормативов нужно учитывать, что взносы в бюджет, платежи министерству для образования централизованных фондов и резервов осуще-

ствляются самими объединениями. Фонды развития производства, науки и техники полностью централизуются в объединении, фонды социально-культурных мероприятий и жилищного строительства — на уровне объединения или экспедиции. До партий доводятся только нормативы образования фондов оплаты труда. На момент перехода на новые условия хозяйствования эти нормативы определялись по сложившейся базе: фонд заработной платы плюс фонд материального поощрения, предусмотренные в плане. Задача науки — по мере накопления опыта выработать методику расчета нормативов, которая в экономическом отношении ставила бы организации в равные исходные условия. Следовало бы также при установлении распределительных нормативов учитывать такие факторы, как народнохозяйственная значимость объемов работ и тяжесть, сложность условий их производства.

При выработке новых методов хозяйствования нельзя не учитывать такую особенность геологоразведочных работ, как их научно-производственный характер. Известно, что в геологических организациях четко прослеживаются две стороны их деятельности — геологическая и производственно-техническая. Получая геологическое задание, геологи начинают геологоразведочный процесс, а составлением и сдачей геологического отчета завершают его. Основой геологического отчета служит информация, полученная при проходке разведочных выработок, проведении других геологоразведочных работ. Не секрет, что интересы геологической и производственно-технической служб нередко вступают в противоречие. Геологи заинтересованы в применении высокоинформативных работ, дающих большую достоверность геологических результатов, однако эти работы не всегда экономически выгодны для производственно-технических подразделений. И поскольку при нынешних условиях метр горной пройденной выработки является надежной гарантией получения дохода, предпочтение подчас отдается производственно-технической, а не геологической стороне деятельности. В результате мы являемся свидетелями стремления гео-

логических организаций к выбору высокорентабельных работ, а в ряде случаев сокращения геологического персонала, не обладающего равноценной способностью давать дополнительную прибыль.

Для устранения этих негативных явлений специалисты ВИЭМС предложили при перестройке хозяйственного механизма осуществить разделение указанных выше двух функциональных подсистем геологоразведочного процесса. Организационной основой такой перестройки должно явиться создание службы «заказчика», скажем, в лице региональных геологических дирекций Мингео СССР. Службу «подрядчика» могут составлять существующие производственные геологические объединения.

Естественно, этот вопрос требует детальной проработки. Первый шаг в этом направлении уже сделан. В целях отработки более совершенных форм управления геологоразведочным про-

изводством в ГПО «Укргеология» (б. Мингео СССР) предусмотрено осуществить эксперимент на новой организационной основе, предусматривающей заказ-подрядный принцип взаимоотношений указанного министерства с подведомственными объединениями. В качестве основных задач заказчика определены выбор направлений геологоразведочных работ, выдача подрядным организациям геологических заданий и соответствующей документации, контроль и приемка результатов их выполнения.

Совершенствование механизма хозяйственного управления — дело живое, творческое. В геологии главный смысл этой работы заключается в том, чтобы заставить объединения, экспедиции, партии искать экономически выгодные решения полученных геологических заданий, без ущерба для достоверности получаемых результатов. В этом направлении и должна осуществляться перестройка.

УДК 553.98.04 : 658.014.1

В. П. ЩЕРБАКОВ, Э. А. КРАВЧУК (Мингео РСФСР),
В. С. СЛАВКИН, В. В. ПОПОВИН, А. П. ГИЛЬБЕРШТЕИН,
В. Е. ЗИНЬКОВСКИЙ, М. М. ШМАИН (Росспецгеология)

Эффективность подготовки запасов нефти и газа

Важнейшим вопросом планирования геологоразведочных работ (ГРП) на нефть и газ является определение обоснованных соотношений между их затратами и приростами разведанных запасов углеводородов. Проблемы планирования и прогнозирования эффективности ГРП служат предметом постоянных исследований ведущих научно-исследовательских организаций [1, 3, 5, 10]. Дальнейшее повышение эффективности в данном направлении связано с применением вычислительной техники и специального программно-математического аппарата.

В одиннадцатой пятилетке в Мингео РСФСР внедрена автоматизированная система многовариантных оптимизационных плановых расчетов [9]. Методика расчетов основана на прогнозировании геологической эффективности глубокого бурения при подго-

товке разведанных запасов УВ в зависимости от их обеспеченности динамичными запасами категории C_2 .

Опыт применения указанной методики в одиннадцатой пятилетке показал, что одним из основных моментов планирования является повышение точности прогнозирования запасов категории C_2 в зависимости от объемов поискового бурения и сейсморазведки. При среднесрочном планировании приростов запасов категории C_1 анализ динамики запасов категории C_2 позволяет оптимизировать объемы ГРП.

Выполненные исследования свидетельствуют о том, что эффективность ГРП не есть априорно задаваемая величина, зависящая только от степени перевода начальных потенциальных запасов в разведанные запасы и накопленную добычу [3], а существенно зависит от объемов ГРП на раз-

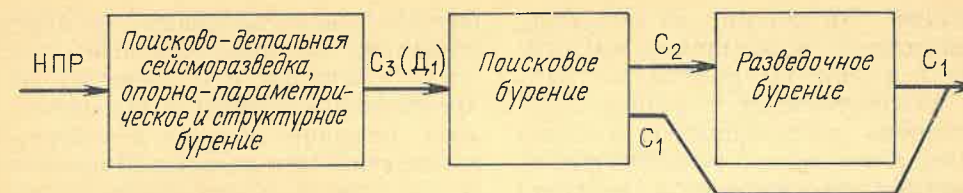


Рис. 1. Схема перевода запасов УВ в более высокие категории в процессе ГРП на нефть и газ

личных стадиях геологоразведочного процесса. Таким образом, открывается возможность управления эффективностью путем варьирования соотношений между видами ГРП на поисковой и разведочной стадиях.

Принципы геологического планирования и математическая модель геологоразведочного процесса. В рамках предложенной методики прогнозирования приростов разведанных запасов УВ итерационным путем решаются три взаимосвязанные задачи геологического планирования:

определяется оптимальное соотношение объемов сейсморазведки, поискового и разведочного бурения при установленном задании по приросту запасов;

прогнозируется прирост разведанных запасов УВ при заданных объемах определенных видов ГРП;

находится сбалансированное решение, учитывающее, с одной стороны, потребности народного хозяйства, с другой — реальное состояние производственных мощностей отрасли и возможности их развития.

Разработанная методика геологического планирования предполагает трехстадийную схему ГРП (рис. 1), при которой на предшествующей стадии готовится фронт работ для последующей.

Математическая модель ГРП представляет собой совокупность функциональных соотношений, устанавливающих количественную зависимость годовых приростов запасов УВ категорий C_1 и C_2 и нефтегазоперспективных площадей от выполненных объемов ГРП, и позволяет количественно оценивать влияние ГРП на различных стадиях на конечный результат работ отрасли.

В качестве объекта моделирования выбран производственно-геологический полигон (термин предложен

авторами), т. е. геологически однородная нефтегазоносная территория (нефтегазоносный комплекс отложений), геологоразведочные работы на которой проводятся одной производственной организацией. Такой выбор объекта моделирования преследует цель ограничить зависимость результатов ГРП от их размещения на данной территории.

В результате поисково-детальных геофизических (в основном сейсморазведочных) работ создается фонд выявленных и подготовленных к глубокому бурению объектов [2]. Эффективность сейсморазведочных работ, имеющая смысл удельного прироста площади, может быть оценена отношением суммарной перспективной площади подготовленных (выявленных) объектов к физическим объемам работ.

Модель поисково-детальных сейсморазведочных работ можно представить зависимостью количества выявленных и подготовленных к бурению объектов в году t от физических объемов работ:

$$\Delta N_{j,t} = \omega_{j,(t-\Delta t)} r_{t-\Delta t} L_{t-\Delta t}; \quad (j=1, 3), \quad (1)$$

где $\Delta N_{j,t}$ — количество выявленных ($j=3$) и подготовленных к бурению ($j=1$) объектов за год t ; $r_{t-\Delta t}$ — объем поисково-детальных сейсморазведочных работ; $\omega_{j,(t-\Delta t)}$ — эффективность при выявлении ($j=1$) и подготовке ($j=2$) объектов к глубокому бурению; $L_{t-\Delta t}$ — средняя площадь объекта; Δt — временной сдвиг между годом завершения полевых работ на объекте и передачей его для производства глубокого бурения, т. е. период окончательной обработки геофизических данных.

Фонд нефтегазоперспективных структур и объектов, с точки зрения его освоения в планируемом периоде, не-

однороден. Он состоит из объектов, расположенных в различных геологических и физико-географических районах, подготовленных в разные годы с различной достоверностью и отличающихся по своим геометрическим параметрам, прогнозным и перспективным ресурсам и др. Условно фонд нефтегазоперспективных объектов может быть разделен на две части: активную и пассивную. К последней относятся те объекты, которые в течение планируемого периода не будут введены в бурение (неясные перспективы нефтегазоносности отдельных районов и комплексов отложений, труднодоступные области, большие глубины залегания возможно продуктивных горизонтов и др.). Так, к этой части фонда в «Главтюменьгеологии» следует отнести структуры, подготовленные на севере Тюменской области вторично по глубоким (4—5 км) горизонтам, или в ПГО «Удмуртгеология» — объекты, приуроченные к зонам развития залежей с высоковязкой нефтью и др. Пассивные объекты, как правило, долгие годы находятся в фонде без движения. Объекты активной части фонда являются основным резервом для размещения объемов поискового бурения. В исключительных случаях опоисковываются выявленные объекты, которые в дальнейшем детализируются.

Анализ освоенного бурением фонда структур показывает, что вводимые в опоискование объекты могут быть классифицированы по перспективности, исходя из значений текущей успешности поиска месторождений. Под текущей успешностью поиска месторождений понимается отношение числа открытых месторождений на объектах какого-либо класса на любой текущий момент времени к общему количеству объектов того же класса, введенных в бурение в течение рассматриваемого периода. Так, если за семь лет в бурение введено 30 объектов определенного класса, на которых в течение восьми лет с начала их опоискования открыто 10 месторождений, то величина текущей успешности поиска месторождений к концу восьмого года составит 0,3. Легко заметить, что по мере того как будет окончательно оцениваться все

большее число введенных в бурение объектов, значение текущей успешности может расти и достигнет своей предельной величины после однозначного решения вопроса о нефтегазоперспективности на всех 30 площадях.

Абсолютные значения текущей успешности поиска месторождений для каждого класса, как и число самих классов, в различных организациях, естественно, могут отличаться. Так, в ПГО «Ухтанефтегазгеология» фонд введенных в течение одиннадцатой пятилетки в бурение площадей (а следовательно, и находящихся в резерве) может быть разделен на три класса. Первый класс, характеризующийся средним значением текущей успешности за этот период 0,244, составляют подготовленные к бурению объекты, продолжительность пребывания которых в резерве не превышает двух лет. Ко второму классу со средним значением текущей успешности 0,133 отнесены подготовленные к бурению объекты, бывшие в резерве свыше двух лет. В третий класс со средним значением текущей успешности 0,103 выделены объекты, введенные в бурение без подготовки. В организациях с высокой обеспеченностью поискового бурения фондом резервных объектов (ПГО «Удмуртгеология») третьего класса может не быть.

В зависимости от конкретного объекта планирования введенные в бурение площади могут группироваться в отдельные классы (отличающиеся значениями текущей успешности поиска месторождений) по другим критериям (размер перспективной площади, прогнозные и перспективные ресурсы, глубина залегания продуктивных горизонтов и др.). Непременным условием является лишь стабильность значений текущей успешности, а также коэффициентов ввода площадей в бурение на объектах одного класса.

Коэффициент ввода в бурение определяется отношением числа объектов определенного класса, введенных в бурение в течение года, к количеству объектов того же класса, находящихся в резерве на начало данного года. Так, если в резервном фонде на

01.01.1985 г. находится 40 объектов какого-либо класса и в течение 1985 г. в бурение введено 10 объектов того же класса, то указанный коэффициент составит 0,25.

Значения текущей успешности и коэффициентов ввода определяются по ретроспективным данным. Для средне- и долгосрочного перспективного планирования эти данные нуждаются в экспертной корректировке, учитывающей тенденции изменения структуры перспективных ресурсов и запасов углеводородного сырья, а также возможные достижения научно-технического прогресса.

Предлагаемые математические модели предусматривают размещение объемов поискового бурения прежде всего на объектах первого класса, характеризующихся наибольшими значениями текущей успешности. Оставшиеся объемы поискового бурения используются для ввода в глубокое бурение объектов второго класса, а затем и третьего. Таким образом, моделируется представление о первоочередном вводе в бурение наиболее перспективных объектов. Коэффициенты ввода при этом отражают сложившиеся организационно-технические предпосылки освоения структур различного класса. В принципе всегда целесообразно использование поискового бурения для полного покрытия объектов первого класса. Однако реальное размещение буровых мощностей, возможности перемещения буровых станков, завоза грузов в навигацию или по зимникам могут ограничивать опоискование первоочередных объектов. Так, в ПГО «Ухтанефтегазгеология» реальные коэффициенты ввода площадей первого класса составляют только 0,4. Увеличение коэффициентов ввода в бурение объектов первого класса является одним из важных средств повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ.

Важной для планирования особенностью поискового процесса является его протяженность во времени. Опоискование перспективной площади бурением в среднем по РСФСР продолжается 2—4 года, поэтому оценивать годовой прирост запасов УВ категорий C_2 на новых месторождениях в

зависимости от объема поискового бурения в этом же году было бы неверным. Предлагается следующим образом учитывать продолжительность периода опоискования бурением одной площади.

Для каждого года рассчитывается усредненный объем бурения. Например, если выбрано 20 контрольных объектов (не обязательно введенных в бурение одновременно) и в первый год суммарная поисковая проходка на них составила 36 тыс. м, во второй год — 20 тыс. м, а в третий год бурение велось только на пяти объектах в объеме 4 тыс. м, то средние годовые объемы бурения для первого, второго и третьего годов принимаются равными соответственно 1,8; 1,0 и 0,2 тыс. м.

Аналогично рассчитываются среднегодовые приросты запасов УВ категорий C_1 и C_2 на одном месторождении, при этом одновременно определяются их относительные величины в процентах от суммарного прироста запасов. Так, если в течение ретроспективного периода было открыто всего 10 месторождений: в первом году — два месторождения с суммарной оценкой 23 млн. т $C_2 + 1$ млн. т C_1 , во втором году — пять месторождений с суммарной оценкой 48 млн. т $C_2 + 2,5$ млн. т C_1 и в третьем году три месторождения с запасами 29 млн. т $C_2 + 1,5$ млн. т C_1 , то средние запасы месторождения составят 10 млн. т $C_2 + 0,5$ млн. т C_1 , а средние относительные приросты запасов УВ в первом, втором и третьем годах поисков будут соответственно около 23; 48 и 29 %.

Годовой объем поискового бурения рассчитывается суммированием проходки на вновь введенных в бурение площадях, находящихся в опоисковании второй, третий годы и т. д. В качестве условного примера рассмотрим расчет поисковой проходки и прирост запасов в результате открытия новых месторождений в 1988 г. В бурении будут находиться 18 объектов, на 8 из которых бурение будет вестись первый год, на 6 — второй год и на 4 — третий год. При этом поисковая проходка в 1988 г. составит

$$1,8 \cdot 8 + 1,0 \cdot 6 + 0,2 \cdot 4 = 21,2 \text{ тыс. м.}$$

При значении текущей успешности 0,5 прирост запасов в том же году составит:

$$(10 \text{ млн. т } C_2 + 0,5 \text{ млн. т } C_1) \times \\ \times (8 \cdot 0,5 \cdot 0,23 + 6 \cdot 0,5 \cdot 0,48 + 4 \cdot 0,5 \times \\ \times 0,29) = 29 \text{ млн. т } C_2 + 1,45 \text{ млн. т } C_1.$$

Количество объектов, введенных в опоскование, находится из выражения

$$P_{l,t} = \begin{cases} = 0, & \text{если } P_{(l-1),t} < \\ < C_{(l-1),t} N_{(l-1),t} \\ \geq 0 \leq C_{l,t} N_{l,t}, & \text{если} \end{cases} \quad (2)$$

где $P_{l,t}$ — число объектов l -го класса, введенное в бурение в году t ; $N_{l,t}$ — количество объектов l -го класса в фонде на начало года t ; $C_{l,t}$ — коэффициент ввода в бурение объектов l -го класса.

Данное выражение отражает следующий принцип динамики ввода площадей в бурение:

в первую очередь опосковываются объекты класса 1;

при их дефиците опосковываются объекты класса 2;

при дефиците объектов классов 1 и 2 опосковываются объекты класса 3.

Объем поискового бурения за год $t(h_{2,t})$ определяется по формуле

$$h_{2,t} = \sum_{i=t-n+1}^t P_{l,t} h_{l,t-i+1}, \quad (3)$$

где $h_{l,t}$ — средний объем бурения на объекте в течение i -го года поисков.

Для моделирования количества открытий на объектах, введенных в поиски в году $t(m_t)$, используется соотношение

$$m_t = \sum_{l=1}^n P_{l,t} U_{l,t}; \quad U_{l,t} = \begin{cases} 0, & \text{если } \rho_l < b_l \\ 1, & \text{если } \rho_l \geq b_l, \end{cases} \quad (4)$$

где b_l — текущая успешность поиска месторождений для объектов данного класса; ρ_l — очередная реализация случайной величины, равномерно распределенной на единичном отрезке.

Для определения годовых приростов запасов УВ категорий C_1 и C_2 на

новых месторождениях ($y_{n_1,t}$; $y_{n_2,t}$) использовано соотношение

$$y_{n_j,t} = \sum_{i=t-n+1}^t m_i d_{j,i} v_{i-i+1}; \quad (j=1,2), \quad (5)$$

где v_i ($i=1,n$) — средняя доля прироста запасов в i -м году опоскования; $d_{j,i}$ — средний прирост запасов j -й категории в результате открытия нового месторождения в году t .

Пример расчета объемов поискового бурения на 1988 г. и прогнозируемых при этом приростов запасов УВ категорий C_1 и C_2 по формулам (3), (4) и (5) приведен выше.

Для прогнозирования годового прироста запасов УВ категории C_1 на открытых месторождениях использован подход, при котором средняя эффективность разведочного бурения оценивается по обеспеченности динамичными запасами УВ категории C_2 , при увеличении которых средняя эффективность бурения возрастает до максимальных значений, обусловленных геологическими факторами [9]. Критерием для выбора рационального объема разведочного бурения при таком подходе служит нижний предел замыкающей эффективности бурения, т. е. удельный прирост запасов на метр разведочной проходки, достигнутый на объектах с наименьшей плотностью запасов из числа находящихся в разведочном бурении в исследуемом году. Такой подход приводит к нелинейной зависимости прироста запасов УВ от объемов разведочного бурения и текущего состояния динамичных запасов УВ категории C_2 :

$$y_{p_1,t} = A_t \Gamma_{2,t} \times \\ \times [1 - \exp(-a_t h_{1,t} / A_t \Gamma_{2,t})], \quad (6)$$

где $y_{p_1,t}$ — прирост разведанных запасов, достигнутый переводом из динамичных запасов категории C_2 ; A_t — плавно меняющийся во времени коэффициент, отражающий подтверждаемость запасов категории C_2 , а также среднюю продолжительность разведки месторождения; $\Gamma_{2,t}$ — состояние динамичных запасов УВ на начало года t ; a_t — текущее значение эффективности разведочного бурения на лучшем участке данной группы месторождений.

Основное свойство зависимости (6) заключается в том, что описываемый ею удельный прирост разведанных запасов в расчете на 1 м бурения ($y_{p_1,t}/h_{1,t}$) уменьшается до нуля при снижении обеспеченности запасами категории C_2 годового объема бурения.

Изменение количества выявленных и подготовленных к бурению объектов, а также размера запасов УВ категории C_2 описывается следующими соотношениями:

$$N_{1,(t+1)} = (N_{1,t} - P_{1,t})/2 + \Delta N_{1,t}, \quad (7)$$

$$N_{2,(t+1)} = N_{2,t} + (N_{1,t} - P_{1,t})/2 - P_{2,t}, \quad (8)$$

$$N_{3,(t+1)} = N_{3,t} - \Delta N_{1,t} - P_{3,t} + \Delta N_{3,t}, \quad (9)$$

$$\Gamma_{2,(t+1)} = \Gamma_{2,t} + y_{n_2,t} - \kappa_{1,2} y_{p_1,t}, \quad (10)$$

где $\kappa_{1,2}$ — коэффициент подтверждаемости запасов УВ категории C_2 при их переводе в категорию C_1 .

Таким образом, принципиальная схема определения прироста разведанных запасов УВ в плановом периоде по заданным объемам работ состоит из следующих этапов:

по заданному объему поисково-детальных сейсморазведочных работ и их эффективности рассчитывается количество выявленных и подготовленных объектов в текущем году;

по коэффициентам ввода объектов в бурение, состоянию резервного фонда на начало текущего года и объему поискового бурения в том же году определяется количество введенных в бурение площадей;

исходя из значений текущей успешности рассчитывается ожидаемое число открытий;

по временному распределению прироста запасов рассчитываются годовые приросты запасов УВ категорий C_1 и C_2 вновь открытых месторождений;

по текущему состоянию динамичных запасов категории C_2 и заданному объему разведочного бурения определяется годовой прирост разведанных запасов УВ;

по балансовым соотношениям определяется количество выявленных и подготовленных объектов (в отдельности по каждому классу), а также состояние динамичных запасов УВ категории C_2 на начало следующего года.

Расчет прироста запасов для последующего года производится аналогичным образом. Приведенная схема позволяет решить основную задачу отраслевого геологического планирования — определение минимальных объемов ГРП для выполнения установленных заданий по приросту разведанных запасов УВ. Задача решается на ЭВМ методом направленного перебора различных вариантов объемов ГРП, для чего разработан специальный программно-методический комплекс — автоматизированная система многовариантных оптимизационных плановых расчетов.

Пример планового расчета по рекомендуемой методике. Проведению плановых расчетов предшествует определение значений параметров математических моделей по ретроспективным данным (табл. 1, 2, 3).

Средний временной сдвиг между завершением полевых работ и передачей объекта для производства глубокого бурения определяется путем сравнительного анализа по годам динамики объемов работ и количества подготавливаемых объектов (рис. 2). В примере временной сдвиг равен нулю.

Ниже приведен расчет среднегодовых объемов поискового бурения на объекте. Пусть в течение ретроспективного периода было опосковано 204 одновременно введенных в бурение объекта, на которых поисковая проходка по годам распределена следующим образом:

	тыс. м
Первый год	402,208
Второй "	181,851
Третий "	98,817
Четвертый "	42,826
Пятый "	2,612

При этом среднегодовой метраж бурения на одном объекте за первый,

Таблица 1

Расчет эффективности поисково-детальных сейсморазведочных работ

Показатель	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.	1982 г.	1983 г.	Итого
Объекты, подготовленные к бурению:								
число	27	23	36	38	36	36	37	233
суммарная площадь, км ²	4441	4841	5185	5563	5767	5904,9	6457,5	37659,4
Средняя площадь, км ²	164,48	188,74	144,03	146,39	160,19	164,03	174,53	161,63
Число выявленных в течение года объектов	21	42	28	56	73	36	37	293
Объем поисково-детальных сейсморазведочных работ, км	14881	17984	18507	23504	23531	17008	17722	136637
Эффективность сейсморазведочных работ:								
при подготовке объектов, км ² /км	0,309	0,241	0,280	0,237	0,245	0,347	0,364	0,284
при выявлении площадей, шт/км	0,001	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002

Таблица 2

Расчет коэффициентов ввода объектов в бурение (по классам 1—3)

Год	Число объектов на начало года			Число объектов, введенных в бурение			Коэффициент ввода		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1978	56	44	99	8	15	9	0,143	0,341	0,091
1979	42	61	11	13	5	22	0,310	0,082	0,198
1980	52	65	10	9	9	10	0,173	0,138	0,097
1981	68	69	131	14	11	11	0,206	0,159	0,084
1982	81	80	170	12	13	18	0,148	0,163	0,106
Среднее	—	—	—	—	—	—	0,196	0,177	0,115

Таблица 3

Расчет текущей успешности поиска месторождений (по классам 1—3)

Год	Число объектов, введенных в бурение			Число месторождений, открытых на этих объектах			Текущая успешность поиска месторождений		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1977	6	8	8	1	3	2	0,167	0,375	0,250
1978	8	15	9	3	6	1	0,375	0,400	0,111
1979	13	5	24	7	2	3	0,538	0,400	0,125
1980	9	9	10	3	4	3	0,333	0,444	0,300
1981	14	11	11	4	3	4	0,286	0,273	0,364
1982	12	13	18	4	3	4	0,333	0,231	0,222
Всего	62	61	80	22	21	17	—	—	—
Среднее	—	—	—	—	—	—	0,355	0,344	0,213

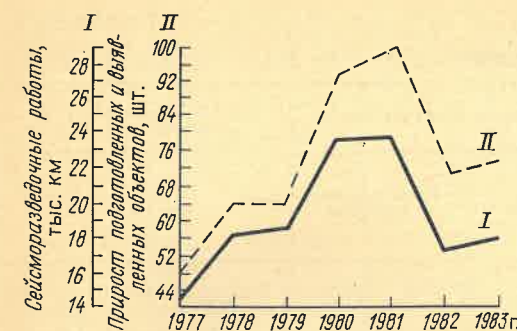


Рис. 2. Определение среднего временного сдвига между годом завершения полевых сейсморазведочных работ на объекте и годом его передачи для производства глубокого бурения

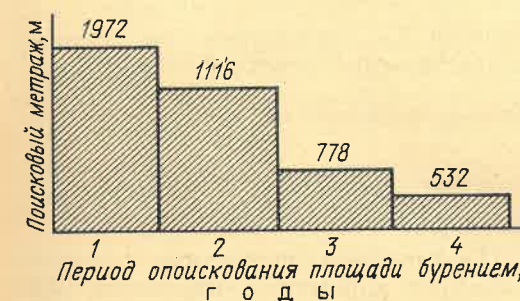


Рис. 3. Распределение среднегодовой проходки на одном объекте за период его опоскования

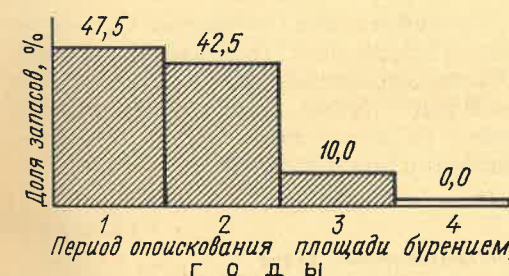


Рис. 4. Распределение среднегодовых приростов запасов УВ на одном объекте за период его опоскования

второй, третий и четвертый годы опоскования составит соответственно 1972, 1116, 778 и 532 м. Незначительный объем проходки пятого года учтен в объеме бурения четвертого года (рис. 3).

Распределение относительных приростов запасов УВ за период опоскования отдельного объекта аналогично распределению объемов поискового бурения. Пусть на площадях, опоскованных бурением в течение ретроспективного периода, было открыто 39 месторождений нефти с сум-

марной оценкой 754,2 усл. ед. по категориям $C_1 + C_2$; из них в первый год было открыто 15 месторождений с суммарной оценкой 358,2 усл. ед.; во второй год — 17 месторождений с суммарной оценкой 320,5 усл. ед.; в третий год — 7 месторождений с суммарной оценкой 75,4 усл. ед., в четвертый год открытий не было (рис. 4).

Средние запасы месторождений определяются с учетом средней подтверждаемости запасов УВ категории C_2 . Для этого начальная оценка запасов категории C_2 нового месторождения корректируется с учетом его суммарной оценки на время окончания ретроспективного периода. Одновременно исследуется тенденция изменения средних запасов месторождений (табл. 4).

Приведенные данные отражают падение средней величины запасов месторождения, поэтому в расчетах использованы средние запасы месторождения на начало планового периода. Для расчета параметров модели разведочной стадии ГРП (коэффициентов освоения динамических запасов категории C_2 и наивысшей эффективности разведочного бурения) используются ретроспективные данные:

годовые объемы разведочного бурения;

состояние динамических запасов категории C_2 на начало каждого года ретроспективного периода;

годовые приросты разведанных запасов, полученные переводом из динамических запасов категории C_2 .

По этим данным рассчитываются фактические годовые значения коэффициентов обеспеченности разведочного метража запасами категории C_2 и эффективности разведочного бурения при переводе запасов из категории C_2 в категорию C_1 (табл. 5).

Полученные значения коэффициентов обеспеченности и эффективности разведочного бурения аппроксимируются зависимостью

$$a = AU[1 - \exp(-a/AU)], \quad (11)$$

где a — модельное значение коэффициента эффективности разведочного бурения; U — значение коэффициента обеспеченности объемов разведочного бурения динамическими запасами УВ категории C_2 ; A , a — параметры мо-

Таблица 4

Изменение средних запасов месторождения во времени

Год	Количество открытых месторождений	Суммарная оценка по категориям $C_1 + C_2$ на конец ретроспективного периода, усл. ед.	Оценка на год открытия, усл. ед.		Средние запасы на месторождении, усл. ед.	
			Категория C_1	Категория C_2 (уточненная)	Категория C_1	Категория C_2
1977	5	74,8	3,1	71,7	0,61	14,3
1978	4	56,2	9,7	46,5	2,46	11,6
1979	5	56,7	10,5	46,2	20,7	9,3
1980	9	41,1	4,8	36,3	0,61	4,0
1981	16	96,9	9,7	87,2	0,61	4,4

делирующей зависимости; их оптимальные значения соответствуют искомым величинам, коэффициенту освоения динамичных запасов и соответственно наивысшей эффективности бурения.

Оптимизация параметров осуществляется по критерию наименьших квадратов на ЭВМ. Получены следующие значения: коэффициент освоения 0,37, наивысшая эффективность 0,57 усл. ед./м.

В связи с ожидаемым усложнением геологических условий в расчетах условно принято снижение наивысшей эффективности разведочного бурения к концу планового периода до 0,14 усл. ед./м.

Начальное состояние резервного фонда и динамичных запасов УВ ка-

тегории C_2 определены по данным статистической отчетности (усл. ед.):

Количество объектов класса 1	70
" " " 2	80
" " " 3	114
Динамичные запасы нефти категории C_2	228,6

На основании полученных значений исходных параметров определен прирост разведанных запасов нефти при заданных объемах бурения 13,5 млн. м и поисково-детальных сейсморазведочных работ 193,5 тыс. км (табл. 6).

Разработанная методика планирования позволяет составлять строго сбалансированные по объектам оптимальные планы геологоразведочных работ на различных стадиях поиска и разведки месторождений.

Таблица 5

Расчет параметров модели разведочной стадии геологоразведочных работ

Параметр	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.	1982 г.	1983 г.
Объем разведочного бурения, тыс. м	275,7	466,1	498,8	713,3	749,6	836,3	1049,9
Состояние динамичных запасов УВ категории C_2 , усл. ед.	200,1	274,6	375,5	452,9	400,0	342,9	285,7
Прирост запасов УВ категории C_1 , усл. ед.	81,5	134,3	147,0	185,0	99,9	119,7	90,5
Коэффициент обеспеченности объемов разведочного бурения динамичными запасами, усл. ед./м	0,73	0,59	0,75	0,63	0,53	0,41	0,27
Коэффициент эффективности разведочного бурения, усл. ед./м	0,30	0,29	0,29	0,26	0,13	0,14	0,09

Таблица 6

Расчет пятилетнего плана прироста разведанных запасов нефти

Показатель	Годы пятилетнего периода				
	1	2	3	4	5
Прирост запасов нефти категории C_1 , усл. ед.	119,201	89,647	72,680	69,537	75,673
Состояние динамичных запасов нефти категории C_1 на начало года, усл. ед.	171,343	122,568	106,330	110,784	124,218
Число объектов, подготовленных к бурению	55	66	79	95	115
Состояние резервного фонда на начало года:	198	217	244	279	323
класс 1	73	84	100	119	143
" 2	125	133	144	160	180
" 3	114	115	123	136	157
Число объектов, введенных в бурение:	49	48	51	54	59
класс 1	14	16	19	23	28
" 2	22	23	25	28	31
" 3	13	9	7	3	0
Объем глубокого бурения, тыс. м:	3131,494	2563,376	2283,512	2475,392	3046,314
поисковое	207,207	212,427	219,993	231,693	246,061
разведочное	2924,287	2350,949	2063,519	2243,699	2800,253
Объем поисково-детальных сейсморазведочных работ, км	26,01	31,21	37,45	44,95	53,93

Рекомендации планирования на основе программно-методического комплекса могут быть использованы для оперативных проработок плановых решений по отдельным ПГО, а также производственными организациями с целью подготовки предложений в планирующие отраслевые и народнохозяйственные органы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баймухаметов К. С., Саттаров М. М. Об одной вероятностно-статистической модели прогнозирования запасов нефти.— Геология нефти и газа, 1975, № 3, с. 63—66.
2. Ванюшин В. А., Горштейн В. Л. Методы теории статистических решений в геологических исследованиях. Обзор. Математические методы исследования в геологии. М.: ВИЭМС, 1982.
3. Зависимость эффективности поисково-разведочных работ от степени разведанности потенциальных ресурсов нефти и газа/М. Ш. Моделевский, О. В. Васильева, С. Л. Фельдман, В. В. Шимановский.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1977, № 11, с. 11—14.

4. Кунин Н. Я. Подготовка структур к глубокому бурению для поисков залежей нефти и газа. М.: Недра, 1981.
5. Лейбсон М. Г. К методике перспективного планирования поисково-разведочных работ на нефть и газ.— Геология нефти и газа, 1982, № 11, с. 12—17.
6. Методические указания по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. М.: ВНИГНИ, 1983.
7. О некоторых аспектах совершенствования планирования геологоразведочных работ на нефть и газ/В. П. Щербаков, Л. Б. Пуркин, В. С. Славкин и др.— Геология нефти и газа, 1982, № 7, с. 1—5.
8. Сидоренко А. В., Арбатов А. А., Мирлин Г. А. Минеральные ресурсы: проблема обеспеченности.— В кн.: Природные ресурсы и окружающая среда. Достижения и перспективы. Вып. 7. М., 1979, с. 12—27.
9. Славкин В. С., Гильберштейн А. П., Пуркин Л. Б. Математическая модель зависимости эффективности разведочного бурения на нефть от удельной обеспеченности объемов разведочного бурения запасами категории C_2 —Геология нефти и газа, 1982, № 1, с. 57—59.
10. Шпильман В. И. Использование методов математической статистики при подсчете прогнозных запасов нефти и газа в Западной Сибири.— Геология нефти и газа, 1970, № 3, с. 31—37.

Рудноформационный анализ при геологосъемочных работах

Применение рудноформационного анализа (РФА) при геологосъемочных работах на территориях с разнотипным и мало изученным оруденением затруднительно вследствие: 1) неточности самого понятия рудной формации (РФ) как совокупности только месторождений; 2) нередкой конвергентности определяющих вещественных признаков; 3) отсутствия четких критериев области существования РФ. Проблема отчасти решается, если к РФ в общепринятой формулировке относить, помимо месторождений, сопутствующие рудные образования независимо от их размеров, как это принято, например, в учении о геологических формациях. Подобный подход применили авторы при изучении вещественного состава руд, связанных с позднемезозойским этапом тектоно-магматической активизации зоны Станового глубинного разлома на границе Алданского щита и Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы.

Район относится к центральной части Станового глубинного разлома — широкой (50—150 км), сложно построенной, мозаично-блоковой, местами чешуйчатой структуры. Регион слагают три структурно-вещественных комплекса: 1) раннеархейский метабазит-гранулитовый, неравномерно диафторированный ремобилизованный в раннем протерозое (комплекс основания, Становой); 2) позднеархейско-раннепротерозойский амфиболит-гнейсовый (эвгеосинклинальный троговый); 3) мезозойский гранитоидный с подчиненной ролью вулканитов трахиандезит-риолитовой формации и терригенных пород молассоидной формации (эпилатформенный орогенно-магматический).

Металлогеническую специализацию региона определяет гидротермальное молибденовое оруденение, которое, по мнению большинства исследователей [3, 5], парагенетически связано с раннемеловым вулканоплутоническим комплексом. Максимальная концентрация рудного вещества установлена в Сирикском и Тогунаасском рудном узлах, Сутамском рудном районе. В процессе тематических научно-исследовательских работ, сопровождавших проводимую ПГО «Аэрогеология» геологическую съемку разных масштабов, был изучен вещественный состав молибденовых, полиметаллических, сурьмяно-ртутных руд и околорудных метасоматитов на 11 объектах. Отдельные из них изучены и описаны ранее [1, 2, 5, 6]. Трудности рудноформационного анализа связаны с наличием в пределах региона разнотипной эндогенной минерализации и слабой изученностью отдельных рудных объектов (полное отсутствие данных по особенностям их геологического строения и вещественного состава руд на глубину).

В пределах Сирикского узла исследованы проявления медно-молибденовой (Нижневыходное), молибден-полиметаллической (Ледяной, Кусок), полиметаллической (Пила) и золото-серебряной минерализации. Оруденение локализуется в тектонических трещинах высокого порядка и генетически связано с формированием калишпат-кварцевых метасоматитов, березитов, пропилитов, аргиллизитов, разви-

вающих по меловым гранитоидным штокам (молибденовое оруденение) и докембрийским супракраустальным породам. Встречаются кварцевые жилы, штокверки и зоны сульфидной вкрапленности в метасоматитах разного состава.

Проявления медно-молибденовой, молибден-полиметаллической и полиметаллической минерализации локализируются в раннемеловых штоках и штокообразных телах кварцевых монодиоритов, гранит-порфиров, кварцевых диоритов. Типовой объект здесь медно-молибденовое рудопоявление Нижневыходное, локализованное в северной части позднеюрско-раннемелового гранитоидного плутона (рис. 1). Молибденовая минерализация связана с кварцевым штокверком в неравномерно альбитизированных, калишпатизированных, окварцованных лейкократовых гранитоидах. Рудные тела представляют собой линейно вытянутые зоны жильно-прожилкового окварцевания в пологопадающих (30—50°) на юг трещинах. Прожилки и жилы мощностью до 30 см сложены разнотипным кварцем с мелкодисперсным молибденитом, в небольшом количестве встречаются серицит, новообразованный калишпат, карбонат, хлорит. В участках совмещения с медной минерализацией отмечаются халькопирит, пирит, магнетит, гематит, общее содержание которых 1—2%. Мелкие проявления существенно медной минерализации в виде сульфидной вкрапленности приурочены к крутопадающим широтным разломам, более поздним по отношению к пологим трещинам, вмещающим молибденовое оруденение. Главные рудные минералы — халькопирит, пирит, второстепенные — борнит, молибденит, редкие — бенжаменит, фрейбергит. Нерудные новообразованные минералы — калишпат, серицит, хлорит, карбонаты, мелко-тонкозернистый, реже стебельчатый, друзовидный кварц.

Золото-серебряные рудопоявления приурочены к пересечению широтной троговой докембрийской структуры северо-восточной дайковой (раннемеловые дациты, гранит-порфиры, андезиты) зоной. На одном из рудопоявлений (рис. 2) рудные тела представлены метасоматическими жилами окремненных халцедоновидных микробрекчий, неравномерно лимонитизированных, гематитизированных, с мало-мощными прожилками друзовидного кварца. В составе руд резко преобладают тонкозернистый кварц с постоянной примесью глинисто-гидрослюдистого вещества (2—3%), гидроокислов железа (0,5—5%) и гематита (5—10%). С прожилками друзовидного кварца ассоциирует барит (2—5%). Иногда отмечается флюорит. Из первичных рудных минералов установлены пирит, галенит, сфалерит, молибденит, аргентит.

Центральную часть Тогунаасского рудного узла занимает стратопалеовулкан Тогунас, сложенный трахиандезитами и их туфами, трахилипаритами и их туфолавами, игнимбри-топодобными флюид-порфирами. Общая мощность вулканитов около 500 м [5]. Фундамент вулкана и периферия Тогунаасской кольцевой структуры сложены докембрийскими кристал-

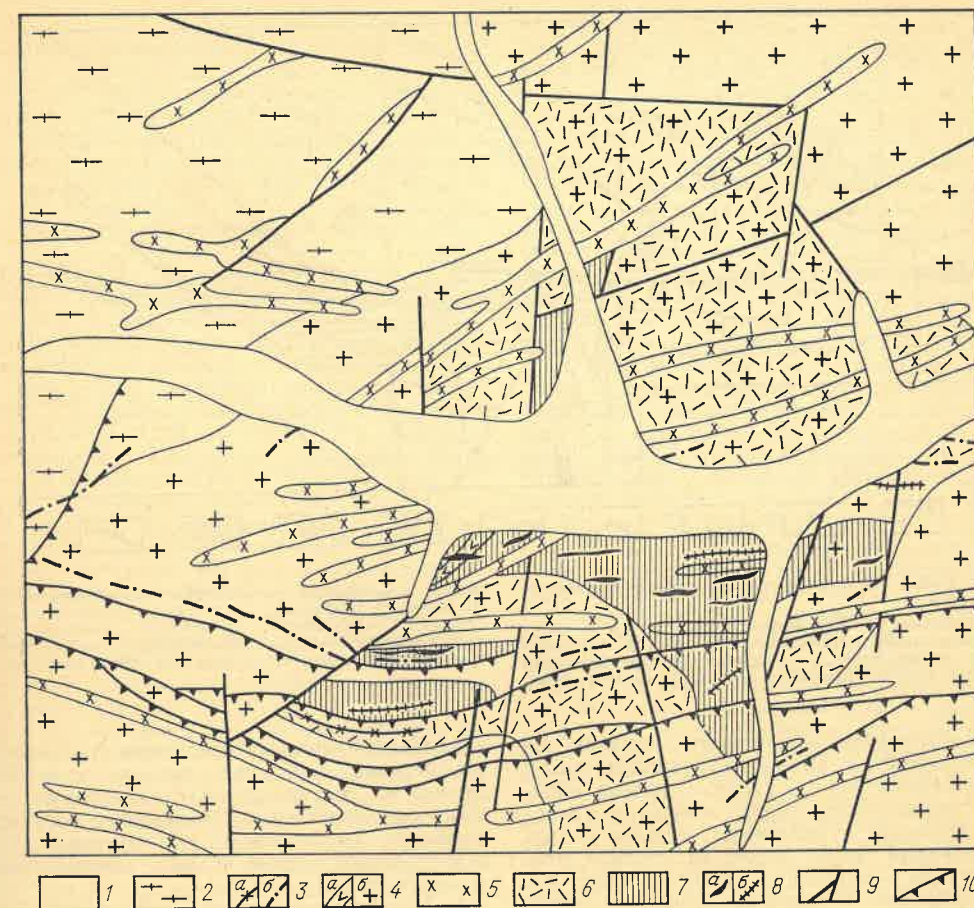


Рис. 1. Схема геологического строения рудопоявления Нижневыходное:

1 — современный аллювий; 2 — биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты Станового комплекса; 3 — раннемеловые дайки (а — гранодиорит-порфиры, б — микродиориты диорит-порфиров, лампрофиров); 4 — позднеюрско-раннемеловые интрузии (а — гранодиорит-порфиры, б — гранодиориты, диориты, адамеллиты); 5 — диориты так-

ситовые (краевая фация); 6 — калишпатизированные гранитоиды с редкими кварцевыми прожилками; 7 — то же, с более густой сетью кварцевых прожилков, иногда молибденитосодержащих; 8 — зоны интенсивного окварцевания (линейно-штокверкового типа) с молибденитом (а) и медно-молибденовым (б) оруденением; 9 — разрывные нарушения; 10 — то же, с пологим (30—50°) падением сместителя

лическими образованиями при господствующей роли раннепротерозойских биотитовых гранитов. Повсеместно распространены раннемеловые гипабиссальные интрузии — штоки монодиоритов, дайки гранодиорит- и граносиенит-порфиров преимущественно северо-восточного простирания.

В пределах Тогунаасского узла изучены проявления Штоковое, Дениска и Чиктыкан. На одном рудопоявлении, приуроченном к дайкообразному телу гранодиорит-порфиров — дацитов, подвергшихся мощной аргиллизации, серицитизации и лимонитизации, фиксируется золото-серебряная (кварцевые жилы и прожилки в аргиллизитах с вкрапленностью сульфидов, сульфосолей) и медно-молибденовая (вкрапленность молибденита, халькопирита, пирита в пропилитизированных катаклазированных раннепротерозойских гранитах на контакте с раннемеловым монодиоритовым штоком) минерализация. Рудопоявление представлено кварцево-жильной зоной в нижнеме-

ловых туфолавах липарито-дацитов, прорванных дайками гранодиорит-порфиров. В составе жильного выполнения преобладает друзовый ритмично-полосчатый кварц с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, аргентита.

В пределах Сутамского рудного района изучался вещественный состав руд медно-молибденового проявления Бадис, описанного ранее [1, 2, 5, 6], а также сурьмяно-ртутного проявления Мугикта. Последнее слагают диафторированные нижнеархейские кристаллические сланцы, гранулиты, кварциты, прорванные мощными штокообразными телами позднеюрских гранитов и раннемеловыми дайками гранит- и гранодиорит-порфиров. Рудные зоны сложены неравномерно аргиллизированными, карбонатизированными, лимонитизированными катаклазитами, брекчиями со спорадической вкрапленностью сульфидов железа, ртути, сурьмы и мышьяка. Интенсивное прожилково-вкрапленное и гнездовое оруденение приуро-

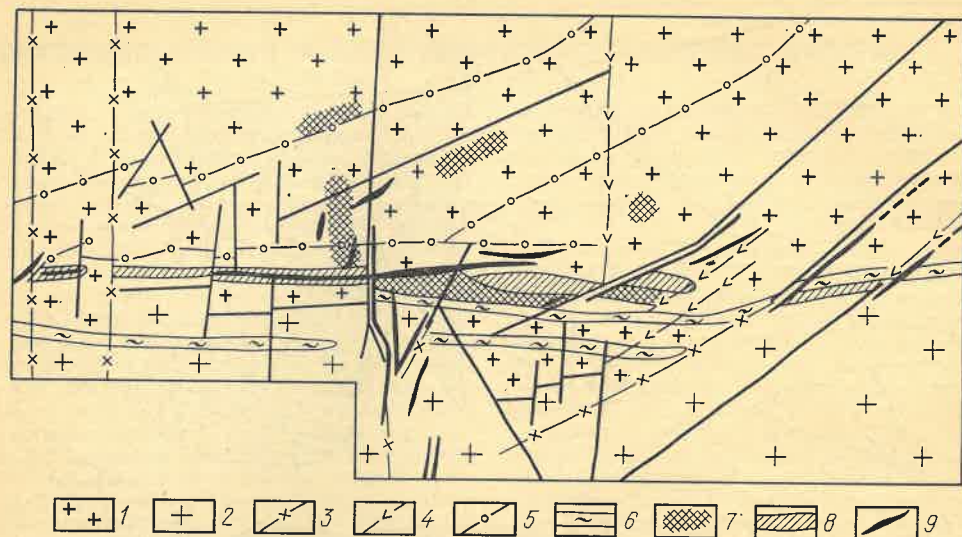


Рис. 2. Схема геологического строения рудопроявления Еловое:

1 — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы с прослоями амфиболитов (поздний архей — ранний протерозой); 2 — граниты биотит-амфиболовые, аляскитовые (ранний протерозой); раннемеловые

чено к мелким северо-восточным трещинам, сопровождающимся интенсивной каолинизацией и окремнением пород. Главные рудные минералы: мельникит, пирит, антимонит, киноварь, реальгар, аурипигмент; жильные — халцедоновидный кварц, диксит, гидрослюда; второстепенные — марказит, метациннабарит, барит, флюорит. Отмечаются единичные зерна галенита, сфалерита.

Рудные формации выделялись по методике, предложенной Р. М. Константиновым (1966 г.) с предварительным стадийным анализом. Понятие рудной стадии принимается в трактовке И. Н. Кигая (1966 г.), согласно которой каждая стадия гидротермального рудообразования должна отличаться качественными изменениями состава руд и сопутствующих окколорудных метасоматитов.

Изучение вещественного состава руд рассматриваемого района позволило выявить последовательность образования минеральных ассоциаций: магнетитовая — молибденит-кварцевая — пирит-халькопиритовая — пиритовая (колчеданная) — галенит-сфалеритовая с карбонатом — гематитовая — полисульфидно-кварцевая (халцедоновидного кварца) — халцедоновая сереброносная — антимонит-киноварная. Данному рудному ряду соответствует временной ряд окколорудных метасоматитов: скарноиды, биотитизированные породы — полевошпатовые кварциты, гумбениты (?) — полевошпатовые березитониды — мусковитовые кварциты — березиты — гидрослюдистые кварциты — аргиллизиты.

Выявлены стадийные взаимоотношения между перечисленными рудными образованиями. Для первых пяти ассоциаций они относительно просто доказываются, поскольку образование чередуется с поздними фазами становления раннемелового вулканоплутонического

комплекса. Косвенным признаком стадийных соотношений остальных рудных ассоциаций служит их сопряженность с разноформационными метасоматитами. Полученный материал позволяет констатировать, что изученные позднемезозойские рудные объекты сформированы в девять стадий.

1. Магнетитовая стадия слабо проявлена в виде ранних наиболее высокотемпературных кварц-магнетитовых прожилков в молибденоносных кварцевых штоках. Характерна ассоциация с магнетитом-железо-кальциевыми алюмосиликатами. Предположительно является продуктом регрессивной ветви раннего (позднемагматического) кремне-кальевого метасоматоза.

2. Молибденит-кварцевая стадия (продуктивная) реализуется в форме жил и прожилков в узлах пересечения разнонаправленных трещинных структур, наложенных на штоки преимущественно плагиогранит-порфиров. Продуктивные ассоциации — молибденит-кварцевая с серицитом и хлоритом (Бадис), молибденит-калишпат-кварцевая (Нижевыходное). Температура кристаллизации продуктивного кварца 410—280 °C [6]. Окколорудные изменения — интенсивное предрудное окварцевание и слабая синрудная калишпатизация вмещающих гранитоидов.

3. Пирит-халькопиритовая стадия (слабо золотоносная) морфологически выражена зонами и ареалами прожилково-вкрапленной сульфидизации, наложенными на катаклазированные породы разного состава, в том числе и на руды молибденит-кварцевой стадии. Представлена группой минеральных ассоциаций, с участием свыше 20 рудных и нерудных минералов, главные из которых — пирит, халькопирит, хлорит. В начале стадии также осаждался молибденит, в конце — блеклые руды, суль-

фиды цинка и свинца, редкие минералы серебра, карбонаты. Золото выделялось, вероятно, в промежуточный период.

Околорудноизмененные породы представлены метасоматитами березит-пропилитового типа. Рудоотложение было многоимпульсным в условиях преобладающих хрупких деформаций при температуре 300—220 °C [6]. В кварцевых образованиях заметную роль играют друзовидные, параллельно-шестоватые агрегаты.

4. Пиритовая (колчеданная) стадия представлена метасоматическими залежами и прожилками существенно пиритового состава в гидротермалитах аргиллизит-вторично-кварцевого типа с вкрапленностью метазерен пирита. Устойчивые минералы — пирит, серицит, кварц. Повышенные концентрации сопутствующих минералов иногда приводят к образованию молибден-колчеданных (проявление Лебяное) и медно-колчеданных (Буркат) руд.

5. Галенит-сфалеритовая (с карбонатом) стадия выражена в форме карбонатно-кварцевых жил и прожилков с сульфидной вкрапленностью, генетически связанных с околотрещинными березитами. Включает несколько минеральных ассоциаций, из которых ранние существенно сфалеритовые, поздние полисульфидные при преобладании галенита. В позднем сфалерите иногда наблюдаются сингенетичные включения золота.

6. Гематитовая стадия выделена условно по присутствию поздних гематитовых и кварц-гематитовых прожилков и псевдоморфоз гематита по пириту всех более ранних стадий, кроме галенит-сфалеритовой. Наиболее концентрированные проявления стадии отмечаются на участке Пиля в форме метасоматических залежей кварц-гематитового состава в околотрещинных аргиллизитах гидрослюдистой фации.

7. Полисульфидно-кварцевая стадия, или стадия халцедоновидного кварца, максимально проявлена в относительно слабо эродированных блоках. Преобладают кварцево-жильные рудные тела как выполнения открытых полостей, так и метасоматического замещения. Кварц представлен двумя типами — друзовым и в основном халцедоновидным. Отмечается многоимпульсионный характер жилобразования на этой стадии. Одной пульсации соответствует отложение кварцевого ритма, состоящего из образованных в начале ритма агрегатов тонкозернистого кварца и выделившегося в конце ритма средне-крупнозернистого (рисовидного, друзовидного, друзового, гребчатого). Продуктивными являются многоимпульсионные жилы.

Типоморфные минералы — кварц, пирит, сфалерит, галенит, аргентит, блеклая руда, барит, гидрослюда. Эволюция рудоотложения идет по схеме: пирит — золото (± аргентит) — сфалерит (± золото) — галенит (± полибазит, аргентит) — аметистовидный кварц (± пирит).

Характерны метасоматиты аргиллизит-вторично-кварцевой фации, ее среднетемпературной каолинит-гидрослюдистой фации.

8. Стадия халцедоновидного кварца, иногда с аргентитом. Проявлена локально (Чиктыкан) под экраном раннемеловых вулканитов в форме жил и зон прожилкового окварцевания среди аргиллизитов гидрослюдисто-каоли-

нитовой фации. Типоморфные минералы — халцедон, каолинит, пирит. В жилах с признаками многоимпульсионного строения с поздним пиритом ассоциирует аргентит. В ассоциациях с ранним мелким пиритом обнаружен чиллагит.

9. Антимонит-киноварная стадия представлена на проявлении Мугикта минерализованными зонами с гидрослюдисто-каолинитовыми изменениями. Типоморфные минералы — антимонит, киноварь, реальгар, аурипигмент, мельникит, халцедон, каолинит, диксит.

На фоне направленного изменения минеральных ассоциаций закономерно изменяются и типоморфные признаки «проходящих» минералов — кварца и пирита. Для первой — шестой стадий характерен аллотриоморфный кварц со следами пластических и хрупких деформаций; начиная с третьей стадии возрастает роль «друзовой» составляющей; для седьмой — девятой стадий типоморфен халцедоновидный кварц. Эволюция кварцевых агрегатов идет по пути постепенного замещения гидрослюдистой составляющей каолинитовой и, по-видимому, одновременного уменьшения степени совершенствования кристаллического строения самого кварца.

Основной габитусной формой пиритов второй — пятой стадий является куб, седьмой — восьмой — пентагондодекаэдр и более сложные формы, для девятой стадии характерен коллоидный глобулярный мельникит-пирит.

Кварц и пирит — основные носители и концентраторы рудного вещества. Периоды скачкообразного изменения их свойств должны соответствовать периодам изменения условий рудоотложения. Качественные изменения свойств кварца и пирита приходятся на границы пятой — седьмой и седьмой — девятой стадий, которые могут быть приняты за границы рудных формаций.

Принадлежность к рудной формации устанавливается по составу главных минералов, определяющих промышленную ценность рудных объектов. В первой группе минеральных ассоциаций — это молибденит и кварц, во второй — золото, аргентит и кварц, в третьей — киноварь и антимонит. Отсюда обосновывается выделение молибденит-кварцевой минеральной типа молибденовой формации (рудопроявления Бадис, Нижневыходное, Выходное, Лебяное, Штоковое-11), золото-аргентит-пиритового типа в составе золото-серебряной формации, реальгар-антимонит-киноварного типа в составе сурьмяно-ртутной формации.

Все три формации генетически связаны переходными минеральными ассоциациями: полиметаллической — между молибденовой и золото-серебряной, халцедоновой сереброносной — между золото-серебряной и сурьмяно-ртутной. В переходных ассоциациях присутствуют минералы молибдена, в частности чиллагит, и серебра, в которых как бы заключен генетический код, передаваемый от формации к формации. Таким образом, изученные рудопроявления образуют один генетический ряд, состоящий из трех рудных формаций и отвечающий вертикальному ряду рудных формаций (Р. М. Константинов, 1966 г.). Этот ряд рудных формаций образовался в заключительный период второго этапа мезозойской тектоно-магматической активизации региона, одновременным продуктом которой является

раннемеловой вулканоплутонический комплекс, его поздние фазы имеют интравулканитовый характер. Это служит основанием для выделения в регионе раннемелового золото-редкометального рудного комплекса.

Генетическая информативность синрудных минералов для целей РФА не исчерпывается изложенным выше. Родственность рудных формаций в рамках выделенного рудного комплекса доказывается присутствием минералов молибдена и серебра во всех трех формациях. В них, по-видимому, заключен генетический код саморазвивающейся рудномагматической системы с последовательной сменой стадий зарождения, роста и отмирания той или иной формации в соответствии с изменениями геологических условий. Постоянная приуроченность минералов молибдена к ранним ассоциациям каждой РФ отражает общую ритмичность рудообразования в процессе становления золото-молибденового рудного комплекса.

Таким образом, рудноформационный анализ при исследовании регионов со слабо изученным оруденением предлагается проводить по следующей схеме.

1. Выделение устойчивых минеральных ассоциаций в составе рудного вещества.
2. Изучение и типизация околорудных метасоматитов с установлением их связей с определенными рудными ассоциациями.
3. Изучение типоморфизма «сквозных» минералов рудномагматической системы (в данном случае кварца и пирита).
4. Выделение рудных формаций с установлением границ между ними по скачкообразному изменению свойств типоморфных минералов.

Предлагаемая схема исследования рудных образований при небольших затратах средств позволяет провести предварительный РФА территорий разной степени изученности, выя-

вить естественные сообщества рудных проявлений в полном объеме, выявить характерные и индивидуальные свойства РФ и на их основе разработать поисковые критерии оруденения определенного типа применительно к конкретному району.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кастрыкин Ю. П. Геологические особенности нового рудопоявления молибдена Бадис.— Геология и геофизика, 1974, № 4, с. 47—56.
2. Кастрыкин Ю. П. Молибден-порфировое оруденение в Западной части Станового хребта.— Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 93—98.
3. Коген В. С., Ухина И. Ф., Черняев С. А. Новые данные о рудопоявлениях, связанных с мезозойскими субвулканическими образованиями Станового хребта.— Изв. вузов. Геология и геофизика, 1975, № 5, с. 81—84.
4. Коген В. С. Золотое оруденение Сутамского узла (Становой хребет).— В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 107—114.
5. Мезозойский магматизм и молибденовое оруденение Западной части Станового хребта/Ю. П. Кастрыкин, В. И. Сотников, Ф. Д. Левин и др.— В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск, 1983, с. 85—132.
6. Сотников В. И., Кастрыкин Ю. П., Никитина Е. И. Температурные условия формирования молибденового оруденения в центральной части Станового хребта.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 990—992.
7. Юргенсон Г. А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98 : 551.72(47)

И. Н. КАПУСТИН, Л. Г. КИРЮХИН, А. А. КЛЕВЦОВА,
А. Г. КУЗНЕЦОВ (ВНИГНИ), Е. В. КУЧЕРУК (ВИНИТИ)

Перспективы нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Восточно-Европейской платформы

Ресурсы нефти в европейской части СССР сокращаются из-за интенсивного ее отбора, поэтому возникает необходимость вовлечь в нефтегазопроисводство процесс новые, нетрадиционные объекты. В качестве таковых могут рассматриваться глубокие горизонты, неантиклинальные ловушки, достаточно новые для Восточно-Евро-

пейской платформы карбонатные рифогенные толщи, а также верхнепротерозойские (рифейские и вендские) отложения (рис. 1). Перспективы допалеозойских образований обосновываются как имеющимися геолого-геофизическими и геохимическими материалами, так и новыми данными о их нефтегазоносности в других регионах

земного шара, где в древнейших толщах осадочного чехла (абсолютный возраст от 560 до 2600 млн. лет) установлены многочисленные признаки нефтегазоносности, начиная от промышленных скоплений углеводородов до проявления твердых битумов и закированных зон.

В СССР промышленная нефтегазоносность рифейских и вендских образований установлена на Сибирской платформе [2—4,8]. Первые притоки нефти были получены 50 лет назад из базальных песчаников юдомской свиты на р. Толба и Чемкинской площади. В 1962 г. из скважины с. Марково ударил фонтан вендской нефти. Так, в Восточной Сибири была открыта новая нефтегазоносная провинция — Лено-Тунгусская.

Нефтегазоносные месторождения Лено-Тунгусской провинции сосредоточены в южной ее части, примыкающей к Саяно-Енисейскому и Байкало-Патомскому геосинклинальным поясам. От них ответвляются грабены и перикратонные зоны опускания с погружением фундамента до 7—11 км, которые выполнены рифейскими терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 3000—5000 м. Рифейские зоны прогиба разделены приподнятыми блоками фундамента. Вендские (юдомские) отложения, мощность которых не превышает 1000 м, вместе с палеозойскими образуют ортоплатформенный чехол, который перекрывает рифейские прогибы и выступы фундамента.

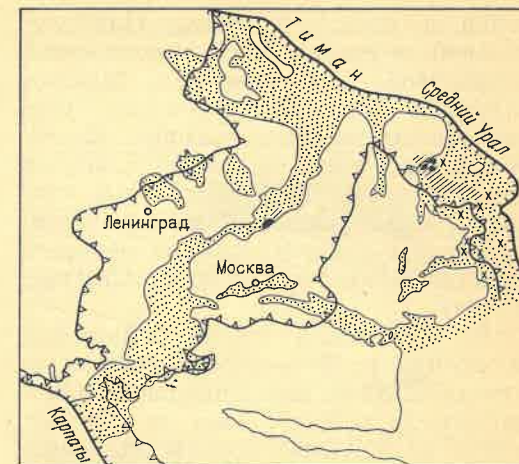


Рис. 1. Схема распространения рифейских и вендских отложений на Восточно-Европейской платформе:
1 — площадь распространения рифейских отложений; границы: 2 — вендских отложений, 3 — складчатых областей; 4 — залежи нефти; 5 — районы с интенсивными нефтегазопоявлениями; 6 — то же со слабыми нефтегазопоявлениями

Большая часть открытых к настоящему времени вендских газовых и нефтяных месторождений (Марковское, Ярактинское, Среднеботуобинское, Верхневилучанское, Вилуйско-Джербинское, Даниловское и др.) приурочены к Непско-Ботуобинской антеклизе (рис. 2). Выделяется до семи продуктивных горизонтов. В нижней части венда продуктивные горизонты приурочены к песчаным пластам, перекрытым глинистыми толщами-покрышками. Доломиты верхней части венда выполняют роль коллек-

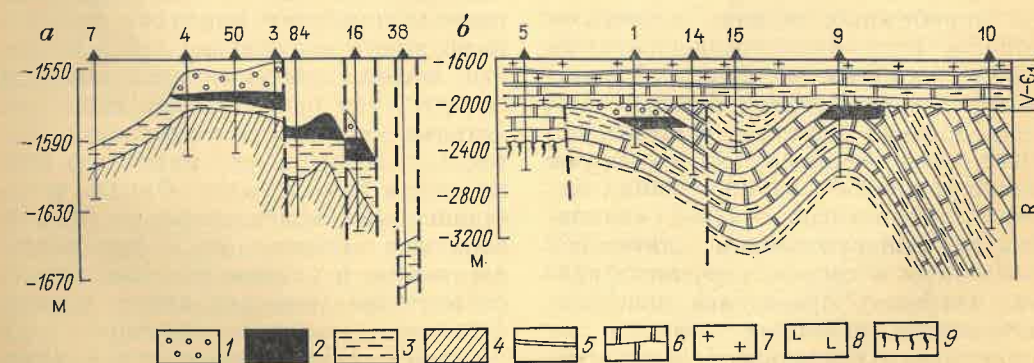


Рис. 2. Геологические профили Среднеботуобинского (а) и Куйумбинского (б) нефтегазовых месторождений [8]:
коллекторы: 1 — газонасыщенные, 2 — нефтенасыщенные, 3 — водонасыщенные; 4 — глинисто-алевритовые породы; 5 — аргиллиты; 6 — доломиты; 7 — каменная соль; 8 — дайки, 9 — поверхность фундамента

торов и роль покровов. Наиболее мощной и регионально выдержанной покровной для вендских залежей служит толща соленосных пород усольской свиты нижнего кембрия. Месторождения многозалежные, залежи пластовые сводовые, массивные сводовые, пластовые литолого-стратиграфические. Дебиты газа из верхнего продуктивного горизонта до 550 тыс. м³/сут.

На Камовском своде Байкитской антеклизы в 1980—1982 г. открыты газоконденсатные месторождения: Омринское с дебитом газа до 100 тыс. м³/сут из вендских терригенно-карбонатных отложений и Юрубченское с дебитом до 350 тыс. м³/сут, приуроченное к карбонатным отложениям рифея, вблизи предвендской поверхности несогласия. В 1976 г. на Камовском своде открыто Куюмбинское нефтегазовое месторождение, связанное с кавернозными и трещиноватыми доломитами рифея, несогласно перекрытыми глинисто-карбонатными и галогенно-карбонатными породами венда — нижнего кембрия. Залежи массивные, стратиграфически экранированные. Приток газа 300 м³/сут.

В верхнепротерозойских отложениях Сибирской платформы скопления асфальтовых битумов, масса которых исчисляется несколькими миллиардами тонн, установлены в Лено-Вилуйской провинции, на склонах Анабарского и Оленекского сводов, а в Лено-Тунгусской провинции — в пределах Игарско-Туруханского мегавала. Их содержание в породе достигает 4—5 %.

В зарубежных странах нефтегазоносность верхнепротерозойских отложений доказана в Азии, Африке, Австралии и Северной Америке [1]. Здесь древние рифтовые системы, которые, как правило, контролируют распространение докембрийских осадочных комплексов, часто оказывались не обнаруженными длительное время даже в хорошо изученных районах активного проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ. Характерным примером в этом отношении может служить старый нефтегазоносный район США — Мидконтинент, детально изученный и разведанный, в пределах которого совсем не-

давно выявлена древняя рифтовая система.

Последняя рассматривается в качестве одной из наиболее высокоперспективных в нефтегазоносном отношении региональных зон и названа Кивинаванской по имени выполняющей ее докембрийской толщи, включаемой в супергруппу Кивинаван Северо-Американского континента [9]. Эта региональная рифтовая система протягивается с северо-востока на юго-запад от оз. Верхнего через штаты Мичиган, Висконсин, Айова, и Небраска к северо-восточной части штата Канзас. Южная часть рифтовой системы внедряется в северо-восточный угол Западного Внутреннего нефтегазоносного бассейна, подстилая входящую в его состав впадину Форест-Сити.

Основные перспективы нефтегазоносности Кивинаванской рифтовой системы связываются с докембрийскими и нижнепалеозойскими осадочными породами. На дневной поверхности толща, слагающая супергруппу Кивинаван, обнажается лишь в северо-восточной части рифтовой системы. Здесь на небольшой площади в районе полуострова Кивинаван она представлена снизу лавами Портейдж-Лейк, отвечающими экструзивной фазе рифтообразования, и сложена базальтами, полого погружающимися в направлении оз. Верхнего. Выше залегают конгломераты свиты Коппер-Харбор, представляющие собой образования аллювиальных конусов выноса. Эти конгломераты перекрыты отложениями свиты Нонсач, выраженными глинистыми породами и сланцами, представляющими собой типичные озерные образования с высоким содержанием органического вещества, которые могут быть нефтематеринскими. Венчается разрез рифтового этапа отложениями свиты Фрида, представленными красноцветными и зеленоватыми песчаниками, алевролитами и глинами, в разрезе которых имеются благоприятные для нефте- и газонакопления пласты-коллекторы.

Обнаружение Кивинаванской древней рифтовой системы позволило выделить новые перспективные объекты поисков нефти и газа как в старом традиционном нефтегазоносном реги-

оне, каким является Западный Внутренний бассейн, так и в районах, считавшихся ранее малоперспективными или даже бесперспективными (штаты Айова, Миннесота и Висконсин).

В Центральной Австралии в основании осадочного нефтегазоносного бассейна Амадиес бурением и геофизическими исследованиями установлено существование крупной рифтовой системы, имеющей субширотное простирание. Она выполнена главным образом рифейскими образованиями, представленными помимо терригенных и карбонатных соленосными породами свиты Биттер-Спрингс. Ее сложное строение обусловлено как инверсией, сильно деформировавшей эти породы, так и галокинезом. Результаты изучения выполняющих рифтовую систему древних осадочных толщ показали, что водорослевые известняки свиты Биттер-Спрингс, а также песчаники и карбонатные породы свиты Арейонга обладают всеми необходимыми свойствами пластов-коллекторов нефти и газа. Данные лабораторных исследований черных аргиллитов свиты Биттер-Спрингс и известняков свиты Пертатака свидетельствуют о том, что их можно рассматривать в качестве нефтематеринских пород со средним генерационным потенциалом. В разрезе верхнепротерозойских отложений зафиксированы нефтегазопроявления. Особенно значительны нефтегазопроявления из черных аргиллитов свиты Биттер-Спрингс в скв. 1 Маунт-Шарлотт. Притоки сухого газа (дебит 40 м³/сут) были получены в скв. 1 Оорамина (интервал 1128—1171 м) из темно-серых пиритизированных аргиллитов и доломитизированных известняков свиты Арейонга.

В Азии нефтегазоносность верхнепротерозойских отложений установлена в КНР и Западном Пакистане. В КНР дорифтовый комплекс, представленный карбонатными породами синийского возраста, нефтеносен на многих месторождениях Восточного Китая (осадочный нефтегазоносный бассейн Бохайвань). Это внутриплитная полициклическая рифтовая система, основной этап в развитии которой датируется мезозоем — кайнозоем.

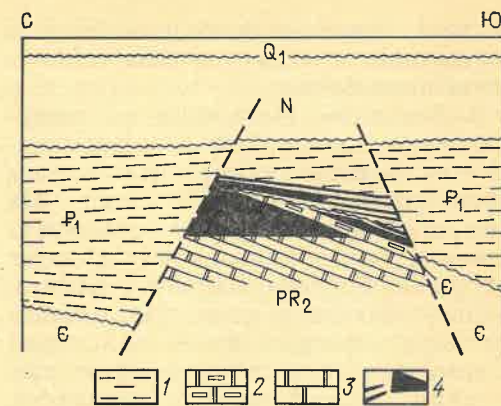


Рис. 3. Геологический профиль нефтяного месторождения Жэньцзю, КНР [10]: 1 — глины с подчиненными прослоями мергелей и песков; 2 — окремненные доломиты; 3 — доломиты; 4 — залежи нефти

Наиболее типичным нефтяным месторождением является Жэньцзю (провинция Хубэй, в 130 км к югу от Пекина), обнаруженное в 1975 г. [10]. С открытием этого месторождения, явившимся поворотным пунктом в истории нефтяной промышленности КНР, была доказана высокая перспективность синийского комплекса (бассейн Бохайвань и другие рифтовые бассейны) и вообще нефтегазоносность древних толщ в пределах КНР. До обнаружения этого месторождения вся добыча нефти в КНР осуществлялась из отложений мезозоя и кайнозоя. Месторождение Жэньцзю было введено в эксплуатацию в 1976 г. В настоящее время это третье по величине (после Дацина и Шэнли) месторождение КНР. Оно приурочено к четырем моноклинальным блокам, разделяемым разрывными нарушениями (рис. 3). Основная залежь месторождения приурочена к трещиноватым, подвергшимся интенсивному выщелачиванию, синийским доломитам. Высота залежи в разных блоках изменяется от 400 до 875 м при суммарной площади около 10 км². Первоначально дебиты нефти составляли 200 т/сут, однако после кислотной обработки пласта дебиты достигли 2000 т/сут. Уже в 1979 г. добыча нефти на месторождении превышала 10 млн. т. Геохимические исследования нефтей месторождения и возможных нефтематеринских пород показывают, что нефтематеринскими являются отложения палеогена, контактиру-

ющие с синийскими отложениями и залегающие гипсометрически ниже в опущенных блоках.

В Западном Пакистане на месторождении Джойа-Мейр в рифее обнаружена небольшая нефтяная залежь, плотность нефти $0,983 \text{ г/см}^3$. На Африканской платформе отложения рифея и венда выполняют рифтовые впадины Таудени, Конго, Вольта, Карпу, Калахари и др. Представлены верхнепротерозойские отложения преимущественно терригенными разностями (конгломераты, песчаники, алевролиты, глины), среди которых присутствуют доломиты. Нефтепроявления известны лишь в рифтовой впадине Вольта, где мощность отложений верхнего протерозоя (рифей и венд) составляет около 2 км.

На Восточно-Европейской платформе изучение перспектив нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений находится на начальной стадии. Несмотря на то что скважины на рифейские и вендские отложения пробурены практически по всей территории платформы, данные об их нефтегазоносности имеются лишь для территории Верхнекамской впадины и Московской синеклизы. Масштабы открытий невелики: из вендских отложений получены лишь малодобитные притоки на Сивенской, Соколовской, Вережгинской, Даниловской и других площадях, в рифейских же установлены лишь минеральные скопления.

На Восточно-Европейской платформе рифейские отложения выполняют протяженные глубокие и часто узкие зоны опускания, так называемые авлакогены, каждый из которых состоит из ряда грабенов и представляет собой сложную рифтовую систему, подобную известным на других континентах. Положением этих структур в теле Восточно-Европейской платформы предопределены особенности строения и истории развития, а также различия в масштабах нефтеобразования.

На Восточно-Европейской платформе наиболее крупной из отрицательных структур является Камско-Уфимская перикратонная впадина, выделенная первоначально как Калтасинский авлакоген. История развития Камско-Уфимской впадины, тесно свя-

занной с южным сектором Уральской геосинклинали, охватывает период от раннего рифея до начала венда общей протяженностью более 1 млрд. 100 млн. лет. В современном структурном плане впадина протягивается от Южного Урала в северо-западном направлении на расстояние 600 км и заканчивается между двумя блоками фундамента — Коми-Пермяцким и Непским. Ширина впадины до 250—350 км, глубина до поверхности фундамента достигает 12 000 м. Общая мощность отложений рифея около 10 000 м. По своему формационному ряду рифейский разрез Камско-Уфимской впадины сходен с южноуральским. В его строении кроме терригенных и глинистых пород значительную роль играют карбонатные. К разрезу этого типа близок разрез Пачелмского авлакогена. От камско-уфимского последний отличается меньшей мощностью и объемом. Что же касается других авлакогенов Восточно-Европейской платформы — Московского, Среднерусского, Беломорского и Сафановского, то в их строении участвуют в основном терригенные и глинистые отложения с очень небольшой долей участия карбонатных. По формационному ряду разрез рифея центральных и северных областей платформы мощностью около 5000—6000 м относится к тиманскому типу.

Волыно-Оршанская отрицательная структура отличается от авлакогенов. Это впадина с пологозалегающими терригенными отложениями среднего — верхнего рифея мощностью до 1000—1500 м. В ее ограничении отсутствуют разломы, которые в авлакогенах обычно контролируют границы распространения рифейских толщ.

Рифейские отложения в большей своей части формировались в морских бассейнах, трансгрессирующих на платформу со стороны Урала и Тимана. В периоды развития максимума трансгрессий, когда в бассейнах отлагались тонкоотмученные глинистые и глинисто-карбонатные осадки, создавались благоприятные условия для накопления органического вещества. По крайне неполным данным можно полагать, что такие условия уже были в раннем рифее на востоке платформы. В карачевской свите мощностью

1057 м выделяется толща (247 м) черных аргиллитов с содержанием органического вещества до 0,8 %. Благоприятная обстановка для накопления и захоронения органического вещества создавалась в середине среднего рифея в Камско-Уфимской впадине, Среднерусском и Московском авлакогенах [7]. В 2000-метровых арланской и калтасинской свитах кыргинской серии среднего рифея присутствуют прослои и пачки черных аргиллитов и глинистых доломитов с содержанием органического вещества до 1 %. В Рослятинском грабене Среднерусского авлакогена отдельные прослои аргиллитов вологодской серии среднего рифея, мощность которой более 2500 м, содержат до 0,5 % ОВ, а в Московском авлакогене концентрация органического вещества в тех же отложениях достигает 9,06 %. Что же касается верхнего рифея, то ОВ (до 0,5 %) было зафиксировано лишь в аргиллитах серафимовской серии Камско-Уфимской впадины и Серноводско-Абдулинского авлакогена. Для терригенно-глинистых отложений бижбулякской серии Камско-Уфимской впадины, завершающей разрез рифея, характерно частое чередование прослоев пород с различной концентрацией органического вещества (от 0,1 до 2,0 %).

Камско-Уфимская впадина является крупным очагом генерации углеводородов на среднерифейском этапе развития. В отложениях арланской и калтасинской свит отмечены следы перемещения битумов, зафиксированы нефте- и газопроявления (Зюкайка, Черновское Пермской области, Ижевск Удмуртской АССР, Орьебаш Башкирской АССР). Следы перемещения битумов, а также нефтегазопроявления отмечены и в отложениях верхнего рифея, в серафимовской и кушкульской сериях (Тарта, Батырбай Пермской области, Шихан, Шкапово, Копей-Кубово, Калтасы Башкирской АССР, Бавлы, Сула Татарской АССР). Слабые нефтепроявления в виде включений и примазок густой нефти наблюдались по разрезу бижбулякской серии (Апрелевка, Салихово, Игровка, Павловка Башкирской АССР, Ивановка Оренбургской области). По заключению Е. С. Ларской

и О. П. Загуловой, вторичное окисление битумов в породах верхнего рифея ухудшает их нефтематеринские свойства. Формирование отложений бижбулякской серии (так же как и пачелмской) совпало с заключительной стадией развития рифтогенных структур, когда в небольших по размеру бассейнах отлагались песчаные и алевроито-глинистые осадки. Отсутствие регионально выдержанных глинистых покрышек привело к рассеиванию углеводородов по разрезу и их окислению [5].

По геологическим предпосылкам Камско-Уфимская перикратонная впадина Восточно-Европейской платформы может рассматриваться как крупная зона аккумуляции углеводородов, где промышленные скопления нефти и газа могут быть связаны по крайней мере с тремя стратиграфическими уровнями — базальными песчаными толщами кыргинской серии среднего рифея, серафимовской и кушкульской серий верхнего рифея. Лучшие породы-коллекторы пористостью 15—25 % и проницаемостью до $0,42 \text{ мкм}^2$ установлены в леонидовской свите кушкульской серии.

Помимо того, залежи углеводородов можно ожидать в поверхностных слоях рифейских отложений, перекрытых вендскими, в северо-западной зоне Камско-Уфимской впадины, где в бижбулякское время осадконакопления не происходило. Здесь до начала венда существовал континентальный перерыв, который выразился образованием в приповерхностных слоях верхнего или среднего рифея трещиноватых и кавернозных доломитов и песчаников, в которых зафиксированы минеральные скопления нефти (Чернушка, Аскуль, Черновское, Сива Пермской области).

Что же касается других рифейских зон прогибания на Восточно-Европейской платформе, то их история формирования свидетельствует об отсутствии условий для накопления углеводородов. Так, Пачелмский авлакоген, охватывающий в развитии длительный отрезок геологической истории в пределах среднего — позднего рифея, в течение которого он устойчиво прогибался, в предвендское время испытал движения положительно-

го знака. В результате рифейские отложения подверглись размыву до полного уничтожения на отдельных выступах, например на Аткарском. В Волюно-Оршанской впадине осадконакопление в среднем — позднем рифее происходило в условиях неустойчивого прогибания при неоднократных поднятиях дна бассейна с выводом осадков на поверхность и последующим их размывом и переотложением. В таком бассейне отлагались крупнообломочные осадки — песчаные и валунно-галечные красноцветной окраски. В условиях высокой аэрации осадков органическое вещество в них не накапливалось. Небольшие размеры среднерифейских очагов генерации в Московском и Среднерусском авлакогене снижают их потенциалы нефтеобразования [7].

Первые залежи нефти на Восточно-Европейской платформе открыты в вендских отложениях. Эти отложения плащеобразно перекрывают породы фундамента и рифея, образуя нижние горизонты плитного (ортоплатформенного) комплекса. Широкое распространение венд получил в центральных (Московская синеклиза) и окраинных (Мезенская, Днестровская и Верхнекамская) впадинах.

Венд объединяет волинскую и валдайскую серии. Волинская вулканогенная серия основное развитие получила на западе платформы, валдайская — в центральных и северо-восточных областях. Валдайские отложения формировались в едином бассейне осадконакопления, соединявшемся с окраинными морями Карпат, Добруджи, Среднего и Северного Урала, о чем свидетельствует выдержанность строения и состава валдайской серии на далеких расстояниях.

В редкинское и котлинское время существовали полузамкнутые мелководные морские бассейны типа обширных озер, в которых создавались условия, благоприятные для захоронения органического вещества. Редкинско-котлинское время в эволюции органического мира характеризует переходный период к палеозойской истории — расцвету животного и растительного мира. Поэтому общий объем биомассы, захороняющейся в осадках венда, вероятнее всего, был

выше, чем в отложениях рифея. В качестве нефтематеринских толщ в составе вендского комплекса рассматриваются редкинская, отчасти котлинская свиты Московской синеклизы и котлинская свита Днестровской впадины.

Редкинская свита Московской синеклизы характеризуется, как правило, концентрацией ОВ на уровне 0,2—0,35 % на породу и реже повышается (в пачке мощностью 20—30 м) до 6 %. Содержание хлороформенного битума достигает 0,05 %. Котлинская свита Московской синеклизы содержит 0,2—2 % органического вещества. Котлинская свита Днестровской впадины с содержанием ОВ 0,3—0,6 % обладает значительной битуминозностью и отчетливым фракционированием битуминозных компонентов. Из базальных песчаников редкинской свиты, залегающих на рифейских, получены притоки вязкой нефти и углеводородного газа (500—1000 м³/сут, Данилово).

Коллекторские свойства песчаных пластов редкинской свиты Московской синеклизы различны. Открытая пористость песчаников от 1 до 20 % даже в пределах одной разведочной площади, проницаемость песчаников от 0,01 до 0,68 мкм². Повышенные значения проницаемости песчаников связаны с трещиноватостью пород. В общем плане улучшение емкостных и фильтрационных свойств коллекторов редкинской свиты отмечается над зоной Среднерусского авлакогена и в бортовых участках Московской синеклизы. Именно в этих районах могут быть обнаружены зоны нефтегазонакопления с ловушками различных типов — антиклинальными, литологическими, стратиграфическими и тектонически экранированными.

На северо-востоке платформы аналогичны редкинской и котлинской свит — бородулинская подсерия (изучена в разрезах западной и центральной частей Верхнекамской впадины) характеризуется содержанием в отдельных прослоях органического вещества до 1 % на породу, хлороформенного битума до 0,02 %. В этих отложениях Верхнекамской впадины установлены нефтепроявления (Верещагино, Бородулино, Очер, Асюль и др., Пермская

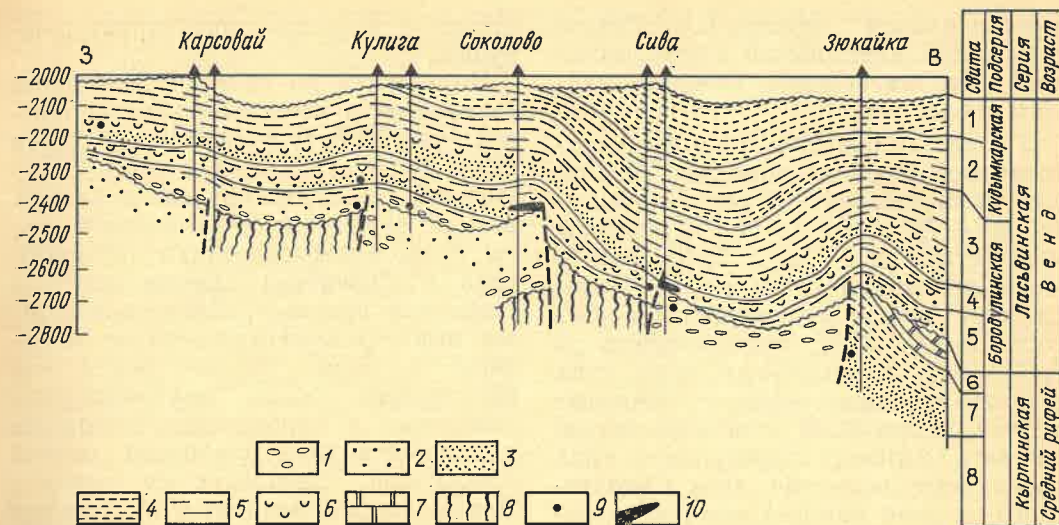


Рис. 4. Геологический профиль Карсовый—Зюкайка: 1 — конгломераты и песчаники с гравием и галькой; 2 — песчаники мелко- и разнозернистые; 3 — песчаники с прослоями алевритов; 4 — песчаники, алевриты и аргиллиты; 5 — аргиллиты с редкими прослоями алевритов; 6 — монтмориллонитовые глины с прослоями пепловых туфов; 7 — доломиты; 8 — метаморфические породы фундамента; 9 — нефтепроявления; 10 — залежи нефти; цифры в колонке — свиты: 1 — краснокамская, 2 — кочевская, 3 — верещагинская, 4 — киенгопская, 5 — черновская, 6 — калташинская, 7 — арланская, 8 — тюрюшевская

область; Дебессы, Балезино, Лозолук, Кулига и др., Удмуртская АССР; Нирим, Кировская обл.). На Соколовской и Сивинской структурах (Пермская область) впервые в древних толщах Восточно-Европейской платформы открыты залежи нефти (рис. 4).

Соколовская и Сивинская залежи нефти связаны с базальными песчаниками венда и приурочены к ловушкам, развивавшимся над горстовыми поднятиями рифейского грабена северной части Камско-Уфимской впадины. На Сивинском поднятии с глубины 2788—2800 м был получен небольшой приток нефти. Пористость нефтенасыщенных песчаников 6—14 %, проницаемость 0,17 мкм², мощность 6 м. На Соколовском поднятии получен приток нефти из базальных слоев венда (интервал 2591—2601 м). Вендская нефть характеризуется высокой плотностью и вязкостью, низкой газонасыщенностью, большим содержанием смол и асфальтенов, невысоким содержанием парафина и серы, низким содержанием бензиновых фракций.

В венде Верхнекамской впадины установлены три перспективных нефтегазоносных горизонта, приуроченных к базальным терригенным тол-

щам черновской, киенгопской и верещагинской свит бородулинской подсерии ласьвинской (валдайской) серии [5, 6].

Верещагинская глинистая толща, образование которой связано с максимумом развития морской трансгрессии на платформе, является надежной покрывкой для нефтяных залежей. Широкое площадное распространение и тонкая отмученность глинистого материала монтмориллонитового состава обусловили концентрацию углеводородов в нижней части ласьвинской серии.

В разрезах западной части Верхнекамской впадины, примыкающих к областям сноса терригенного материала, базальные толщи бородулинской подсерии сложены наиболее грубообломочным материалом конусов выноса рек и крупных потоков. Суммарная мощность песчаных пластов, являющихся коллекторами, достигает 130 м. Из них получена минерализованная вода дебитом 443 м³/сут (Золотарево) и фильтрат с нефтью (Балезино).

Западная зона Верхнекамской впадины перспективна для поисков как структурных залежей, так и залежей литологического типа, связанных с

выклиниванием пластов-коллекторов черновской, киенгопской и верещагинской свит на склонах Коми-Пермского свода.

В разрезах центральной зоны Верхнекамской впадины мощность базальных толщ ласьвинской серии достигает 100—170 м, но пласты-коллекторы мощностью от 10 м и более разобщены прослоями аргиллитов. Песчаность до 60 %, открытая пористость до 20—26 %, проницаемость до 0,17 мкм². С разрезами этого типа связаны залежи нефти и обильные нефтепроявления. В этой зоне можно ожидать залежи структурного типа (локальные поднятия типа Соколовского, в ядре которых находятся рифейские горстовидные поднятия).

Восточная (Приуральская) часть Верхнекамской впадины рассматривается как возможно перспективная в отношении нефтеносности, но малоизученная. Разрез додевонских отложений здесь известен лишь по Родниковской скв. 7 в 50 км северо-западнее г. Березняки, где вскрыта наиболее полная мощность вендских отложений (1464 м). Учитывая благоприятные палеотектонические и термобарические условия преобразования органического вещества в битумы, в наиболее прогнутах зоны Верхнекамской впадины в вендских отложениях можно ожидать скопления углеводородов.

Большой интерес в отношении поисков залежей нефти и газа представляет зона эрозии в приповерхностных слоях рифейских отложений, перекрытых вендом в северных районах Камско-Уфимской впадины. Это доломиты калтасинской свиты среднего рифея и песчаники гожанской свиты верхнего рифея. Предвендским перерывом в осадконакоплении обусловлена их интенсивная кавернозность и трещиноватость. Промышленные скопления нефти и газа в данной зоне могут быть связаны с залежами, стратиграфически экранированными вендскими глинистыми толщами.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Рифтогенез в истории развития земной коры обусловил мощное осадконакопление, прогрев недр, активизацию тектонических про-

цессов и формирование структур-ловушек.

Выделяется до трех перспективных горизонтов в песчаных пластах нижней части бородулинской подсерии венда Верхнекамской впадины Урало-Поволжья и один горизонт в базальных песчаных слоях редкинской свиты Московской синеклизы (Соколовская и Сивинская залежи нефти в Пермской области). Сибирские залежи нефти многоэтажные. Они встречаются по всему разрезу венда, что обусловлено ролью внутривендских глинистых и карбонатных покрышек и мощной нижнекембрийской соляной покрышкой. Скопления же нефти в Верхнекамской впадине и Московской синеклизе контролируются региональной покрышкой нижней части венда — толщей глин верещагинской или редкинской свиты. Вендские залежи пластовые, массивные, литологические.

Заслуживают внимания трещиноватые и кавернозные доломиты (или песчаники) в приповерхностных слоях рифея на контакте с глинистыми покрышками венда или другими плотными породами осадочного чехла. На севере Волго-Уральской провинции в таких слоях обнаружены минеральные скопления нефти. Близки к таким месторождениям по условиям залегания Куюмбинское газонефтяное месторождение Лено-Тунгусской провинции и нефтяное месторождение в синии (рифее) КНР. Залежи массивные и пластовые, стратиграфически и тектонически экранированные.

Древние осадочные толщи, развитые в ряде регионов (Волго-Уральская область, Восточная Сибирь и др.), несомненно, перспективны в отношении обнаружения в их разрезе месторождений нефти и газа. Они являются одним из резервов увеличения добычи нефти и газа в новых и особенно в старых нефтегазоносных районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актуальные проблемы геологии и нефтегазоносности нижних структурных этажей чехла платформ/Р. О. Хачатрян, Е. В. Кучерук, В. А. Бененсон, Г. Н. Гогоненков. М.: Наука, 1983, с. 3—18.
2. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири/Под ред. В. В. Забалуева. Л.: Недра, 1980.

3. Геология нефти и газа Сибирской платформы/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. М.: Недра, 1981.
4. Золотов А. Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982.
5. Клевцова А. А., Поповин В. В. Вендские отложения в Волго-Уральской провинции и перспективы их нефтегазоносности. — Сов. геология, 1983, № 6, с. 3—10.
6. Клевцова А. А., Фролович Г. М., Ветчинкин В. Э. Геологические предпосылки открытия залежей нефти и газа в додевонских отложениях Удмуртии и основные направления дальнейших поисково-разведочных работ. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Среднего Поволжья и Прикамья. Пермь, 1976, с. 24—32. (Тр. ВНИГНИ, вып. 161).

УДК 552.578.1+553.93

В. И. ПЕТРЕНКО, А. В. БОЧКАРЕВ (СевКавНИИгаз)

Газогидродинамическое преобразование углей

Основными общепризнанными и достаточно хорошо исследованными факторами, обуславливающими превращение гумусового органического вещества в угли, считаются следующие: 1) концентрация и состав исходного материала; 2) условия его накопления; 3) термодинамическая обстановка в зоне нахождения ОВ. В то же время практически неразработанной оставалась та часть проблемы, которая касается роли генерируемых природных газов в процессах превращения концентрированного ОВ в угли. В известной мере этот пробел может быть ликвидирован с помощью количественных оценок, основанных на результатах исследований парогазовых смесей газовых месторождений [6, 7, 8 и др.], с привлечением широко известных материалов по определению выхода продуктов углефикации и динамики изменения основных параметров исходного ОВ [3, 11, 14].

На примере Донецкого бассейна для всех стадий преобразования исходного ОВ оценены (в расчете на 1 т) количество выделенных продуктов катагенеза, влагонасыщенность газов, генерируемых ОВ, соотношение жидкой воды и паровой влаги, а также изменение общего, водонасыщенного и газонасыщенного поровых объемов углей и др. (табл. 1, 2).

7. Ларская Е. С., Клевцова А. А., Загулова О. П. Особенности накопления и преобразования органического вещества в верхнепротерозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2, М.: 1975, с. 214—218.
8. Ненско-Ботубинская антеклиз — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. Новосибирск: Наука, 1986.
9. Dickas A. B. Midcontinent rift system: precambrian hydrocarbon target. — Oil and Gas Journal, 1984, vol. 82, N 42, p. 50—60.
10. Dunshi Jan, Yuangmin Zhui. Pratique et perspective de l'exploration des gisements petroliers en Chine du Nord. L'Industrie du Pétrole, 1980, vol. 48, N 519, p. 60—69.

В состав генерируемых летучих компонентов не включались получаемые при нагревании в условиях экспериментов пары воды, поскольку в пластовых условиях на всех этапах катагенеза большая часть образующейся из ОВ пресной (органогенной, возрожденной) воды находится в жидкой фазе (см. табл. 2). Парообразное состояние части воды в угольных пластах обеспечивается только за счет растворения ее в генерируемых газах [10, 12, 13].

С целью определения давления, развиваемого газами, осуществлены необходимые расчеты, при выполнении которых были приняты следующие допущения. Коэффициенты пластового объема газа находились из выражения

$$B = \frac{0,101zT}{P273},$$

где B — коэффициент пластового объема газа, м³/нм³; 0,101 — атмосферное давление, МПа; z — коэффициент сжимаемости газа; T — пластовая температура, К; P — пластовое давление, МПа; 273 — нормальная температура, К. Коэффициент z рассчитывался по графикам для состава газа одного из газоконденсатных месторождений с $P=4,63$ МПа и $T=193,5$ К, для давлений от 10 до 160 МПа при постоянной

Таблица 1

Генерация летучих и оценка развиваемого ими давления при катагенезе углей

Градация катагенеза — марки углей*	Динамика основных параметров 1 т исходного ОВ					Количество генерируемых газов из 1 т ОВ, м³			Доля паров воды в смеси с газами, %	Количество газов в 1 м³ порового пространства, м³		Давление, МПа			Условное число газогидрообразования
	Масса, кг	Объем, дм³	Поровый объем, дм³									Гидростатическое	Литостатическое	Развиваемое газами**	
			Общий	Водонасыщенный	Газонасыщенный										
I	976,7	697,6	118,6	97,7	20,9	13,0	13,0	0,41	622	622	11,8	29,5	$\frac{320}{327}$	11	
II	928,1	697,8	87,2	67,8	19,4	26,4	39,4	0,81	1361	2031	15,4	38,5	$\frac{1360}{1375}$	35	
III	888,8	702,6	49,2	16,9	32,3	21,3	60,7	1,79	659	1879	25,1	62,8	$\frac{380}{405}$	6	
IV	843,5	672,1	33,6	8,8	24,8	33,1	93,8	2,50	1335	3782	37,0	92,5	$\frac{1330}{1367}$	14	
V	810,9	636,0	22,3	4,9	17,4	28,9	122,7	1,96	1667	7057	45,5	113,8	$\frac{1660}{1706}$	15	
VI	785,4	613,6	24,5	5,1	19,4	22,1	144,9	3,73	1139	7469	51,0	127,5	$\frac{1140}{1191}$	9	
VII	756,4	568,7	28,4	4,9	23,5	27,3	172,2	3,92	1162	7328	59,8	149,5	$\frac{1160}{1220}$	8	
VIII	695,5	500,4	30,0	5,2	24,8	58,7	230,9	7,59	2367	9310	69,6	174,0	$\frac{2370}{2440}$	14	
IX	584,2	374,5	26,2	12,0	14,2	134,1	365,0	10,8	9444	25704	81,4	203,5	$\frac{9440}{9520}$	46	
X	567,5	334,8	13,4	11,6	1,8	18,2	383,2	86,0	10111	212889	93,2	233,0	$\frac{10100}{10193}$	43	

* I — (ПК¹—ПК²)—(Б₁—Б₂); II — (МК¹—МК²)—Д; III — (МК³—МК⁴)—Г; IV — (МК⁵—МК⁶)—Ж; V — (МК⁷—МК⁸)—К; VI — (МК⁹—МК¹⁰)—ОС; VII — (АК¹—АК²)—Т; VIII — (АК³—АК⁴)—ПА; IX — (АК⁵—АК⁶)—А₁₀₋₁₁; X — (АК⁷—АК⁸)—А₁₂₋₁₅.

** Над чертой — без учета $P_{гидр}$, под чертой — с учетом $P_{гидр}$.

температуре 393К. Расчетным путем выявлена зависимость развиваемого давления от количества газа, содержащегося в единице замкнутого объема с экстраполяцией в область более высоких давлений (рисунок). Считалось, что на каждом этапе углефикации газы занимали поровый объем, определенный лабораторным путем как газонасыщенный для соответствующей марки угля [1]. По количеству генерируемых углями летучих компонентов на каждой градации катагенеза устанавливалась величина 1/В и по рисунку оценивалось развива-

емое газами давление. При этом принципиальный характер получаемых величин не изменился с учетом и без учета показателей растворимости газов в водах, а также сжимаемости пород. Литостатическое давление для сопоставимых с каждой градацией катагенеза глубин определялось по градиенту 0,025 МПа/м.

Выполненные исследования показали, что генерируемых газов уже на градациях ПК¹—ПК² достаточно для формирования в газонасыщенном пространстве порового давления, превышающего литостатическое в 10 раз,

а за весь цикл катагенеза углей (от Б₂ до А₁₂₋₁₅) давление газов в том же поровом объеме может превысить литостатическое в 201 раз. Превышение давления газов над литостатическим в том же диапазоне градаций катагенеза сохраняется достаточно высоким (в 81 раз), если допустить насыщение летучими всего порового объема ОВ. Даже предполагая, что генерируемые газы занимали все пустотное пространство углей и сопредельных пород коллекторов, объемы которых принимались в соответствии с работой [15], получим превышение развиваемого газами давления над литостатическим в 1,7 раза уже на градациях МК¹—МК².

По мере возрастания температуры увеличивается влагонасыщенность сложной по составу парогазовой смеси: от 3,3 г/м³ на градации ПК¹—ПК² до 691 г/м³ на градации АК³—АК⁶. При этом объемная доля паров воды возрастает от 0,41 до 86 %, что, в свою очередь, обуславливает увеличение парциального давления паров воды и рост общего давления в флюидной системе.

Полученные данные позволяют представить следующую модель обезвоживания концентрированного ОВ и превращения его в последовательный ряд каменных углей. На стадии диагенеза влажность торфа достигает 90 % [15]. С началом катагенеза влажность углей резко понижается за счет их уплотнения при свободном оттоке воды из гидрофобного ОВ в сопредельные проницаемые горизонты. Образующиеся на ранних этапах мезокатагенеза в большом объеме газы не могут сразу покинуть место генерации, так как фазовая проницаемость для них равна нулю. Это вызывает повышение давления в зоне генерации газов, которое передается на воду, насыщающую поровое пространство ОВ. При наличии сопредельных с углями пластов-коллекторов в последние в первую очередь вытесняется вода, обладающая более высокой фазовой проницаемостью.

На этих, и в особенности на последующих, этапах катагенеза в угленосном разрезе время от времени могут возникать закрытые системы, из которых отток все возрастающих объемов

газообразных и жидких продуктов преобразования ОВ затруднен или отсутствует. В подобных системах пластовое давление, складывающееся из гидростатического и развиваемого генерируемыми флюидами давлений, быстро достигает значений, превышающих литостатическую нагрузку. Аномально высокие пластовые давления флюидов в углях среднего и позднего катагенеза встречаются повсеместно в инверсионной области Донбасса и в угленосной толще под нефтегазонасыщенными отложениями сопредельной Днепровско-Донецкой впадины. Вскрытие таких зон сопровождается выбросами газа, воды и пород в горных выработках и скважинах [1, 5, 11].

Выбросоопасные зоны характеризуются в этом случае высокой и повышенной трещиноватостью, пониженной прочностью, наличием сильно нарушенных перемятых пачек углей или углистого детрита. По сравнению с невыбросоопасными участками в таких зонах втрое больше трещин, повышены пластовая температура, давление газа, газонасыщенность и скорость начальной газоотдачи [2, 4]. Избыточное давление флюидов, превышающее гравитационное напряжение, создает перепад давления между зоной их генерации и участками, где она отсутствует, в результате чего происходит импульсный газогидроудар составных частей пород по мере превышения предела их прочности. В момент газогидроудара происходит перенос парогазовой смеси в свободном состоянии — прострел флюида. В напряженном угленосном массиве толчком к газогидроудару пород может послужить ударное сжатие слоистой толщи. В этом случае прострелы газа возможны как по оси сжатия угольного вещества, так и перпендикулярно к ней [2, 4, 9].

По имеющимся данным, фокусирование в определенных направлениях неоднократных импульсных сотрясений в осадочной толще ускоряет процессы катагенеза углей и образования флюидов [3, 14], что в совокупности приводит к локализации в распределении частых газодинамических явлений и аномально высокой газонасыщенности угольных пластов и вмещающих пород в шахтах Донбасса [11]. Остаточная влажность снижает в зоне газогидро-

Фазовые переходы воды при катагенезе углей

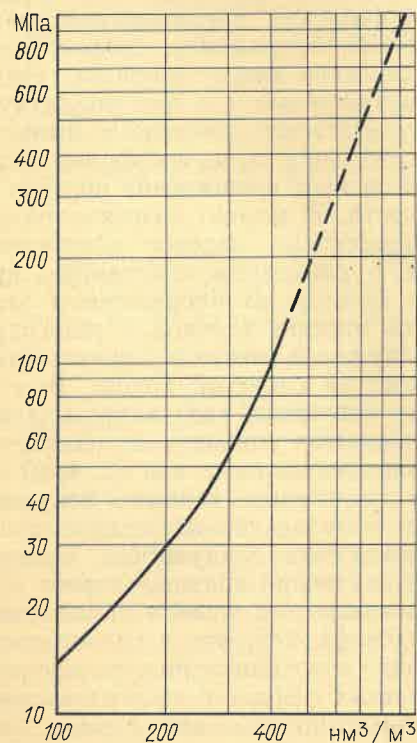
Градация катагенеза — марки углей*	Давление, МПа**	Температура, К	Количество выделившихся продуктов катагенеза и 1 т ОВ на данной градации катагенеза, кг						Количество воды, растая в генерируемых газах на данной градации катагенеза	
			H ₂ O	CO ₂	CH ₄	H ₂ S	NH ₃	Итого	CO ₂	CH ₄
I	11,0	313	4,36	10,55	2,75	5,38	0,26	23,30	0,02	0,003
II	23,1	343	7,86	29,35	5,02	5,55	0,82	48,60	0,12	0,013
III	37,6	368	10,46	18,81	6,69	2,86	0,48	39,30	0,22	0,032
IV	55,5	393	1,66	29,05	11,89	2,54	0,17	45,31	0,49	0,10
V	68,2	408	5,35	8,87	16,20	1,45	0,73	32,60	0,20	0,19
VI	76,5	425	3,36	9,38	11,96	0,46	0,33	25,49	0,27	0,21
VII	89,7	450	4,24	7,02	14,67	1,01	2,08	29,02	0,31	0,43
VIII	104,4	475	7,17	15,77	33,44	2,67	1,83	60,88	1,12	1,56
IX	122,1	518	5,85	10,08	85,32	4,69	5,36	111,30	1,92	9,28
X	139,8	608	1,59	2,98	11,01	0,20	0,92	16,70	10,84	102

* Обозначения см. в табл. 1.

** При определении влагонасыщенности газов давление принималось с коэффициентом аномально

*** Вся вода превращается в пар; цифра показывает дефицит воды, которая могла бы раствориться

разрыва трещиностойкость матрицы углей, а возникающие напряжения определяют ориентировку образующихся систем макро- и микротрещин в пер-



Зависимость развиваемого в замкнутом поровом пространстве давления от количества газа в поровом объеме

воначально сплошном слабопроницаемом материале.

Ввиду пульсационного характера проявления газогидроразрывов, трещины постепенно концентрируются в протяженные полосы в матрице внутренних частей, а также в кровле и подошве угольных пластов. В результате через трещины вытесняется часть флюидов, прежде всего воды, в сопредельные с закрытой системой горизонты с меньшим давлением, что, в свою очередь, обуславливает понижение давления в угленосном разрезе.

В связи с этим угленасыщенная зона временно превращается в закрытую систему, но вследствие продолжающейся генерации газа в системе вновь возрастает давление до величины, при которой происходит очередной газогидроразрыв углей и вмещающих их пород.

В зависимости от конкретных условий залегания углей и степени их катагенеза газогидроразрывы пород могут возобновляться десятки и сотни раз (см. табл. 1). После каждого газогидроразрыва изотермическое снижение флюидального давления способствует ускорению процессов углефикации ОВ. По времени эти процессы лимитируются следующим за газогидроразрывом ростом флюидального давления.

Таблица 2

входящей- зах на дан- неза, кг		Количество воды, генерируемой ОВ и ее фазовое состояние, кг				Объем паров воды в парогазовой смеси, м³		Количество газов, включая пары воды, генерируемых 1 т ОВ, м³	
		Жидкость		Пар					
H ₂ S	NH ₃	На данной градации	С начала катагенеза	На данной градации	С начала катагенеза	На данной градации	С начала катагенеза	На данной градации	С начала катагенеза
0,02	0,0003	4,32	4,32	0,043	0,043	0,054	0,054	13,0	13,0
0,04	0,003	7,68	12,00	0,18	0,22	0,22	0,27	26,7	39,7
0,06	0,002	10,15	22,15	0,31	0,53	0,39	0,66	21,7	61,4
0,10	0,001	0,97	23,12	0,69	1,22	0,86	1,52	33,9	95,3
0,07	0,008	4,88	28,00	0,47	1,69	0,58	2,10	29,5	124,8
0,03	0,007	2,84	30,84	0,52	2,21	0,64	2,74	22,8	147,6
0,13	0,07	3,30	34,14	0,94	3,15	1,17	3,91	28,5	176,1
0,93	0,10	3,46	37,60	3,71	6,86	4,6	8,5	63,3	239,4
3,68	0,42	—9,45 ***	28,15	15,3	22,2	19,0	27,5	153,1	392,5
0,94	0,64	—112,8 ***	—84,65 ***	114,4	136,6	142,4	169,9	160,6	553,1

сти, равным 1,5.
в генерируемых газах.

Выполненные исследования позволяют объяснить процесс обезвоживания угленосных отложений за счет проявления следующих механизмов: 1) отжатия воды под воздействием гравитационного уплотнения; 2) вытеснения воды генерируемыми ОВ газами; 3) эмиграции воды в паровой фазе в составе парогазовой смеси. На стадии катагенеза и подстадии протокатагенеза ОВ превалирует первый механизм, на подстадии позднего апокатагенеза — остальные.

Полученные данные свидетельствуют о том, что антрациты образуются в значительной степени благодаря большому дефициту влаги в них, вызванному интенсивным обезвоживанием генерируемыми газами, обладающими при существующих термобарических параметрах высокой влагоемкостью (см. табл. 2). Этот вывод базируется на результатах многочисленных экспериментов, выполненных на глинистых образцах [7 и др.]. При прокачке через образцы сухого газа последний насыщался паровой влагой за счет испарения связанной воды.

В случае магматических интрузий в угольные пласты и проявления контактового преобразования ОВ рассматриваемые процессы протекают мгновенно (в геологическом смысле) и доминирующим механизмом обезвожива-

ния углей в данном случае является эмиграция воды в паровой фазе.

Таким образом, установлена новая закономерность обезвоживания углей за счет периодических газогидроразрывов угольных пластов и вмещающих отложений, вытеснения воды газами из матрицы углей и растворения воды в генерируемых газах. Наряду с этим впервые полученные значения средней влагонасыщенности генерируемых газов, доли паров воды в парогазовых смесях и других параметров можно использовать с целью количественной оценки аналогичных показателей для любого концентрированного ОВ (гумусовые угли, горючие сланцы, баженины и т. д.).

В заключение отметим, что приведенные в статье качественные и количественные оценки направленных эволюционных изменений ОВ отражают масштабы некоторых процессов, связанных с генерацией летучих компонентов, а рассмотренный механизм участия природных газов в обезвоживании концентрированного ОВ, наряду с другими уже отмеченными факторами, раскрывает причинно-следственную связь отдельных малоизученных физико-химических процессов преобразования органико-минерального комплекса пород в катагенетическом ряду бурые угли — антрацит (ПК¹ — АК⁶).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айруни А. Т., Зотов В. М. О газопроницаемости угольных пластов.— Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 3, с. 695—697.
2. Борьба с внезапными выбросами газа и угля в шахтах/А. В. Докукин, А. Т. Айруни, И. Л. Эттингер и др.— Вестн. АН СССР, 1984, № 12, с. 44—55.
3. Бочкарев А. В. Катагенез органического вещества на постинверсионном этапе развития Донбасса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 123—129.
4. Возможные индикаторы выбросоопасности угольных пластов/Н. И. Хитаров, А. В. Докукин, А. Э. Петросян и др.— Сов. геология, 1985, № 1, с. 45—53.
5. Вольпова Л. С. Особенности химического состава углеводородных газов из углей Воркутского месторождения в зонах внезапных выбросов.— Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 2, с. 457—460.
6. Гуревич Г. Р., Брусиловский А. И. Справочное пособие по расчету фазового состояния и свойств газоконденсатных смесей. М.: Недра, 1984.
7. Жузе Т. П. Роль сжатых газов как растворителей. М.: Недра, 1981.
8. Контроль за разработкой газовых и газоконденсатных месторождений/Г. В. Рассохин, И. А. Леонтьев, В. И. Петренко и др. М.: Недра, 1979.
9. Могилевская Т. М., Николаевский В. Н. Миграция углеводородов и механическое состояние глинистых экранов в различных тектонических условиях.— Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 3, с. 709—713.
10. Намиот А. Д. Фазовые равновесия в добыче нефти. М.: Недра, 1976.
11. Новосилецкий Р. М. Поздний катагенез — зона генерации флюидов с АВПД.— Нефтяная и газовая промышленность, 1984, № 4, с. 17—21.
12. Петренко В. И., Заводнов С. С. Об одной особенности эксплуатации высокотемпературных газовых залежей на завершающей стадии.— Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 4, с. 959—961.
13. Петренко В. И., Заводнов С. С., Мартынова М. А. Фазовые переходы в парогазовых смесях и их роль в увеличении углеводородоотдачи недр.— Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 2, с. 441—445.
14. Природный фактор, вызывающий преобразование ископаемого органического вещества/А. А. Трофимук, Н. В. Черский, В. С. Вышемирский и др.— Геология и геофизика, 1982, № 6, с. 72—77.
15. Law B., Hatch I., Kukal G., Keighin C. Geologic implications of Coal Dewatering.— A. A. P. G. Bulletin, 1983, v. 67/12, N 12, p. 2255—2260.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.69 : 552.21(470.22)

П. Ф. ИВАНКИН (ЦИНГРИ), Л. П. ГАЛДОБИНА,
Ю. К. КАЛИНИН (Ин-т геологии КФ АН СССР)

Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья

Открытие в Карелии нового вида минерального сырья — шунгита — и утверждение в геологической литературе самого этого понятия имеют длительную историю. Найденные местными крестьянами в 1876 г. черные камни около села Шуньга были приняты за каменный уголь — «олонецкий антрацит». В литературе началась дискуссия о природе странного «антрацита», который не горел в топках. Основоположник школы карельских геологов — А. А. Иностранцев — был первым среди ученых, усомнившихся в угольной природе «олонецкого антрацита», он назвал его шунгитом.

В первые годы Советской власти ученых, по-прежнему, привлекала возможность использования шунгитов как топлива. Однако и в этот период не было найдено эффективных приемов сжигания шунгитов, но установлено пригодность их для некоторых технологических процессов (как сырья для получения феррофосфора, керамзита, наполнителя для микрофонов, черного пигмента). Лишь в 1956 г. благодаря исследованиям П. А. Борисова была обоснована необходимость углубленного исследования шунгитов как комплексного минерального сырья с перспективой использования в строи-

тельной промышленности, сельском хозяйстве и в качестве пробирного камня. Последующие исследования шунгитов в Институте геологии Карельского филиала АН СССР позволили установить необычные свойства этого вида углеродистого сырья и направления его использования в народном хозяйстве [9, 10]. Установлено разнообразие состава минерального субстрата (первично глинистый, карбонатный, пирокластический базальтовый) и широкий диапазон изменений количества углерода в этих породах (от долей процента до 98 %). С этим связано и разнообразие внешнего облика шунгитовых и шунгитосодержащих пород, физико-механических и химических их свойств, определяющих возможности практического использования.

Первая классификация шунгитов, предложенная в 1956 г. П. А. Борисовым с учетом данных А. А. Иностранцева, В. И. Крыжановского и других ученых, подразделяла их по содержанию углерода на пять типов: 1) с содержанием углерода в породе более 98 %, 2) 35—75 %, 3) 20—35 %, 4) 10—20 %, 5) менее 10 %.

Более подробная их классификация [9] учитывала новые геологические данные, характеристики самого шунгитового вещества и особенности состава минеральной части породы. Были выделены: 1) «шунгиты нестратифицированные», слагающие жилы и гнезда, в основном отвечающие по содержанию углерода первому типу; 2) «шунгиты стратифицированные», образующие крупные пластовые, линзовидные и сигарообразные залежи в осадочных и вулканогенно-осадочных породах ятулия Онежской мульды. Наиболее распространенные «стратифицированные шунгиты» по количественным соотношениям углерода, кварца и сложных силикатов (биотита, мусковита, полевых шпатов, хлорита) подразделены на 12 групп. Геолого-промышленная классификация шунгитов [10] предусматривает выделение их главных типов с разными областями использования.

Шунгитовые породы с содержанием углерода более 20 % и определенными соотношениями алюминия — железа и других компонентов могут использоваться в качестве: заменителя кокса и

кварцита в термических процессах производства ферросплавов, фосфора, литейного и синтетического чугуна, цветных металлов; заменителя графита в противопожарных красках; катализатора и носителя катализаторов в реакциях органического синтеза; адсорбента при очистке сточных вод от органических примесей; электропроводного стройматериала; коррозионно-стойкого футеровочного материала. Шунгитовые породы с содержанием углерода не более 3 % используются в производстве пористого заполнителя — шунгизита, а существенно кварцевые разности (лидиты) — в качестве пробирного и поделочного камня и при получении пенокварцевого стекла.

При детальном изучении структуры шунгитового вещества и его свойств получены следующие основные выводы. Шунгит, как и стеклогуглерод, является продуктом медленной карбонизации углеводорода, доведенной до предельно высокой стадии. Степень упорядоченности углерода в шунгитах изменяется в широких пределах, причем между всеми его состояниями существуют непрерывные переходы. Типично сосуществование в одном микрообъеме нескольких структурных форм углерода. Разупорядоченная молекулярная структура в шунгитах комбинируется с различными надмолекулярными структурами — стекловидной, микроглобулярной, пачечной. Поведение шунгита в химических реакциях свидетельствует о том, что он представляет собой элементарный углерод с высокой реакционной активностью в окислительно-восстановительных процессах. Преобразования шунгитового вещества при любых температурах не сопровождаются его переходом в графит. Хорошо изучены также механические, физические, тепловые и другие свойства шунгитов [9, 10].

Вместе с тем проблема генезиса шунгитов Карелии во многом остается еще не разработанной. Сумма накопленных геологических и физико-химических данных противоречит представлениям о биогенной природе углерода шунгитов и сингенетичности их с осадконакоплением. Углерод шунгитов, как и сопутствующие ему в повышенных количествах металлы (V, Co, Ni, Cr, Zn, S, Se и др.), несомненно, имеют

эндогенное происхождение: они принесены глубинными газовыми потоками, сопутствовавшими вторжению в земную кору по глубинным разломам мантийных расплавов. Однако недостаточно изученными остаются многие вопросы, в частности: временная последовательность образования шунгитов с низкими, средними и весьма высокими содержаниями углерода на разных этапах вулканогенно-плутонической деятельности в архее и протерозое; физико-химическая природа органо-силикатных гелей, формирующих высокоуглеродистые шунгиты; специфический морфогенезис их залежей и др.

К главным доказательствам эндогенной природы шунгитов относятся: огромный вертикальный размах процесса отложения углерода в архейских и протерозойских структурах; пространственная сопряженность наиболее интенсивного отложения углерода с зонами глубинных разломов и ареалами базитового магматизма; синхронность образования малоуглеродистых шунгитов с процессами смятия и расчленения пород в режимах аспидно-филлитовой ступени метаморфизма; формирование залежей высокоуглеродистых массивных шунгитов в дислоцированных и расчлененных складчатых породах близкоодновременно с внедрением силлов габбро-диабазов, актинолит-тремолитовым замещением известняков и другими проявлениями окологлаукоидного прогрессивного метаморфизма; многостадийность процесса образования шунгитов с неоднократной сменой деформаций минеральных агрегатов кристаллизацией более поздних алюмосиликатных минералов, сульфидов и углерода, изменением окислительно-восстановительного режима и температуры процесса.

В ходе специальных тематических исследований черносланцевых формаций Карелии [2, 3, 8 и др.] доказан чрезвычайно широкий по разрезу верхнего архея и нижнего протерозоя характер проявления углеродистого вещества с относительно небольшим его отложением в формациях архея (5 условных единиц) и уникальными концентрациями (200 условных единиц) в нижнем протерозое. В архее широко развит скрытокристаллический графит (при содержании в породе 0,5—3 %) в

тонкочешуйчатых филлитовидных кварцево-сланцевых сланцах региональных зон смятия, содержащих инъекции габбро-диабазов.

Главная протерозойская шунгитоносная структура — Онежская мульда — имеет вытянутую овальную форму, подчиненную клиновидному сближению обрамляющих ее глубинных разломов, и располагается непосредственно на продолжении одного из крупных архейских «зеленокаменных поясов». Ее сложная внутренняя складчато-блоковая структура отражает большую кинематическую активность глубинных разломов, расчленяющих архейский фундамент на блоки (рис. 1). Залегающая на этих блоках сложно дислоцированная карбонатно-терригенно-вулканогенная слоистая толща шунгитизирована повсеместно. Она смята в брахиформные складки с отчетливой северо-западной ориентировкой их осей, нарушена многочисленными продольными разломами, неравномерно и преимущественно по слою расчленяется и затем инъецирована субогласными и секущими силлами габбро-диабазов. Удлиненные брахисинклинали с широкими днищами чередуются с гребневидными приразломными антиклиналями, к ядрам и крыльям которых тяготеет основная масса тектонических нарушений [9].

В рассеянном виде шунгитизации подвергаются практически все дислоцированные протерозойские породы: терригенные, карбонатные, пирокластические, эффузивные, а местами и интрузивные габбро-диабазовые. Однако компактные скопления массивных шунгитов приурочиваются к определенным структурам заонежского горизонта. Они локализуются в бортах коробчатых синклиналей, ограничиваясь по восстанию разломами и ядрами узких приразломных антиклиналей.

Морфология шунгитов разного типа различна. Малоуглеродистые шунгиты представляют собой пластовидные тела и субогласные зоны преимущественно слюдяных динамометаморфических сланцев по алеволитам и туффицитам. Шунгитовые тела с содержанием углерода от 20 до 75 % и более, напротив, имеют компактные удлиненно-линзовидные формы с максимальными размерами 500×700 м в плане и вер-

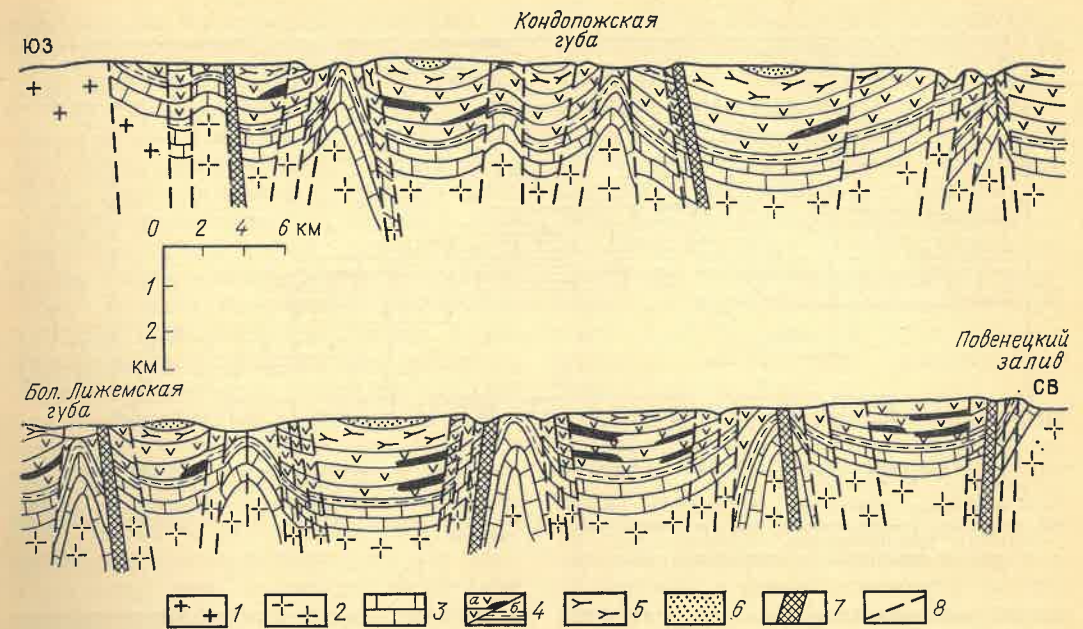


Рис. 1. Схематический геологический разрез Онежской мульды:

1 — архейский гранито-гнейсовый фундамент, обнаженный; 2 — архейский фундамент в основании мульды; 3 — образования ятулия; 4 — заонежский горизонт, представленный образованиями лудиковия, мергелистыми осадками нижней подсыты (а) и вул-

каногенно-осадочными породами с телами шунгитов верхней подсыты (б); 5 — суийский горизонт лудиковия, сложенный вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами с углеродом; 6 — образования ливвия; 7 — интрузии основного и ультраосновного состава лудиковия; 8 — тектонические разломы

тикальной мощностью 100—120 м. Внешние ограничения таких тел обычно четкие со стороны висячего бока и усложненные в лежащем боку, где подстилающие трещиноватые доломитизированные известняки рассеиваются прожилками шунгитов. Местами в шунгитах присутствуют реликты неполностью замещенных известняков и сланцевых пород.

Специфична морфология углерод-кварцевых (лидитовых) и существенно кремнистых шунгитов, переходных к лидитам. Они имеют флюидно-полосчатую текстуру течения, локализуясь, как правило, в верхних частях шунгитоносных структур, где образуют субогласные тела, жилы, трубчатые и штокерковые секущие мелкие залежи. Особенности строения и взаимоотношения тел лидитов с вмещающими породами указывают на то, что до кристаллизации углеродисто-кремнистые флюиды представляли собой высококонцентрированные вязкие среды. По своему внешнему облику и составу лидиты аналогичны флюидно-инъекционным углеродистым кремням Тянь-Шаня [5].

На рис. 2 представлен разрез через шунгитовую залежь, на котором можно видеть особенности ее внутреннего строения и соотношения высокоуглеродистых разновидностей шунгитов с вмещающими породами и интрузивными габбро-диабазовыми. Массивные шунгиты составляют центральную часть линзы; к периферии залежи они сменяются брекчиевидными разновидностями, сцементированными после раздробления более поздним кремнисто-углеродистым веществом. В контакте с известняками, подвергшимися частичному тремолит-актинолитовому замещению, шунгиты обогащаются известью. Мало-мощное клиновидное окончание залежи брекчиевидных шунгитов по падению сменяется шунгитизированными кварцево-биотитовыми сланцами.

В целом этот разрез иллюстрирует замещение шунгитовой залежью терригенно-вулканогенно-карбонатной пачки метаморфизованных пород, заключенной между двумя субпараллельными силлами габбро-диабазов. Наибольшая мощность массивных шунгитов приходится на область выклинивания силлов по восстанию и

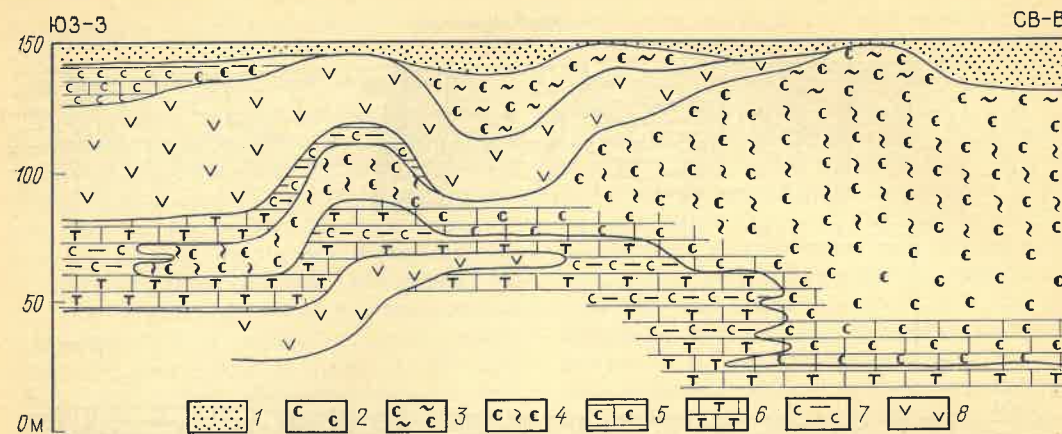


Рис. 2. Вертикальный разрез шунгитовой залежи (по материалам С. В. Купрякова):

1 — четвертичные отложения; 2 — шунгиты массивной текстуры; 3 — шунгитовые породы, выветрелые; 4 — шунгиты брекчированные, сцементированные более поздними кремнистым и углеродисто-кремнистым

смены массивных разностей углеродистыми сланцами в западном направлении, т. е. в сторону корней интрузии. Не исключено, что эти соотношения указывают на важную роль в образовании компактных залежей богатых шунгитов флюидных процессов, сопровождавших становление мантийных субвулканических интрузий. С этим предположением согласуются региональные данные по локализации шунгитов разного типа, а также результаты их петроструктурного изучения.

Образование шунгитов в Карелии связано с двумя главными этапами мантийного магматизма: суйсарским и заонежским. Суйсарский этап характеризовался интенсивным вулканизмом, высокой эксплозивностью его, слабым проявлением комагматических интрузий и пневматолита. В разрезе суйсарского горизонта тела высокоуглеродистых шунгитов отсутствуют, хотя малоуглеродистые их разности распространены достаточно широко. Заонежский этап вулканизма, напротив, завершился мощным проявлением субвулканических базитовых интрузий и сопутствующих им восстановленных флюидов. Именно с образованиями этого этапа и связана основная масса шунгитизированных пород и практически все выявленные залежи высокоуглеродистых шунгитов.

В петроструктурном отношении шунгитосодержащие породы заонежского и суйсарского горизонтов пред-

ставляют собой динамометаморфические сланцы, бластомилониты аспидной (серицито-хлоритовой) и филлитовой (мусковито-биотитовой) ступеней метаморфизма. При слабом и умеренном замещении сланцев шунгитовым веществом, сульфидами и карбонатами вещественные и структурные реликты динамометаморфических сланцев и других тектонитов видны хорошо. Отложение углерода происходило в процессе дислокаций и метаморфического преобразования пород одновременно с кристаллизацией кварца, серицита, мусковита, биотита, альбита, железо-магнезиальных карбонатов и сульфидов. Процесс этот был длительным, прерывистым, сопровождался внутриминерализационными подвижками и сменами окислительно-восстановительного режима флюидов. Отложение шунгитового вещества местами сменялось его окислением (газификацией). Характерными парагенезисами минералов при отложении шунгитового вещества были кварц — серицит — углерод, кварц — углерод, кварц — альбит — углерод, кварц — хлорит — биотит — углерод и др.

В участках интенсивного более высокотемпературного пирит-кварц-мусковитового и пирит-флогопит-мусковит-карбонатного метасоматоза большая часть углерода газифицируется и выносится. Поэтому висячем и лежащем боках некоторых габбро-диабазовых силлов, где развиваются зоны

пирит-кварц-мусковит-доломитовых и флогопитовых метасоматитов по черным шунгитизированным сланцам, последние обесцвечиваются, так как углерод из них выносится. Мощность таких зон варьирует от 5—10 до 50—70 м. Повторное массовое отложение углерода происходит во внешних подзонах таких зон и в области выклинивания силлов по восстанию структур.

Эти выводы, полученные при изучении протерозойских шунгитов Карелии, хорошо согласуются с результатами исследования углеродистых пород и процессов их образования в фанерозойских подвижных поясах [4, 5, 6]. При этом установлены: 1) четкая приуроченность зон высокоуглеродистых пород к структурам глубинных разломов, расчленяющих земную кору в пределах пара- и миогеосинклиналей на отдельные блоки; 2) пространственная сопряженность таких зон с поясами базитовых и гипербазитовых интрузий, синкинематических по времени внедрения со складчатостью и рассланцеванием пород; 3) парагенетические отношения и одновременность образования шунгитового вещества со слюдястыми минералами, кварцем, альбитом, железо-магнезиальными карбонатами и сульфидами, слагающими метаморфические и метасоматические породы; 4) геохимические балансы выноса — привноса вещества, доказывающие большую химическую активность углерода при его отложении в алюмосиликатных породах, игравших роль природных катализаторов при конверсии углеводородных газов; 5) вытеснение кремнекислоты из зон массового отложения углерода и сопутствующих минералов, перенос ее в форме щелочно-кремниевых высококонцентрированных флюидов (типа растворимого жидкого стекла) и образование углеродистых инъекционных кремней (лидитов) в верхних частях структур.

Реконструкция колонок вертикальной зональности метаморфизма и инфильтрационного метасоматоза показала, что условия для массового отложения углеродистого вещества в алюмосиликатных тектонитах создаются в верхних частях глубинных разломов при уплотнении потока восстановлен-

денсации углерода окисленности газовой смеси [6]. Мощности зон дислоцированных пород, подвергающихся эндогенной шунгитизации, варьируют от первых десятков и сотен метров до 5—10 км и более. Однако в условиях мощных и сравнительно однородных терригенных комплексов пород интенсивность их шунгитизации даже в пределах зон глубинных разломов обычно невелика; количество углерода составляет 1—3 %, реже 5—10 %. Вертикальный размах зон шунгитизации превышает 2—3 км.

Какие же геологические причины обусловили необычайно большую интенсивность этого процесса в протерозойской Онежской мульде и привели к возникновению здесь уникальной шунгитовой провинции? При решении этого вопроса следует учитывать своеобразие состава заонежского комплекса и тектонические соотношения протерозойского чехла и архейского фундамента на предрифейском этапе развития, когда интенсивно проявились дислокации, мантийный магматизм и глубинная дегазация. Специфическая полая структура Онежской мульды в процессе шунгитизации, по-видимому, играла роль регионального структурного и геохимического экрана. С одной стороны, она обеспечивала экранирование и накопление в пологих зонах флюидов, поступающих снизу по глубинным разломам синхронно с внедрением базальтовых расплавов. С другой стороны, в пределах этой структуры, имеющей существенно карбонатное основание, создавались максимально благоприятные химические условия для окисления флюидов и природной пароуглекислотной конверсии углеводородов.

В зонах субсогласных дислокаций вблизи крутопадающих нарушений практически все терригенно-вулканогенно-карбонатные породы подверглись равномерной шунгитизации с отложением в них углерода в количестве от 0,1 до 1,2 %. Повторные деформации, рассланцевание и брекчирование пород сопровождались дальнейшей поликонденсацией углерода с формированием более локальных и плотных его скоплений, нередко в форме шнурковых, жилковидных, линзовидных и брекчиевидных агрегатов. Внедрение

в шунгитизированный комплекс габбро-диабазов, возникновение зон прогрессивного метаморфизма и окислительного высокотемпературного метасоматоза сопровождалось массовым перераспределением ранее отложенного углерода и дальнейшей его поликонденсацией из углеродистых газов в локальных структурах.

Приведенная схема многоактного развития процесса шунгитизации, завершающегося образованием компактных залежей высокоуглеродистых шунгитов, не противоречит имеющимся геологическим данным. Преимущественно пневматолито-метасоматический способ отложения углерода в дислоцированных породах на ранних стадиях (при количестве углерода не более 10—15 %) сомнений не вызывает — он достаточно надежно обосновывается при изучении минеральных парагенезисов пород. Однако остается неясным процесс эндогенного концентрирования углерода в форме компактных тел с содержанием на массу более 20—40 %. Такие шунгиты имеют массивное сложение и структуру стеклокристаллического материала. Матрицу в них уже при содержании 20—30 % формирует углерод, а силикатные, обычно тонкозернистые минералы выступают в роли наполнителя, имея между собой слабые контакты. Между содержанием углерода и силикатных минералов при обработке массовых химических анализов устанавливаются определенные корреляционные зависимости. Все это указывает на то, что первичное состояние среды, давшей при раскристаллизации высокоуглеродистый шунгит, было гомогенным.

Такая гомогенная среда, возможно, представляла собой органо-силикатный комплекс, распадавшийся в процессе расслоения гомогенной системы на силикатные компоненты, углерод и тонкоглобулярные сульфиды. Выявленное разнообразие текстурно-структурных рисунков (массивные и однородные, эмульсионные микроглобулярные, линзовидно-полосчатые, флюидно-полосчатые и брекчиевидные) отражает различные стадии расслоения органо-минеральной системы при меняющихся *P-T* параметрах. Высокоуглеродистые шунгиты отчетливо делятся на две группы: калиевые органо-силикатные

смеси, кремнистое вещество которых аналогично лидитам, и натровые органо-силикатные смеси, силикатная часть которых имеет альбитовый состав. Поэтому можно предположить, что процесс восстановительного метасоматоза при большой его интенсивности, когда количество отлагаемого углерода в алюмосиликатных породах превышает 10—15 %, сменяется флюидизацией (разжижением) пород вследствие образования не только собственно щелочно-кремнистых комплексов (жидких стекол), но и органо-силикатных гелей с весьма высоким содержанием углерода.

Из вышесказанного следует, что разработка геолого-генетических аспектов процесса образования шунгитов непосредственно связана с проблемами петрогенезиса в восстановительных условиях при смене их на окислительные. В земной коре эти условия возникают преимущественно на уровне гипабиссальных глубин в ареалах интенсивного базитового и базит-гипербазитового магматизма, где происходила длительная инфильтрация глубинных восстановительных газов в динамически активных зонах и в породах с соответствующими каталитическими свойствами [6]. Таким образом, образование шунгитов — явление отнюдь не исключительное. Процесс этот обычен для низких и средних ступеней метаморфизма алюмосиликатных и карбонатно-силикатных пород и нередко приобретает региональный размах не только в архейских и протерозойских, но и в фанерозойских структурах. Однако в главной своей массе «черносланцевые» осадочно-метаморфические породы характеризуются низкими содержаниями шунгитового вещества, типичными для начальной (одноактной) стадии его образования.

С этих позиций необходимо целевое петроструктурное и минералого-геохимическое изучение регионально проявленных зон черных сланцев не только в Карелии, но и на Большом Кавказе, в Тянь-Шане, Восточном Казахстане, Мугоджарах, Енисейском крае, Саянах и других регионах страны. Например, в Тянь-Шане углеродистые кремни-лидиты имеют очень широкое распространение [5] и ждут оценки как специфическое минеральное сырье.

Реально обнаружение в этих регионах, помимо шунгитового и лидитового сырья, других геолого-промышленных типов шунгитовых пород. Приведенные данные о закономерностях локализации и образования шунгитов при пневмато-метасоматических и флюидно-инъекционных процессах в подвижных зонах могут быть использованы для их прогнозирования. Специального обсуждения заслуживают геохимическая и металлогеническая специализации черносланцевых пород [2, 4].

В заключение необходимо отметить, что И. Б. Волковой и М. В. Богдановой [1] предпринята попытка возродить концепцию о растительно-биогенном происхождении шунгитов Карелии. Обвиняя В. М. Тимофеева и других ученых в некорректном использовании выводов А. А. Иностранцева, в игнорировании «геологических аспектов» генезиса шунгита, эти авторы утверждают, что осмотренная ими залежь у деревни Шуньга «представляет собой типичный угольный пласт» [1, с. 97]. Это сделано на основании «углепетрографического и химического изучения» небольшого участка обнаженной в старом карьере залежи, травления аншлифов и образцов шунгитов. В статье содержатся указания на обнаружение «растительных структур» в шунгитах с «высокой организацией растений-углеобразователей» в раннем протерозое, «псевдоморфоз пирита по древесине» (с. 96), «биогенной природы шуньгских сульфидов» (с. 97) и т. д.

Следует отметить, что приведенные утверждения глубоко ошибочны и обусловлены, во-первых, полным игнорированием многолетних геологических, разведочных и других данных по шунгитам Карельской провинции и, во-вторых, тенденциозной интерпретацией результатов химического травления образцов шунгитов. Как можно видеть на опубликованных рисунках [1, рис. 2, 3], обычные эффекты совместной концентрической и глобулярной кристаллизации кварца, углерода, сульфидов априорно принимаются за «биогенные образования», а структурные реликты

серицит-мусковитовых волокон динамометаморфического сланца в протравленной шунгитовой породе — за «растительные структуры древесины». Статья И. Б. Волковой и М. В. Богдановой служит еще одним подтверждением того факта, что шунгитовые породы, внешне похожие на уголь, им отнюдь не являются, и тенденциозное стремление изучать их с «позиций угольной геологии» приводит лишь к противоречиям.

Шунгитовые породы — продукты не биогенного, а эндогенного накопления углерода в литосфере, поэтому при их изучении необходимо использовать методы геотектоники, структурной геологии, петрологии, геохимии и физической химии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волкова И. Б., Богданова М. В. Шунгиты Карелии. — Сов. геология, 1985, № 10, с. 93—100.
2. Галдобина Л. П., Голубев А. И. Углеродистые (шунгитсодержащие) породы Онежской мульды и их металлогеническая специализация. — В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 133—143.
3. Геология шунгитовых вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии/Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1982.
4. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлогенности осадочно-метаморфических пород. — Сов. геология, 1984, № 1, с. 90—100.
5. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. О природе черных углеродистых кремней в юго-западном Тянь-Шане. — Сов. геология, 1985, № 5, с. 105—116.
6. Иванкин П. Ф. Особенности петрогенезиса глубинных разломов мио- и парагеосинклиналей. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы, 1985, т. 60, вып. 3, с. 12—21.
7. Соколов В. А. Создатель школы карельских геологов. Петрозаводск: Карелия, 1976.
8. Черносланцевые формации юго-восточной части Балтийского щита/В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, В. Я. Горьковец, С. И. Рыбаков. — В кн.: Осадочная геология докембрия. М., 1982, с. 28—42.
9. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования/Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1975.
10. Шунгиты — новое углеродистое сырье/Под ред. В. А. Соколова. Петрозаводск: Карелия, 1984.

О связи свинцово-цинкового оруденения с особенностями глубинного строения рудных провинций

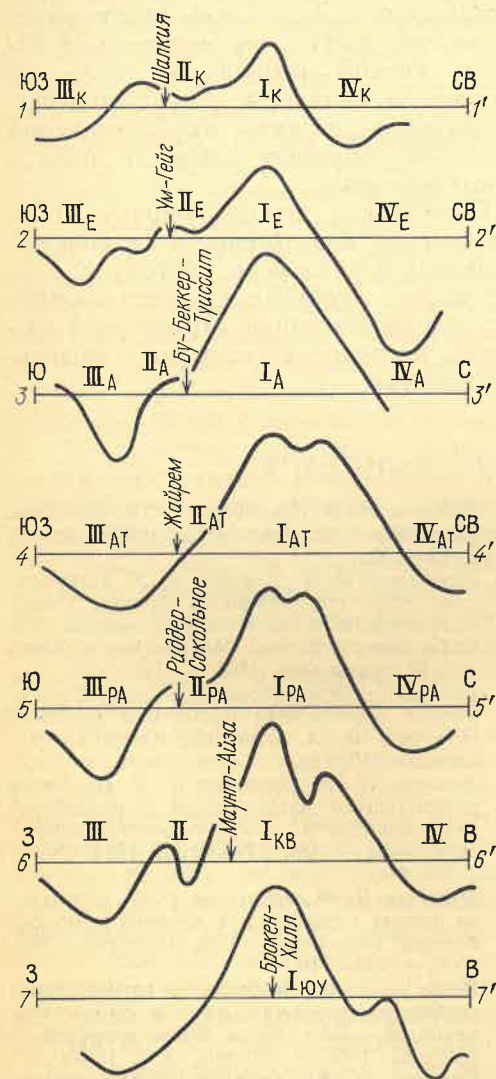


Рис. 1. Графики Δg по профилям, пересекающим свинцово-цинковые месторождения разных генетических типов: профили в провинциях со стратиформным типом оруденения: 1-1' — Каратауской, 2-2' — Красноморской, 3-3' — Атласской, 4-4' — Атасуйской, в провинциях с оруденением эндогенного типа: 5-5' — Рудноалтайской, 6-6' — Квинсленд, 7-7' — Новый Южный Уэльс; типы региональных аномалий Δg : I — положительные (I_K — подзона Осового Каратау, I_E — современный рифт Красного моря, I_A — прибрежная зона и перегиб шельфа Средиземного моря, I_{AT} — Кулек-Каражальская зона в основании Жайльминской мульды, I_{PA} — Алейско-Никольская подзона Рудного Алтая, I_{KB} — зона Главного антиклинория провинции Квинсленд, I_{YU} — зона Барьерного хребта провинции Новый Южный Уэльс); II — градиентные зоны (II_K — юго-западные предгорья Каратау, II_E — западное побережье Красного моря,

Все исследованные провинции, несмотря на развитие в них месторождений разных генетических типов (от стратиформных эпигенетических гидротермально-осадочных до гидротермальных, парагенетически связанных с теми или иными магматическими формациями), характеризуются сходными физическими полями и глубинными структурами. Этот факт позволяет предположить, что на определенном этапе зарождение и формирование рудных систем всех полиметаллических месторождений протекает по единой общей схеме.

Исследования включали анализ геофизических материалов, установление на их основе характеристик и параметров глубинных слоев земной коры, сравнение рудных районов и выявление закономерностей размещения оруденения по отношению к глубинным структурам. При этом привлекались главным образом данные грави- и сейсморазведки. Большое внимание уделялось выяснению геологической природы аномалий силы тяжести и глубинных границ (особенно в верхних горизонтах земной коры), а также пространственных связей оруденения с элементами глубинного строения.

Сравнивались Атласская, Красноморская (Африка), Каратауская, Атасуйская (Казахстан) провинции со стратиформным типом свинцово-цинкового оруденения, Рудноалтайская (Казахстан) — с колчеданно-полиме-

II_A — Марокканская и Оранская Месеты Атласской провинции; II_{AT} — Тасказган-Жиландинская зона в основании Жайльминской мульды, II_{PA} — Лениногорско-Зырянская подзона Рудного Алтая); III — отрицательные, отвечающие поясам гранитов в пределах древних срединных массивов (III_K — Сырдарьинская зона, III_E — пояс «молодых» гранитов Египта, III_A — краевые части Высокого и Сахарского Атласа, III_{AT} — Сюртускан-Сарыжальская зона в основании Жайльминской мульды, III_{PA} — Белоубинско-Сарымсактинская зона Рудного Алтая); IV — отрицательные, фиксирующие зоны палеоспандингов (IV_K — позднеордовикские в Малом Каратау, IV_E — позднеордовикские в Оманско-Сомалийском складчатом поясе, IV_A — современные деструктивные в акватории Средиземного моря, IV_{PA} — среднепозднепалеозойские в Калбе)

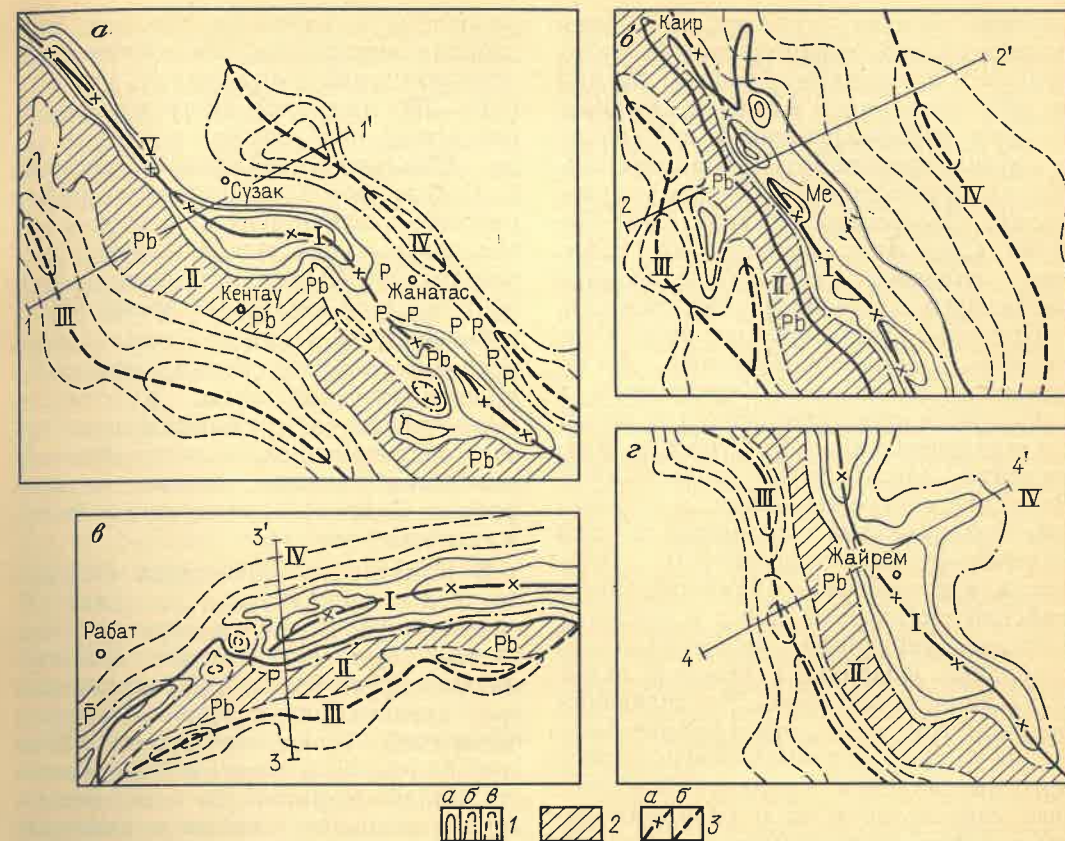


Рис. 2. Схема гравитационных аномалий провинций стратиформного свинцово-цинкового оруденения: провинции: а — Каратауская, б — Красноморская, в — Атласская, г — Атасуйская; 1 — изолинии гравитационного поля (а — положительные, б — нулевые, в — отрицательные); 2 — градиентные зоны силы тяжести; 3 — оси гравитационных аномалий (а — положитель-

ных, б — отрицательных); месторождения: Pb — барит-свинцово-цинковые, V — фосфорно-молибден-ванадиевые, P — фосфоритов кембрийского возраста, P — современное фосфоритообразование; Me — современные металлоносные осадки; остальные усл. обозн. см. рис. 1

таллическим типом, Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия) — с полиметаллическим оруденением в докембрийских толщах.

Гравитационное поле провинций, где развито стратиформное свинцово-цинковое оруденение, характеризуется контрастными, соизмеримыми в плане, близпараллельными линейными положительными (I тип) и отрицательными (III, IV типы) аномалиями и разделяющей их зоной высоких горизонтальных градиентов (II тип, рис. 1, 2).

В рудной провинции Атлас, расположенной на борту пассивной континентальной окраины Атлантического океана и Средиземного моря, полоса положительных аномалий I типа охватывает побережье и шельфовые зоны с максимальными выходами на поверхность домезозойского фундамента, зона высоких градиентов II типа —

площади с широко развитым недислоцированным эпипалеозойским чехлом, отрицательная аномалия III типа — краевую часть Высокого и Сахарского Атласа с дислоцированными отложениями эпипалеозойского чехла, а IV типа — прилегающие акватории. Структура региона определяется наличием массива палеозойских пород, прорванных гранитами. Месторождения Атласской провинции тяготеют к областям древних поднятий в пределах эпигерцинской плиты [4]. В породах герцинского фундамента развито жильное свинцово-цинковое оруденение непромышленного характера. Основные рудные концентрации приурочены к доломитам лейаса и в меньшей мере к карбонатно-терригенным отложениям миоцена. Промышленное оруденение стратиформного типа образует линзо- и пластообразные со-

гласные залежи вкрапленных и прожилковых руд, контролируемые флексурами и трещинами. Графики Δg над рудной провинцией Атлас аналогичны кривым, зафиксированным в Каратау и других провинциях с полиметаллическим оруденением. Главным рудным узлам (Бу-Беккер-Туиссит, Сиди-Бу-Ауан, Сиди-Дрис, Джалит) на графиках отвечает выполаживающаяся часть зоны градиентов силы тяжести.

Красноморская рудная провинция включает свинцово-цинковые месторождения на западном берегу моря, а также металлоносные осадки и рассолы придонных впадин. Строение фундамента здесь резко неоднородное. Западное побережье входит в Аравийско-Мозамбикский срединный массив архейско-раннепротерозойского возраста, а восточное — в Оманско-Сомалийский складчатый пояс, в пределах которого первичная эвгеосинклиналь завершила развитие в позднем кембрии — раннем ордовике. Разделяющий их рифт Красного моря сформировался по системе разломов северо-западного направления. Геофизические данные свидетельствуют о разрывах коры в осевой долине моря и о присутствии здесь линейных интрузивных тел основного состава [4]. Рифтовой зоне отвечает линейная положительная гравитационная аномалия типа I (см. рис. 2), восточному побережью — обширная отрицательная аномалия (IV), а западному — узкая зона высоких градиентов (II) и отрицательная аномалия (III). Градиентная зона охватывает всю рудную провинцию. Месторождения Зуг-Эль-Бахор, Ум-Гейг, Абу-Аиз и др. сосредоточены в пределах узкой прибрежной равнины, погружающейся под воды Красного моря. Рудные залежи концентрируются в карбонатных разностях базального горизонта среднего — верхнего миоцена. Придонные впадины заполнены погребенными рассолами, содержащими повышенные концентрации цинка, меди, свинца в виде оксидов и сульфидов ванадия, фосфора.

Таким образом, Красноморская провинция сформировалась на границе разнородных блоков континентальной коры (со стороны более древнего массива) в области молодой рифтовой структуры. Свинцово-цинковая мине-

рализация в коренных породах, служившая источником для современных месторождений, синхронна по возрасту (515—750 млн. лет) этапу консолидации срединного массива, а рудные тела базального горизонта — времени формирования Красноморского рифта (миоцен — плейстоцен). Отложение металлоносных осадков в Красном море началось 13 тыс. лет назад и продолжается по настоящее время [4].

Графики Δg Оманско-Сомалийского складчатого пояса сходны с таковыми Малокаратауской зоны, Красноморского рифта — с графиками зон Осевого и Центрального Каратау, Аравийско-Мозамбикского массива — с графиками Западно-Каратауской и Байджансайской зон.

В Каратауской провинции положительная гравитационная аномалия (I) соответствует антиклинорной зоне Осевого Каратау. Эпицентр максимума фиксирует выходы на эрозионный срез древних метаморфических пород бессазской серии протерозоя. Зона градиентов силы тяжести (II) отвечает Западно-Каратауской зоне, вмещающей основные свинцово-цинковые месторождения. Отрицательная аномалия (III) пространственно совпадает с Сырдарьинской впадиной. По результатам количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий здесь предполагается скрытый пояс гранитов. Аномалии силы тяжести IV типа характерны для структур Малого Каратау [3].

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения характеризуются зоной высоких градиентов силы тяжести, ограничивающей с юго-запада положительную гравитационную аномалию Осевого Каратау. Месторождению Байджансай отвечает зона сопряжения аномалий I и II типа. Фосфорно-молибден-ванадиевое оруденение локализуется в зоне Главного Каратауского разлома, которому соответствует узкая полоса градиентов силы тяжести, разделяющая положительные аномалии Осевого Каратау и отрицательные Сузак-Байкадамской зоны. В Малом Каратау залежи фосфоритов, концентрирующиеся в пределах Кентау-Жанатасского грабена, отмечаются локальным широтным минимумом Δg .

По отношению к структурам поверхности М и К стратиформные полиметаллические месторождения Шалкия, Миргалимсай, Ачисай и др. приурочены к бортам широтного прогиба, а фосфорное и фосфорно-молибден-ванадиевое оруденение — к склонам поднятия.

Полиметаллическое оруденение концентрируется в пределах Западно-Каратауской линзы с повышенной мощностью (до 25 км) «базальтового» слоя, а фосфориты, наоборот, тяготеют к линзе с пониженной мощностью (17 км) этого слоя. Подобное изменение мощности «базальтового» слоя, по нашему мнению, связано с развитием процессов рифтогенеза, что подтверждается данными геотермических исследований современного теплового поля Каратау.

Атасуйская рудная провинция приурочена к области сочленения ранних каледонид и ранних варисцид Центрального Казахстана. Стратиформные железо-марганцевые, свинцово-цинковые и баритовые месторождения расположены в Жаильминской грабен-синклинали, наложенной на гетерогенный фундамент и выполненной терригенно-карбонатными отложениями фамена — нижнего карбона. Свинцово-цинковое оруденение сопутствует фациям иловых впадин — горизонтам с углистым веществом. На границе карбонатной и глинисто-кремнисто-карбонатной фаций, в зонах активно действующих разломов развита формация рифовых известняков, с которой связано полиметаллическое оруденение. Свинцово-цинковые руды образуют согласные и субсогласные пласто- и линзообразные залежи.

В гравитационном поле Атасуйской рудной провинции выделяются положительная (I), отрицательная (III) региональные аномалии и разделяющая их зона высоких горизонтальных градиентов (II). Аномалии имеют резко выраженную линейную форму, сближены в пространстве и ориентированы согласно северо-западному направлению структур основания мульды.

Положительная аномалия увязывается с каледонской антиклинорной зоной, в ядре которой фундамент приближен к поверхности. По геофизи-

ческим данным здесь предполагается развитие полных дифференцированных рядов раннепалеозойских магматических формаций. В герцинский этап в восточной части Жаильминской мульды широко проявился фаменский базальтоидный магматизм. Отрицательная аномалия отвечает каледонскому инверсионному антиклинорию, сложенному отложениями нижнего — среднего ордовика, прорванными интрузиями гранитов среднедевонского возраста. Полоса высоких градиентов силы тяжести характеризует центральную часть мульды, где сосредоточены полиметаллические месторождения. В пределах герцинского структурного этажа она фиксирует область пологих сводовых поднятий. На этом участке Жаильминская мульда испытывает своеобразный «пережим», обусловленный воздыманием основания. Полоса градиентов пространственно совпадает с Каракингир-Жаильминской палеорифтовой впадиной, для которой характерен активный подводный базальтовый вулканизм.

Анализ особенностей гравитационного поля провинций стратиформного полиметаллического оруденения, приуроченных к рифтогенным структурам, позволяет увязывать формирование руд с наиболее зрелыми стадиями рифтогенеза: раскрытием межконтинентальных рифтов (подобных Красноморскому) и сменой рифтогенеза спредингом, т. е. образованием океанических впадин. В первом случае провинция стратиформного свинцово-цинкового оруденения располагается непосредственно в бортах палеорифтов, во втором — тяготеет к пассивным континентальным окраинам.

Для выяснения природы гравитационных аномалий провинций стратиформного полиметаллического оруденения необходим полный анализ особенностей их геологического строения. Аномалии I—III типов отмечаются последовательно от зон шельфов (или осей межконтинентальных рифтов) в направлении древних континентов, IV типа — фиксируют оси спрединга или относительно молодые первичные складчатые системы.

Выводы о природе положительных гравитационных аномалий I типа основаны на следующих соображениях.

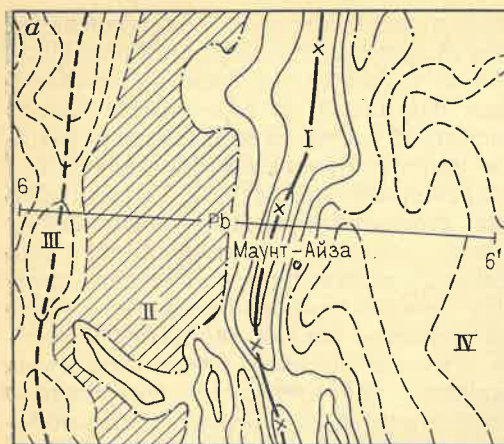
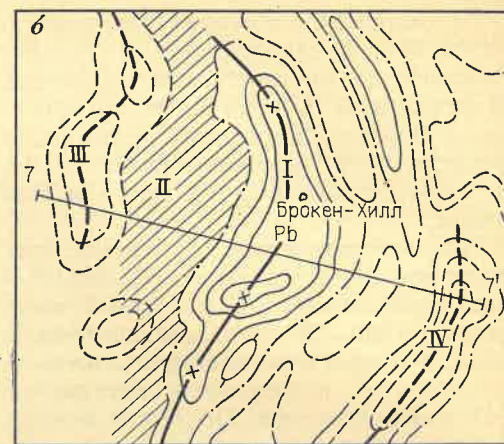


Рис. 3. Схема гравитационных аномалий провинций свинцово-цинкового оруденения нестратиформного типа:

В Красноморской рудной провинции подобной аномалией отмечается осевая зона межконтинентального рифта, в пределах которой развита утоненная земная кора континентального типа, насыщенная дайками базальтоидных пород. Следовательно, аномалии I типа отмечают полосы активной магматической переработки и базификации континентальной коры в осевых частях межконтинентальных рифтов (или в прибрежных шельфовых зонах внутренних морей и океанов) под воздействием процессов рифтогенеза и раскрытия океанических пространств. Эти аномалии характерны для пассивных континентальных окраин рифтогенного происхождения. Континентальные окраины вблизи перегибов шельфа повсеместно отмечаются непрерывными максимумами Δg , фиксирующими погребенные поднятия фундамента и зоны его уплотнения. По форме и интенсивности указанные максимумы идентичны аномалиям над рифтом Красного моря. Следовательно, структурное положение полиметаллических провинций отвечает позиции областей пассивных континентальных окраин современных либо древних континентов. Рудные районы, как правило, располагаются со стороны континента.

По мере удаления от оси рифтов в глубь континентов взаимодействие базальтоидных расплавов и вещества континентальных кор становится все более полным, нарастает доля умерен-



провинции: а — Квинсленд, б — Новый Южный Уэльс в Австралии; остальные усл. обозн. см. рис. 2

но кислых и кислых пород. Эти структуры земной коры отмечаются градиентными зонами (II тип). Далее по латерали области взаимодействия сменяются глубинными зонами ультраметаморфизма, гранитизации и становления линейных поясов гранитов, которым отвечают аномалии III типа.

Аналогичные особенности геофизических полей характерны для Рудного Алтая, провинций Квинсленд и Новый Южный Уэльс (Австралия), хотя генезис месторождений этих провинций большинство исследователей увязывает с эндогенными процессами (рис. 3).

В пределах Рудного Алтая положительная гравитационная аномалия (I) отвечает Алейско-Никольской подзоне, полоса высоких градиентов (II) — Лениногорско-Зыряновской, отрицательные аномалии (III, IV) — соответственно Белоубинско-Сарымсактинской и Калба-Нарымской зонам (П. Ф. Иванкин, В. Н. Любецкий, 1962 г.). Наиболее крупные концентрации свинцово-цинкового оруденения сосредоточены в Лениногорско-Зыряновской подзоне, в узлах ее пересечения широтными разломами.

В провинции Квинсленд положительная гравитационная аномалия (I) соответствует Главному антиклинорию с выходами в ядре кристаллических сланцев архея (?), прорванных интрузиями габбро-гранодиорит-гранитного состава, отрицательная (III) — области развития гранитогайсов, поле отрицательных значений (IV) — области

шельфа. Медно- и серебро-полиметаллические месторождения провинции Квинсленд (Маунт-Айза и др.) концентрируются на границе первых двух структур, отмечаемых полосой повышенных градиентов силы тяжести (II).

Положительная гравитационная аномалия (I) в провинции Новый Южный Уэльс характеризует архейские метаморфические толщи (серия Виллиама) Барьерного хребта, к которым приурочена группа месторождений Брокен-Хилл. В этом заключается геофизическая особенность рассматриваемой провинции. Однако Брокен-Хилл по составу руд является уникальным и не соответствует ни одному из известных в мире генетических типов месторождений.

Анализ физических полей позволяет предполагать, что полиметаллические провинции с колчеданным типом оруденения также формировались в пределах древних палеорифтов.

Все полиметаллические провинции независимо от типа развитых в них руд характеризуются, как правило, общей повышенной мощностью земной коры, и в частности значительным «базальтовым» слоем, что обусловлено их формированием на древних континентальных и, следовательно, наиболее мощных зрелых корях. Так, полиметаллические провинции Забайкалья и Рудного Алтая образовывались на реликтах древних интенсивно переработанных срединных массивов [1]. Складчатые комплексы, вмещающие оруденение, несогласно перекрывают насыщенные телами гранитов породы более древних структурных этажей, сформировавшихся в предшествующие тектонические циклы. В пределах Рудного Алтая это каледонский и рудовмещающий герцинский складчатые комплексы, в Каратау — докембрийский, рифейский, каледонский и рудовмещающий герцинский, в Атласской и Красноморской провинции — докембрийский, каледонский и рудовмещающий киммерийский, альпийский и др. Указанная особенность обусловлена полициклическим развитием, свойственным большинству рифтовых зон.

Повышение мощности «базальтового» слоя объясняется развитием рифтогенных процессов, суть которых состоит в насыщении сиалического ма-

териала коры базальтовыми расплавами, что приводит к базификации континентальной коры. В главных металлогенических зонах Каратау и Рудного Алтая соотношение мощности «базальтового», гранитно-метаморфического и осадочного слоев равно 2,0 : 1,0 : 0,9.

Для полиметаллических провинций характерны линейные пояса глубинных разломов, сопровождаемые зонами смятия. Они рассекают земную кору, вскрывают и активизируют глубокие горизонты, обеспечивая пути проникновения мантийных флюидов в ее верхние слои. Полиметаллический пояс Рудного Алтая рассматривался как своеобразная тектоническая зона, обусловленная развитием системы двух сопряженных на глубине разломов — Иртышского и Северо-Восточного, — сопровождаемых мощными зонами смятия (П. Ф. Иванкин, 1962 г.).

Таким образом, главной особенностью всех рудных провинций со стратиформным и колчеданным типом полиметаллического оруденения является формирование их на зрелых континентальных корях. В этих условиях базальтоидные расплавы зарождаются на больших глубинах при высоких значениях P и T , обогащены щелочами и рудными компонентами, в частности медью и полиметаллами.

Привлечение данных по глубинному строению полиметаллических рудных провинций вскрывает ряд новых ранее малообсуждавшихся аспектов проблемы изучения многостадийной полигенной природы свинцово-цинкового оруденения и открывает дополнительные пути в исследовании его генезиса. В то же время геофизические материалы существенно расширяют и критерии оценки перспектив районов полиметаллического оруденения. Гравитационное поле отражает принципиальные особенности глубинного строения, определяющие позицию рудных узлов и месторождений, что может быть использовано для уточнения перспектив рудных районов.

С целью оценки позиции свинцово-цинковых месторождений на примере Каратау нами разработана относительная шкала их привязки к типовому графику Δg (рис. 4). Расстояние между эпицентрами аномалий I и III

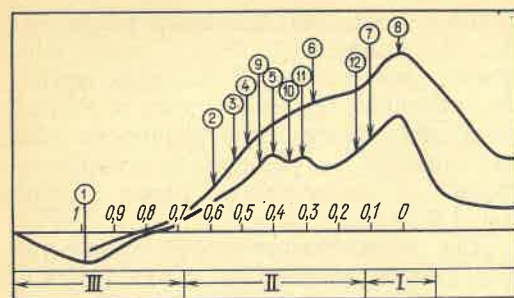


Рис. 4. Положение свинцово-цинковых месторождений по отношению к типовым кривым Δg провинций рифтогенного происхождения:

1 — Аули-Мибладен, 2 — Жайрем, 3 — Бу-Беккер-Туиссит, 4 — Сиди-Бу-Ауан, 5 — Змеиногорское, Лениногорское, 6 — Ум-Гейг, 7 — Маунт-Айза, 8 — Брокен-Хилл, 9 — Миргалмисай, 10 — Шалкия, 11 — Ачисай, 12 — Байджансай; остальные усл. обозн. см. рис. 1

типа принято за единицу. Из 15 сравниваемых месторождений 11 расположены в пределах площадей, отмеченных региональными зонами градиентов силы тяжести (тип аномалий II), два — на границах аномалий II и I типа и, наконец, два соответствуют аномалиям I и III типа.

Наиболее перспективный II тип аномалий занимает интервал 0,12—0,69 типового графика Δg , а для провинции Каратау он сужается по 0,28—0,46. Другими словами, на площади, характеризуемой графиком Δg с линейными координатами 0,46—0,6, месторождений в Каратау пока не известно. Вместе с тем подобную позицию на типовом графике Δg занимают такие уникальные стратиформные свинцово-цинковые месторождения, как Бу-Беккер-Туиссит, Сиди-Бу-Ауан в провинции Атлас (Тунис). Таким образом, соответствующие территории Каратау представляются также перспективными, особенно при наличии продуктивных стратиграфических подразделений на доступных глубинах.

Площади, характеризуемые интервалом 0,6—0,69 типового графика Δg , безрудные. Малоперспективны также площади, которым отвечает интервал 0,13—0,27.

Перспективны площади, которым соответствует граница аномалий I и II типа (интервал 0,8—0,12), фиксирующая зоны крупных разломов, расположенные вблизи слабопогруженных блоков метаморфического фундамента. Эталонными для таких условий являются месторождения Байджансай в Каратау и Маунт-Айза (Австралия). На участках, характеризующихся аномалиями I типа, для всех рассмотренных рудных провинций известно только одно месторождение — Брокен-Хилл (Австралия), локализованное в высокометаморфизованных древних породах. Поэтому оно принято в качестве эталонного для площадей, которым соответствуют аномалии I типа. На площадях, фиксируемых аномалиями III типа, также выявлено лишь одно крупное по размерам месторождение — Аули-Мибладен (Марокко), тяготеющее к «пережиму» минимумов Δg .

Указанные закономерности распределения месторождений относительно графиков Δg могут быть использованы при составлении прогнозно-металлогенических карт и оценке перспектив территорий на полиметаллическое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горжевский Д. И. Геологические перспективы выявления новых свинцово-цинковых месторождений различных промышленно-генетических типов на территории Сибири и Дальнего Востока и прогнозная оценка этих территорий. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. науч.-тех. семинара. М., 1973, с. 1—3.
2. Иванкин П. Ф., Крутий В. М. О вертикальной геотектонической зональности формирования ряда свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Алма-Ата, 1985, с. 29—31.
3. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. Рифтогенная природа Каратауской рудной провинции (по геофизическим данным). — В кн.: Геология месторождений цветных и черных металлов. Алма-Ата, 1984, с. 57—62.
4. Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. Москва: Недра, 1980.

Геологические особенности платиноносных ультрабазитов зоны перехода от океана к континенту

В качестве модели платиновой металлогении ультрабазитов эвгеосинклиналей и областей автономной активизации платформ нами изучен один из наиболее своеобразных регионов многоэтапного тектонического развития — зона перехода от океана к континенту в северо-западной части Тихоокеанского мобильного пояса и его ближайшее континентальное обрамление. Исследованы россыпные проявления аллювиального, элювиально-аллювиального и элювиального типов, генетически связанные с платиноносными ультрабазитами. Полученный материал систематизирован и затем проанализирован в целях прослеживания зависимости состава платиновой минерализации россыпей от вещественного состава, генезиса, возраста и геологоструктурного положения их коренных источников, места последних в пределах Тихоокеанского пояса или его обрамления, а также возможной зависимости от типа современной земной коры на участках локализации коренных источников (табл. 1, 2, 3).

Общим для всех изученных объектов является то, что комплекс главных по распространенности платиновых минералов россыпей имеет первичную эндогенную природу, определяется происхождением материнского коренного источника (ультрабазитов) и не зависит от его геологического возраста. Большинство объектов пространственно и генетически связаны с материнскими массивами дунит-гарцбургитовой магматической формации, находящимися в основном в приокеанической подзоне переходной зоны океан—континент (см. табл. 1, 2). Для них характерна убогая, чрезвычайно рассеянная, спорадическая, мельчайшая вкрапленность платиновых минералов.

В отношении металлогении интерес представляет структурно-историческое сопоставление коренных источников и ассоциаций их платинометаллических минералов. Платинометаллические ассоциации наиболее молодых материнских платиноносных ультрабазитов зрелых островных дуг генетически связаны с позднемеловыми образования-

ми преддверья внутриокеанической подзоны, приуроченными к участкам чисто океанической земной корой. Коренными источниками здесь являются россыпеобразующие апоперидотитовые серпентиниты. Вместе с ними встречаются эффузивные породы — пикритовые долериты. В серпентинитах сохранились флюиды в виде водорода и метана [1]. Сонахождение серпентинитов и пикритовых долеритов свидетельствует о происхождении этих пород из пикритовой магмы, содержащей газовые флюиды и быстро поднимавшейся из верхней мантии.

Следы участия летучих компонентов наблюдались также в главных платиновых минералах — представителях группы осмистого иридия (табл. 4) и в редких по распространенности сульфидах и сульфидарсенидах, являющихся продуктами замещения первичных расплавно-магматических образований на основе платиновых металлов. Примечательны полиэлементные сульфиды с минералообразующими летучими платиноидами, иногда в комплексе с Ni, Cu, Fe. Интересны включения в платинометаллических сплавах таких сульфидов, как пентландит, хизлевудит и NiS, в том числе иридий-пентландита и пентландитов родий- и рутений-родийсодержащих (табл. 5; см. табл. 1, 2). Здесь же нами встречены платинистое самородное золото и новый минерал $AuPb_2$ [5].

Аналогичные ассоциации из главных минералов Os, Ir, Ru установлены в россыпных проявлениях, связанных с самыми молодыми из рассматриваемых коренных источников — позднемеловыми ультрабазитами Курило-Камчатской геосинклинальной области (см. табл. 1). При сходстве возраста и геологической ситуации последние характеризуются более обширным набором в массивах метаультрабазитов, включая сульфидоносные энстатитовые дуниты, верлиты, клинопироксениты. Здесь также отмечаются глубинные метано-водородные флюидопотоки [1], с которыми, очевидно, связано развитие не только высокотемператур-

Металлогенетические особенности россыпеобразующих массивов дунит-гарцбургитовой платиноносной формации (вне офиолитовых комплексов)

Металлогени- ческая эпоха (возраст)	Комплекс пород и руд	Структурное положение	Тип коры	Подзона Тихоокеан- ского пояса	Минералы платиновых элементов		
					главные	второстепенные	редкие
Рифейская (R ₃)	I. Лерцолиты, горнблен- диты, апонеридитовые серпентиниты с сульфид- но-никелевой минерали- зацией III. Габбро	Монголо- Охотская складчатая область	Континен- тальный	Обрамление пояса	Рутениридосмин родистый	Иридорутеносмин платинистый, руте- ниридоплатинид ро- дисто-осмистый	Изоферроплатина осмистая, желе- зистая платина иридисто-осми- стая, лаурит, самородная платина родисто-иридисто-рутенистая
Герцинская (P ₁ —T ₃)	I. Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, апонеридоти- товые серпентиниты с сульфидной минерализа- цией и хромитовым ору- дением II. Верлиты, клинопиро- ксениты III. Габбро, габбронори- ты, габбродиабазы	Корякско- Камчатская складчатая область, эвгеосин- клиальная зона	"	Внешняя (континен- тальная)	Самородная пла- тина (собственно, иридистая, родий- иридий- и палла- дийсодержащая)	Иридосмин, осми- рид, сперрит тел- лурово-иридиевый, холлингвортит	Осморутенирид, иридосморутен, рутениридосмин, лаурит (собст- венно и осмистый), изоферропла- тина, куперит, боуит (собственно и платиново-медистый), самород- ный осмий, ирарсит, платарсит, платиноарсенит, родарсенит ири- диево-платиновый, прасоит (соб- ственно и платиновый); фазы (Pt, Ir) ₂ (As, Te) ₃ , (Pt, Fe, Ir) ₂ As ₃ , (Pt, Cu, Rh)S ₂ [7]
Киммерий- ская (K ₁)	I. Гарцбургиты, лерцолиты, апонеридитовые серпентиниты с хроми- той минерализацией II. Гранат-пироксеновые (эклогитоподобные) по- роды III. Габбро, габбронори- ты		Переход- ный	Внутренняя (континен- тальная)	Рутениридосмин (собственно и платинистый), иридосмин (соб- ственно и родис- тый)	Ферроникельплати- на рутенисто-ири- дистая, иридоплати- нид рутенисто-ос- мистый, рутениридо- платинид осмистый	Иридосморутен, изоферроплатина иридистая, железистая платина никелисто-медистая, куперит, лау- рит, самородный рутений
Альпийская (K ₂)	I. Гарцбургиты, лерцолиты, апогарцбургитовые серпентиниты с хроми- тым оруденением	Зрелые ост- ровные дуги	Океаниче- ский	Внутренняя (приокеани- ческая)	Иридосморутен, иридорутеносмин, иридосмин	Осмирид, рутено- смирид, железистая платина осмисто- иридистая, изоферро-	Самородная платина, рутениридо- смин, рутеносмин иридистый, са- мородный рутений осмистый, лау- рит, эрлихманит, куперит, тетра-
	II. Метадуниты, верлиты, клинопироксениты с сульфидной минерализа- цией III. Габбродиабазы, габ- бронориты				платина	феррокупроплатина осмистая, ферроникельплатина, палладий- прасоит, осморутен фаза (Pd, Cu, Pt) ₂ S	
	I. Апонеридитовые серпентиниты II. Пикритовые долериты	То же	"	"	Иридосмин (соб- ственно, руте- нистый, осмистый, платинистый)	Осмирид (собствен- но, платинистый, родистый), изофер- роплатина иридис- тая и палладисто- иридистая, лаурит осмистый, иридие- вый, иридиево-ос- мистый	Иридорутеносмин, рутениридо- смин, самородный осмий иридис- тый, самородная платина родис- то-иридистая, тетраникельферро- платина иридистая, ирарсит, ири- дий-пентландит (собственно и медистый), пентландит родий, рутенный-родийсодержащие

Примечание. В табл. 1, 2 и 3 шрифтом выделены главные по распространенности первично платиноносные породы и типоморфные минералы.

ного апоультрабазитового аллометасоматоза, но и возникновение своеобразных неупорядоченных твердых растворов платиновых элементов (Pt, Os) с Fe, Ni, Cu — осмистой тетраферрокупроплатины и ферроникельплатины (см. табл. 1, 5). Кроме того, видимо, этим же объясняется относительно более значительная роль в платиновых ассоциациях минералов самого легкого из летучих платиноидов — рутения, в частности его редкой самородной формы.

С переходом к континентальным подзонам отмечается удревание платиноносных ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации (см. табл. 1). В комплексе сопутствующих им пород постоянным членом становится габбро. Наблюдается хромитовое оруденение коренных материнских пород, а иногда и их сульфидная медно-никелевая минерализация.

Во внутренней подзоне с раннемеловыми ультрабазитами и корой переходного типа плутонические платиноносные массивы, по-видимому, под воздействием габброидной магмы подверглись глубинному локальному разогреву. Вероятно, в результате этого в них сформировались эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы. Платиноминеральные ассоциации массивов обнаруживают сходство по главным минералам и главным показателям элементам (Os, Ir) с такими более молодых массивов зрелых островных дуг и отличаются от них наличием во второстепенном комплексе высокотемпературных четырехметалльных природных сплавов (Pt + Ir + Os + Ru) — рутенисто-осмистого иридоплатинида и осмистого рутениридоплатинида, которые имеют тонкопластинчатое макростроение и зональное микростроение, что свойственно зонно-плавленым образованиям (см. табл. 1, 4).

Во внешней подзоне с континентальной корой размещаются еще более древние россыпеобразующие массивы герцинской эпохи. Главные первично платиноносные ультрабазиты — дуниты — подверглись коровым аллометасоматическим преобразованиям, о чем свидетельствуют проявления верлитов с клинопироксенитами и их сульфидность. В составе платиновых парагенезисов здесь резко преобладает самородная платина при второстепен-

Металлогенетические особенности россыпеобразующих массивов дунит-гарцбургитовой платиноносной формации (в едином офиолитовом разрезе)

Металлогенетическая эпоха (возраст)	Комплекс пород и руд	Тип коры	Минералы платиновых элементов		
			главные	второстепенные	редкие
Рифейская (R ₃)	Основание офиолитового разреза: I. Дуниты, серпентиниты II. Пикриты, меймечиты III. Верлиты III. Габбродиабазы	Океанический рифтогенный	Иридоосмин (собственно и платинистый), лаурит иридиево-осмиевый	Иридоорутеносмин платинистый, рутениридоплатинид осмистый	Изоферроплатина иридисто-рутенистая, самородная платина рутенистоплатиновая, осмирид
	Средняя часть разреза: I. Дуниты, лерцолиты, серпентиниты II. Верлиты, клинопироксениты III. Эклогиты	Переходный	Иридоорутеносмин платинистый	Осмиридоорутен платинистый, платиниридоплатинид осмистый, иридоорутеносминит осмистый, лаурит осмиевый, самородный осмий, самородная платина, железистая платина никелистая	Рутениридоосмин , иридоосморутен платинистый, осмирид, рутениридоплатинид иридисто-осмистый, ирарсит, куперит железно-никелевый, родиевый, фаза PtS·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂
	Верхний разрез (метасоматическая зона): I. Серпентиниты II. Оливиниты, роговообманковый пироксенит	То же	Иридоорутеносмин , рутеносмин платинистый	Платиниридоорутен осмистый, рутеносмин платинистый, иридоорутеносминит осмистый, лаурит осмиевый, самородная платина медисто-иридистая	Изоферроплатина, рутеносминит, осмиридоплатинид рутенистый, осмиридоорутен , осмий-маланит, иридий-маланит
Герцинская (D ₁ —C ₁)	Более высокая часть разреза: I. Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты с хромитовым оруденением и сульфидной минерализацией II. Верлиты, коргланиты с сульфидной минерализацией III. Габбро, оливиновое габбро, троктолиты	"	Самородная платина (собственно, иридистая, медисто-иридистая, медистая), изоферроплатина (собственно и палладистая)	Иридоосмин (собственно и рутенистый), осмирид (собственно и платинистый), рутеносмин , лаурит осмиевый и осмириево-иридиевый, сперрилит	Осмиридоорутен, иридоосморутен , железистая платина, тетраферроплатина медисто-никелевая иридийсодержащая, самородный осмий, осмиридоорутен, осморутен иридий-маланит, толовит, боуит, родий-маланит; фазы Os ₃ Ir ₂ S ₃ [7], (Fe, Cu, Os) ₃ S ₂ , (Ru, Os) ₂ (Pd, Rh, Ir) ₂ S ₅ [7], (Rh, Cu) ₂ S ₅ [7], (Rh, Cu, Ni) ₂ S ₂ [7] и др.

Таблица 3

Металлогенетические особенности россыпеобразующих массивов форстерит-дунитовой платиноносной формации

Комплекс пород и руд	Минералы платиновых элементов		
	главные	второстепенные	редкие
I. Дуниты с хромитовым оруденением II. Верлиты, клинопироксениты III. Косыиты с титаномagnetитовым оруденением IV. Габбро, габбро-нориты IV. Диориты, снелиты	Железистая платина	Изоферроплатина, платинирид железисто-осмистый, лаурит (собственно и осмиевый), куперит	Эрлихманит, рутений-эрлихманит, родий-маланит железистый, кашинит платиново-медистый, платарсит родиево-осмиевый, осмий-лаурит, изоферроплатина иридистая, самородная платина (собственно и иридисто-осмистая), самородный осмий платинистый, кондерит
I. Дуниты с хромитовым оруденением II. Верлиты, клинопироксениты III. Шонкиниты, малньиты IV. Диориты, снелит-порфиры	Изоферроплатина	Изоферроплатина иридистая, платиносминит (собственно и рутенистый), осмирид рутенистоплатинистый, платинирид железистый, осмистый, рутенисто-осмистый, железисто-рутенистый, ирарсит (собственно и осмиевый), иридий-маланит	Железистая платина (собственно и медисто-иридистая), самородная платина иридистая, лаурит (собственно, осмиевый, осмиево-медистый), сперрилит, эрлихманит (собственно и иридиевый), рутений-эрлихманит, осмий-лаурит, куперит, кашинит, синьхунит, мертинит, теллурупалладинит мышьяковый, иридий-маланит, иридоосмин (собственно, рутенистый, платинистый), иридоосминит, иридоплатинид железистый, родий-осмирид, самородный иридий, самородный осмий иридистый, инаглинит; фазы (Os, Ru) ₃ S ₃ , (Ir, Os, Rh) ₃ S ₃ , (Pt, Cu, Ir) ₂ S ₂ , (Fe, Cu, Os) ₃ S ₂ , (Pt, Ir) (Os, Ru)S и др.

ной роли биметального осмиевого минерала — иридоосмина, нередко находящегося в типично расплавленных микроструктурах. Соответственно платина является и главным показателем элементом (см. табл. 1). В ассоциирующем с этими массивами комплексе редких минералов в большом количестве присутствуют родиевые и платиновые моносulfиды, а также полиэлементные моно- и полиsulfиды платиновых элементов с участием Ni, Cu, Fe (см. табл. 5). Здесь же нами обнаружен новый минерал золота AuPb₂—Au(Pb, Sb)₂ со структурой CuAl₂ [5].

В континентальном обрамлении Тихоокеанского мобильного пояса — рифейском зеленокаменном блоке Монголо-Охотской складчатой области — встречены самые древние из изучен-

ных россыпеобразующие ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации. Они претерпели наложенные изменения, сопровождавшиеся образованием золотого оруденения, сульфидно-никелевой и киноварной минерализаций. Данные массивы являются производными рифейской активизации, которая отражает развитие Тихоокеанского пояса в позднем докембрии. В составе связанной с ними платинометаллической минерализации участвуют типичные представители тройной системы Os—Ru—Ir и оригинальные развившиеся по ним метасоматические пятиметалльные неупорядоченные твердые растворы в платине (Fe+Ru+Ir+Rh или Ir+Ru+Os+Rh) — родисто-иридисто-рутенистая самородная платина и родисто-осмистый рутениридоплатинид (см. табл. 1, 4).

Таблица 4

Состав твердых растворов платиновых металлов в металле (рентгеновский микроанализ), %

Минерал	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма
Тетраферрокупроплатина (Pt ₄₅ Os ₄ Pd ₂ Ir ₁) ₅₁ (Cu ₃₄ ××Fe ₁₅) ₄₉	67,8	1,5	5,3	—	0,1	1,5	6,5	16,8	0,1	99,6
Тетраникельферроплатина иридистая (Pt ₃₀ Ir ₁₀ ××Pd ₂ Rh ₂) ₄₄ (Fe ₃₂ Ni ₂₂ ××Cu ₂) ₅₆	50,4	16,1	—	—	1,5	1,7	15,3	1,0	10,8	96,8
Рутеноплатинид иридисто-осмистый Pt ₄₆ Ru ₂₃ ××Ir ₁₅ Os ₁₁ Rh ₃ Fe ₂	53,2	17,5	12,9	13,5	2,0	—	0,6	—	0,1	99,8
Иридорутеноплатинид осмистый Pt ₃₉ Ru ₂₁ Ir ₂₀ ××Os ₁₃ Rh ₄ Ni ₂ Fe ₁	45,8	22,4	14,7	12,9	2,3	—	0,3	—	0,7	99,1
Рутениридоплатинид осмистый Pt ₄₀ Ir ₂₂ Ru ₂₁ ××Os ₁₃ Rh ₂ Fe ₂	45,1	25,1	14,8	12,7	1,2	—	0,5	—	0,1	99,5
Иридосмоплатинид Pt ₃₄ Os ₃₄ Ir ₂₇ Ru ₂ Rh ₂ Ni ₁	35,8	27,3	34,7	1,3	0,8	—	—	—	0,3	100,2
Осмоферририд Ir ₄₆ Fe ₂₉ Os ₂₀ Ni ₃ Pt ₂	2,3	58,1	25,4	0,3	0,4	—	10,8	—	1,1	98,4
Рутенирид осмисто-платинистый Ir ₃₆ Ru ₂₄ Pt ₁₈ Os ₁₆ Rh ₄ Fe ₁ Cu ₁	20,1	41,1	18,0	14,5	2,6	—	0,3	0,3	0,1	97,0
Платинорутенирид железисто-осмистый Ir ₂₉ Ru ₂₇ Pt ₂₀ Os ₁₄ Fe ₆ Rh ₃ Pd ₁	24,3	35,2	17,3	17,2	2,1	1,0	2,0	—	0,1	99,2
Рутеносмирид платинистый Ir ₃₄ Os ₃₄ Ru ₂₆ Pt ₅ Rh ₁	5,6	31,8	40,8	16,9	0,6	—	—	—	Следы	95,7
Рутеносмин иридистый Os ₆₃ Ru ₂₀ Ir ₁₃ Pt ₃ Rh ₁	3,1	14,1	69,2	11,7	0,6	—	—	—	—	98,7
Рутениридосмин платинистый Os ₄₉ Ir ₂₃ Ru ₂₂ Pt ₅ Rh ₁	5,0	25,7	54,1	13,1	0,6	—	—	—	—	98,5
Иридорутеносмин Os ₄₀ Ru ₂₈ Ir ₂₇ Pt ₄ Rh ₁	4,4	31,3	46,9	17,3	0,9	—	—	—	—	100,8
Осморутен иридистый Ru ₅₅ Os ₂₂ Ir ₁₉ Rh ₃ Pt ₁	3,0	25,8	28,6	38,3	2,5	—	0,1	—	—	98,3
Иридосморутен Ru ₄₀ Os ₃₃ Ir ₂₇	—	32,6	39,8	26,1	—	Следы	—	—	—	98,5
Осмиридорутен Ru ₃₅ Ir ₃₀ Os ₂₈ Pt ₄ Pd ₁ Rh ₁ ××Fe ₁	5,0	35,3	33,2	21,9	0,6	0,9	0,2	—	—	97,1
Платиниридорутен железисто-осмистый Ru ₃₁ Ir ₂₃ Pt ₂₁ Os ₁₅ Fe ₆ Rh ₄	27,0	29,2	18,9	20,1	2,4	—	2,1	—	—	99,7
Самородный рутений осмистый Ru ₈₉ Os ₅ Ir ₂ Fe ₁ Pt ₁ Ni ₁	2,2	4,1	8,8	81,6	—	—	0,7	—	0,5	97,9

Примечание. Приводится наиболее типичный химический состав минералов. В их названии используются минералообразующие элементы, содержания которых более 20 %. Разновидности минералов отличаются по содержанию определяющих элементов (от 5 до 20 %).

Таблица 5

Состав сульфидов платиновых элементов и их аналогов (рентгеновский микроанализ), %

Минерал	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Cu	Ni	Fe	S	As	Прочие	Сумма
Фаза* PtS·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂	69,5	—	—	—	0,4	—	0,5	1,6	1,2	11,3	—	Al ₂ O ₃ 7,4 SiO ₂ 11,3	103,2
Платинарсенит PtAs	55,4	9,9	—	—	0,5	—	—	—	0,9	—	25,6	Te 7,9	100,2
Фаза (Pt _{1,6} Ir _{0,5}) _{2,1} ××(As _{2,3} Te _{0,5}) _{2,8}	48,6	13,9	—	—	0,6	—	—	—	0,2	—	26,4	Te 10,5	100,2
„ (Pt _{1,2} Fe _{0,5} Ir _{0,4}) _{2,1} ××As _{2,9}	40,9	12,4	—	—	0,7	—	—	—	5,0	—	38,0	Te 2,8	99,8
„ (Pt, Cu, Ir)S ₂	25,5	20,4	5,2	—	—	—	7,3	—	—	32,5	4,7	—	95,6
„ (Pt, Ir) (Os, Ru)S	24,9	23,7	33,3	4,6	0,8	—	1,2	0,1	2,5	8,9	—	—	100,0
Иридий-маланит (Ir _{1,5} Pt _{0,2} Rh _{0,2}) _{1,9} Cu ₁ S ₄	7,9	52,4	0,3	—	3,0	—	9,2	0,6	0,9	23,9	—	—	98,2
Иридий-пентландит медистый [Ir ₃ (Ni ₄ Fe ₁ Cu ₁) ₆] ₉ S ₁₀	0,9	46,2	—	—	0,9	—	6,1	17,1	5,3	23,1	—	—	99,6
Иридий-пентландит [Ir ₃ (Ni ₄ Fe ₂ Cu ₁) ₇] ₁₀ S ₁₀	0,6	40,1	2,1	—	3,6	0,3	3,8	16,8	8,2	23,9	—	—	99,4
Фаза (Ir, Cu, Pt)S ₂	22,4	32,4	4,2	—	1,4	—	8,0	—	—	30,1	—	—	102,1
„ (Ir, Pt)S ₃	19,7	28,9	5,0	—	1,2	—	0,8	0,4	1,4	39,5	—	—	98,4
Кашинит родиево-платиново-медистый (Ir, Cu, Pt, Rh) ₂ S ₃	23,5	27,2	2,3	0,3	12,3	—	8,1	0,2	0,3	25,2	0,1	Au 1,5	99,5
Фаза (Ir, Os, Rh)S ₃	1,6	23,2	21,3	0,8	11,5	—	0,4	0,2	0,6	41,8	—	Au 1,5	102,9
Фаза (Os, Ru)S ₃	0,6	4,4	40,3	15,8	—	—	0,5	0,1	—	40,4	—	—	101,9
Рутений-эрлихманит (Os _{0,5} Ru _{0,5}) _{1,0} S ₂	7,5	2,5	40,1	18,8	1,6	—	0,1	—	0,8	27,4	—	—	100,1
Осний-синьхуит [(Os _{0,4} Ru _{0,2}) _{0,6} Ir _{0,3}] _{0,9} S _{1,0}	5,9	25,9	39,8	11,5	0,6	0,1	0,6	0,1	0,6	15,4	—	—	100,5
Осний-маланит (Os _{1,1} Ir _{1,0}) _{2,1} Cu ₁ S ₄	—	29,4	31,8	—	1,6	6,2	9,9	0,2	Следы	21,3	—	—	100,4
Фаза (Fe _{1,5} Cu _{1,4} ××Os _{0,15}) _{3,05} S _{1,95}	—	0,3	9,8	—	—	—	34,2	—	32,7	24,0	—	—	101,0
Осний-лаурит (Ru _{0,6} Os _{0,4}) _{1,0} S ₂	—	5,7	31,7	26,7	0,9	—	0,5	—	—	29,5	2,7	—	97,7
Фаза RuS ₃	0,3	2,2	8,3	40,2	0,7	—	—	0,3	—	48,5	—	—	98,5
Прасонит RhS ₃	11,0	4,8	0,3	0,6	53,1	1,9	1,7	3,4	0,9	23,0	—	—	100,7
Родий-маланит железистый Rh ₂ (Cu _{0,5} Fe _{0,5}) _{1,0} S ₄	4,7	1,2	—	—	48,7	—	7,5	0,5	6,2	30,9	—	—	99,7
Прасонит платиновый (Rh _{0,65} Pt _{0,35}) _{1,00} S _{1,00}	36,6	3,4	0,4	0,7	34,5	3,4	0,5	0,4	2,0	18,8	—	—	100,7
Родарсенит иридиево-платиновый (Rh _{0,6} Pt _{0,2} Ir _{0,1}) _{0,9} As _{1,0}	17,0	11,2	—	—	32,4	—	—	—	—	38,9	—	Te 0,3	99,8
Боунт платиново-медистый (Rh _{0,5} Cu _{0,4} Pt _{0,35} ××Ir _{0,2} Ru _{0,1}) _{1,95} S ₃	20,6	10,2	0,9	3,5	26,0	0,3	7,6	0,9	0,1	28,4	—	—	98,6
Пентландит родийсодержащий [Rh ₁ (Ni ₅ Fe ₄) ₉] ₁₀ ××S ₁₀	0,3	1,0	1,1	0,7	8,4	0,8	0,9	27,6	22,2	33,9	—	—	96,9
Пентландит рутений-родийсодержащий [(Ni ₆ ××Fe ₃) ₉ (Rh, Ru)] ₁₀ S ₁₀	0,6	2,0	—	3,5	4,3	—	—	36,6	19,1	33,6	—	—	99,7
Фаза (Pd _{1,5} Cu _{0,3} Pt _{0,2}) _{2,0} ××S _{1,0}	17,9	—	0,1	—	1,6	61,1	7,9	0,1	0,5	11,1	—	—	100,3
Палладий-прасонит (Rh _{0,55} Pd _{0,45}) _{1,00} S _{1,00}	10,6	1,6	0,4	1,6	32,5	27,6	3,1	0,1	0,8	21,0	—	—	99,3

* Фаза — неназванный минерал.

В особую группу выделяются россыпеобразующие платиноносные ультрабазиты герцинских и рифейских эвгеосинклиналей Корякско-Камчатской области, расположенные во внутренней континентальной подзоне с переходным типом земной коры [6]. Первично платиноносные породы принадлежат к дунит-гарцбургитовой хромитоносной формации. В результате пирро- и метапреобразований они трансформированы в гипербазит-габбровую (герцинский массив) или гипербазит-эклогит-габбровые ассоциации (рифейские массивы). По существу это процессы эпигеосинклинальной наложенной активизации, сопровождающиеся воздействием на верхнемантийных глубинах габброидной магмы с образованием никелево-сульфидного оруденения и глубинными флюидопритоками, которые в конечном счете приводят к метасоматозу первичных ультрабазитов. В итоге в составе массивов появились не только верлиты и клинопироксениты, но и, вероятно, кортландиты и эклогиты.

Главные платиноминеральные ассоциации сохраняют черты первичной дунит-гарцбургитовой специализации. В самых верхах рассматриваемой части офиолитового разреза, где преобладают дуниты, эти ассоциации существенно платиновые. В редких благороднометалльных парагенезисах установлены аллогенные типично базальтоидные элементы S, Pd, Cu, Ni, Au, интерметаллическое соединение Au_3Hg и сплав Au_5Hg (см. табл. 2, 5). В самородном золоте в виде примеси накапливаются Pt, Ph, Pd, Cu, вплоть до возникновения минеральных фаз тройной системы Au—Ag—Cu [5]. В более глубоких частях офиолитового разреза (один из рифейских массивов) в верхней пироксенит-оливинитовой метаморфической зоне верхнемантийный ультрабазитовый рифейский субстрат претерпел изменения под воздействием глубинных газовых флюидов. Для генетически связанных с ними парагенезисов второстепенных и редких платиновых минералов характерны метасоматические четырехкомпонентные неупорядоченные твердые растворы металлов в металле ($Pt + Ir + Ru + Os$) — осмистые рутениридоплатиниды, иридорутеноплатиниды,

платиниридорутен и полисульфиды Cu, Os, Ir, Pd, Pt — осмий-маланит и иридий-маланит (см. табл. 2, 4).

Еще глубже, в эклогитовой зоне (средняя часть офиолитового разреза), в ассоциации с другим россыпеобразующим рифейским массивом отмечена базальтоидная производная — медно-никелевая сульфидная минерализация. Это производная первичной дифференциации вещества верхней мантии. При сходстве парагенезисов главных платиновых минералов второстепенные и редкие их представители отличаются развитием близких к упомянутым четырехкомпонентных высокотемпературных твердых растворов — осмистого платинорутенирида, иридисто-осмистого рутеноплатинида, платинистого иридосморутена, а также нового весьма своеобразного комплексного соединения $PtS \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

В основании офиолитового разреза (рифейские платиноносные ультрабазиты) новообразованием является вулканоплутонический комплекс, включающий пикриты и меймечиты (на месте дунитов). Согласно С. С. Зиминову и другим, по химическому составу эти вулканиты близки к коматитам расслоенных комплексов, а разрез в целом подобен рифтогенной коре океанического типа. Для ассоциаций платиновых минералов характерно преобладание осмиевого лаурита — минерала с летучими Ru, Os, S. При этом сохраняется общий состав ассоциаций, отмеченных для других рифейских ультрабазитовых массивов дунит-гарцбургитовой формации (см. табл. 2).

Россыпеобразующие платиноносные ультрабазитовые массивы форстерит-дунитовой магматической формации в области отраженной активизации на Алданском щите имеют одинаковый возраст. Они сформировались в континентальной коре в результате отражения позднемезозойской тектоно-магматической деятельности в примыкающем к Алданскому щиту Тихоокеанском мобильном поясе. Наложение на материнские платиноносные дуниты щелочного, гранитоидного или габброидного магматизма способствовало разубоживанию первичной платинометалльной минерализации. Однако состав ее остался неизменным:

реликтовый в новообразованных аподунитовых породах и изначальный в первичных форстеритовых дунитах. Главными показательными элементами парагенезисов платиновых минералов алданских массивов являются Pt и Ir [4]. Они обнаруживают сходство с массивами дунит-гарцбургитовой формации (см. табл. 3). Для них характерны производные двуступенчатого распада в системе $Pt-Ir-Fe$, а также сульфиды, арсениды и сульфид-арсениды платиновых элементов (см. табл. 5).

Таким образом, проведенные исследования подтверждают сделанный ранее вывод [8] о верхнемантийном происхождении платиноносных генерирующих источников россыпеобразующих ультрабазитовых массивов. На изученной территории нами выявлены массивы двух магматических формаций — дунит-гарцбургитовой и форстерит-дунитовой. Выходы этих массивов приурочены к глубинным разломам, обычно долгоживущим. Проявляются они в зонах и в периоды тектоно-магматической активизации. Максимумы их формирования приходятся на рифей и поздний мезозой (см. табл. 1, 2, 3).

Тела первично платиноносных ультрабазитов обеих магматических формаций несут признаки интрузивного образования и становления в наблюдаемых магматических камерах [3]. Судя по совместному нахождению платиноносных интрузивных ультрабазитов и их эффузивных аналогов — пикритов, меймечитов, т. е. судя по существованию вулканоплутонических комплексов, правомерно заключение А. А. Маракушева [2] о том, что платиноносные ультрабазиты являются производными верхнемантийного пикритового вещества, дифференцированного по гипербазит-базальтовой схеме.

Россыпеобразующие платиноносные интрузивы форстерит-дунитовой формации обнаружены в континентальных корах участков позднемезозойской отраженной активизации платформенного обрамления Тихоокеанского пояса. В пределах самого пояса отмечены россыпеобразующие массивы первично платиноносной эвгеосинклинальной дунит-гарцбургитовой формации [8]. Они находятся главным образом в

океанических и переходных корах, причем в первичных для них океанических корах нередко прослеживается приуроченность к рифтовым зонам. Массивы первичной платиноносной эвгеосинклинальной дунит-гарцбургитовой формации встречаются и в современной континентальной коре наиболее стабилизированных участков периферии Тихоокеанского пояса и древней складчатой области обрамления (см. табл. 1).

Преобладающий состав платиновых минералов россыпеобразующих ультрабазитовых массивов определяется генетической природой их материнского источника, принадлежностью этого источника к соответствующей магматической формации и не зависит от возраста первично платиноносного интрузива. На современном срезе последнего установлен коровый характер аллометаморфизма и гетерогенность ультрабазитов, слагающих платиноносные массивы. Эпигенетические аллопреобразования материнского интрузива не влияют на основной исходный состав первичной платиновой минерализации, а обычно оставляют следы в комплексе редких и лишь иногда второстепенных минералов платиновой группы элементов. Главенствующий состав первичной платиновой минерализации сохраняется и в экзогенных условиях, при переходе от выветренного коренного источника в россыпь. Поэтому показательные ассоциации главных платиновых минералов из россыпей, генетически связанных с ультрабазитами, могут служить индикаторами материнской магматической формации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водород и метан в серпентинитах различных генетических типов (на примере Сахалина и Корякского нагорья) / Р. М. Юркова, М. В. Слонимская, Б. А. Дайняк, В. А. Дриц. — Докл. АН СССР, 1982, т. 283, № 2, с. 420—423.
2. Маракушев А. А. Петрогенезис и структурная эволюция земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1984, № 4, с. 6—23.
3. Разин Л. В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов. — Геология рудных месторождений, 1968, № 6, с. 10—25.
4. Разин Л. В. Месторождения платиновых металлов. — В кн.: Рудные месторождения

Таблица 1

Изотопно-геохронологические данные для урановых минералов
Желтореченского месторождения

Минерал	Содержание, %		Изотопный состав свинца, %				Возрастные значения, млн. лет		
	U	Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Настуран	57,50	12,900	0,008	89,952	9,160	0,880	1358	1480	1658
	56,64	16,393	0,016	89,534	9,850	0,600	1750	1752	1760
	55,34	17,010	0,025	88,923	10,134	0,920	1772	1785	1800
	46,62	15,640	0,050	88,380	9,980	1,590	1895	1812	1717
	42,92	10,279	0,022	89,238	10,012	0,728	1426	1571	1780
	41,01	13,780	0,050	88,010	10,240	1,700	1891	1837	1775
	35,23	11,540	0,180	81,990	11,550	6,280	1701	1750	1810
	46,43	23,000	0,020	87,290	9,970	2,720	2618	2193	1816
	22,63	7,190	0,020	89,430	9,760	1,835	1835	1787	1731
	24,33	2,421	0,015	91,188	8,268	0,529	645	836	1391
	19,41	5,700	0,020	89,120	10,050	0,810	1717	1746	1795
	15,50	5,450	0,030	88,700	10,230	1,040	1986	1902	1812
	38,83	12,214	0,018	89,384	9,979	0,619	1818	1799	1781
	16,42	4,864	0,030	89,030	9,950	0,990	1716	1732	1751
	58,80	14,650	0,044	88,300	10,066	1,590	1458	1582	1751
	67,26	3,070	0,009	92,885	6,483	0,623	310	387	881
	47,23	13,330	0,009	89,662	9,663	0,663	1660	1696	1740
	56,46	8,930	0,009	90,334	9,494	0,163	989	1234	1692
	53,80	5,860	0,047	88,960	9,640	1,360	683	953	1640
	33,30	9,700	0,034	88,350	10,190	1,420	1678	1732	1800
	23,20	7,850	0,030	88,680	10,050	1,240	1920	1853	1777
	23,10	7,600	0,050	88,070	10,150	1,730	1859	1811	1755
	26,20	6,300	0,031	88,740	9,920	1,310	1422	1559	1748
	21,80	7,100	0,072	86,840	10,470	2,610	1812	1799	1785
	35,10	7,330	0,029	89,130	9,800	1,030	1270	1440	1701

Продолжение табл. 1

Минерал	Содержание, %		Изотопный состав свинца, %				Возрастные значения, млн. лет		
	U	Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Браннерит	11,103	2,175	0,008	89,777	9,076	1,139	1197	1358	1621
Титанат урана	0,511	0,160	0,034	88,608	10,144	1,214	1793	1790	1788
	0,801	0,199	0,020	89,718	9,568	0,694	1481	1568	1688
Ненадкевит	0,502	0,108	0,040	88,902	9,484	1,574	1288	1422	1632
	38,44	4,830	0,018	89,928	9,155	0,899	794	1041	1600
	44,21	10,520	0,001	90,040	9,840	0,120	1434	1582	1785
	4,77	0,990	0,044	88,347	9,833	1,776	1237	1419	1703
	22,40	3,000	0,013	89,640	8,740	1,620	840	1058	1537
Малакон	1,00	0,270	0,043	86,836	10,056	3,065	1541	1647	1782
	1,32	0,490	0,035	88,230	10,080	1,650	2069	1928	1779
	0,76	0,110	0,018	88,028	9,366	2,588	888	1152	1689

Продолжение табл. 1

Минерал	Содержание, %		Изотопный состав свинца, %				Возрастные значения, млн. лет		
	U	Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Апатит	0,174	0,056	0,047	81,150	9,320	9,480	1689	1714	1745
	0,025	0,014	0,138	46,158	6,813	46,891	1590	1653	1735
	0,923	0,130	0,180	83,820	9,430	6,360	804	778	1249
Уранинит	42,75	15,48	0,018	88,802	10,834	0,346	2041	2000	1944

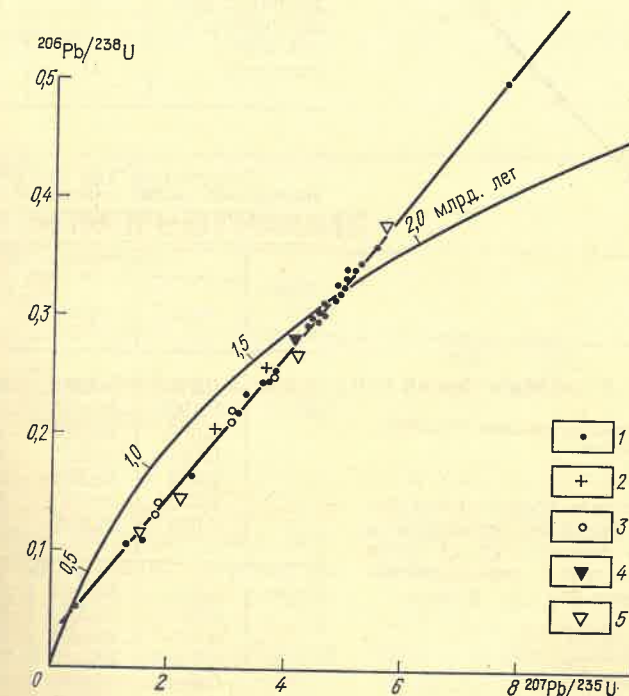


Рис. 2. Диаграмма Арренса-Везерилла для урановых минералов Желтореченского месторождения:

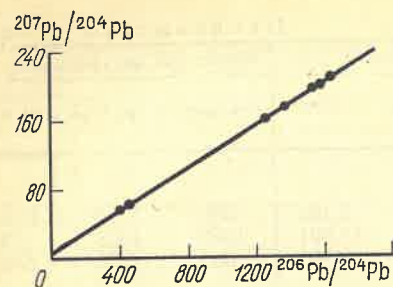
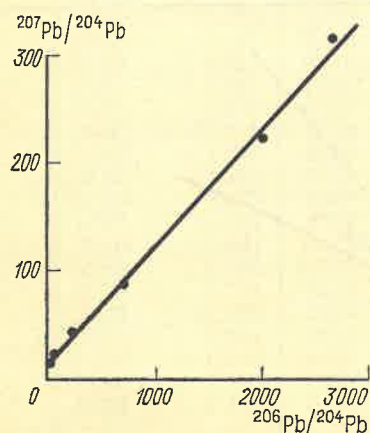
1 — настуран, 2 — браннерит, 3 — ненадкевит, 4 — апатит, 5 — малакон

некоторых других участках минерализации (табл. 2) показал, что при одинаковом в пределах погрешности возрасте минералов формальное значение времени нарушения уран-свинцовой системы варьирует от 406 до 45 млн. лет, что не имеет геолого-минералогического объяснения. По-видимому, механизм процесса изменения минералов руд являлся более сложным и многообразным. Более достоверные данные о времени метаморфизма руд получены при использовании сульфидов в качестве «вторичных геохронометров».

На Желтореченском месторождении, как и на многих других, особенно древних, урановых месторождениях, обнаружены сульфиды (галениты, пириты) с аномальным изотопным составом свинца, сильно обогащенным радио-генными изотопами (табл. 3). Они встречаются

в виде вкрапленности или прожилков на разных глубинах как в самих рудах (в непосредственной близости от урановых минералов), так и в трещинных структурах, удаленных на десятки метров от рудных залежей. Встречен мономинеральный прожилок крупнокристаллического галенита мощностью до 2 см; он почти нацело сложен радио-генным свинцом и располагается в тектонической зоне среди безрудных альбититов в 15 м от рудного тела (анализы 5—8 в табл. 3). Образцы пирита с аномальным свинцом отобраны, главным образом, с верхних частей месторождения.

Для изотопных отношений свинца в образцах галенита установлена изохронная зависимость (рис. 3): $Y = (0,12548 \pm 0,00064) \cdot X + (5,56 \pm 0,69)$.

Рис. 3. Диаграмма изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для свинца переотложенных галенитовРис. 4. Диаграмма изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для свинца пиритов

Она позволила рассчитать время выноса радиогенного свинца из урановых минералов и кристаллизацию его в галените (т. е. время метаморфизма месторождения), используя математическую зависимость [4]

$$B = \frac{1}{137,88} \frac{e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t_a}}{e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t_a}}$$

где t_0 — возраст урановой минерализации — источника радиогенного свинца, t_a — время экстракции (выноса) радиогенного свинца, B — тангенс угла наклона изохроны (соотношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в радиогенном свинце), $\lambda_{8,8}$ — константы распада ^{235}U , ^{238}U . Рассчитанное значение t_a составило 380 ± 30 млн. лет.

Аналогичное использование изохронного варианта расчета времени экстракции радиогенного свинца из руд для образцов пирита дает значение возраста метаморфизма 0, т. е. современную геологическую эпоху. Уравнение изохроны: $Y = (0,10736 \pm 0,00178)X + (14,76 \pm 0,44)$ (рис. 4).

Полученным изотопным данным о двух этапах метаморфизма Желтореченского месторождения может быть дана геологическая трактовка. Образование вкрапленности и имеющих гидротермальный облик прожилков аномального галенита по всей 2-километровой глубине месторождения происходило на фоне воздымания южной части Русской платформы

Таблица 2

Возраст (t_1) и время нарушения уран-свинцовой системы (t_2) урановых и ураносодержащих минералов

Минералы по порядку выделения	Количество проб	t_1 , млн. лет	t_2 , млн. лет
Апатит	8	1670	380
Малакон	11	1750	45
Браннерит	10	1729	406
Окисленный уранинит из альбититов	5	1724	395
Ненадквит	8	1733	84
Уранинит мартит-карбонатных пород	10	1778	290
Настуран	41	1770	420

Таблица 3

Изотопный состав свинца галенитов и пиритов Желтореченского месторождения

Минерал	Изотопный состав свинца, %			
	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Галенит	0,203	80,991	11,298	7,508
	0,190	81,450	11,280	7,070
	0,069	86,310	11,218	2,403
	0,063	86,627	11,106	2,204
	0,056	86,572	11,274	2,098
	0,055	86,810	11,120	2,015
	0,055	86,815	11,188	1,942
Пирит	0,044	88,720	9,780	1,460
	0,033	88,680	10,430	0,850
	0,120	84,620	10,490	4,770
	0,340	73,100	13,860	12,680
	0,900	48,640	18,630	31,830
	1,270	29,870	21,010	47,850

и заложения Днепровско-Донецкого авлакогена, приведших к формированию Украинского кристаллического щита как самостоятельной геолого-тектонической единицы. В результате подъема пород, вмещающих урановую минерализацию, к поверхности значительно уменьшилось внешнее давление, что способствовало потере радиогенного свинца, растворенного в адсорбированной воде урановых минералов. Более того, по данным изучения древних кор выветривания и девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины, поверхностные воды в это время имели хлоридный состав, благоприятный для селективного извлечения свинца из минералов и руд.

Следы второго этапа метаморфизма (в современную геологическую эпоху) наиболее отчетливо зафиксированы в изотопном составе свинца пиритов из верхних частей Желтореченского месторождения, затронутых процессами окисления. Сульфиды здесь приурочены к обводненным зонам дробления и трещиноватости и встречаются как внутри, так и вокруг рудных тел. При этом в пиритах рудовмещающих зон содержание свинца обычно на порядок выше, чем в пиритах нерудоносных зон, и свинец обогащен радиогенной составляющей (см. табл. 3). Очевидно, что механизм извлечения радиогенного свинца из урановых руд и его сорбции на сульфидах связан с процессами гипергенеза, в том числе, вероятно, с электрохимическими процессами, протекающими в зоне окисления руд, обогащенных сульфидами.

Каковыми бы ни были причины и механизмы миграции радиогенного свинца, именно она обусловила образование твердо установленных на Желтореченском месторождении ореолов его повышенной концентрации, которые могут быть использованы при поисках уранового оруденения.

Каковыми бы ни были причины и механизмы миграции радиогенного свинца, именно она обусловила образование твердо установленных на Желтореченском месторождении ореолов его повышенной концентрации, которые могут быть использованы при поисках уранового оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Желтореченское месторождение урана/Б. Г. Баташов, М. Е. Оноприенко, А. Р. Кудлаев, А. В. Тарханов.— В кн.: XXVII МГК. Докл. Т. 9. М., 1984, с. 330—332.
2. Заславский В. Г., Андерсон Е. Б. Изотопно-геохронологическое изучение монацита, циркона, ортита и торита методом термоионной эмиссии.— В кн.: Тез. докл. Всесоюз. семинара «Методы изотопной геологии». Звенигород, 1983, с. 126—127.
3. О состоянии уран-свинцовой системы в урановых рудах/В. В. Павшуков, Л. В. Комлев, Е. Б. Андерсон, И. Г. Смыслова.— Геохимия, 1975, № 4, с. 603—613.
4. Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
5. Щербак Н. П., Баргницкий Е. Н., Луговая И. П. Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.71+553.078(476)

А. М. ПАП, Г. И. ИЛЬКЕВИЧ (Ин-т геохимии и геологии АН БССР)

Проблемы стратиграфии и металлогении нижнего докембрия Белоруссии

Сложность проблемы стратиграфического расчленения кристаллических пород докембрия общеизвестна и объясняется многочисленными причинами, достаточно полно описанными в литературе. Ее решение особенно усложняется в регионах, где докембрийский кристаллический фундамент глубоко погружен под осадочные толщи.

Наиболее полно докембрийские породы кристаллического фундамента на территории Белоруссии изучены в пределах Белорусского массива, ограниченного горизонтально — 500 м на западе, на Микашевичско-Житковичском подземном выступе с глубинами залегания фундамента 8—40 м и более, в Припятском нефте-соленосном бассейне. На остальной территории они вскрыты единичными скважинами. Материалы исследований содержатся в работах А. С. Махнач, А. М. Папа, Н. В. Аксентовой, В. М. Борковской, Ю. С. Булкина, Г. Г. Доминиковского, В. Е. Островского, А. И. Стасевича, А. Б. Черняховского и др.

В настоящее время в кристаллическом фундаменте выделяются образования архейской и протерозойской эпох [13].

Архей. Как показывают геологические материалы по регионам с открытым докембрийским фундаментом (Украинский, Балтийский щиты и др.) в строении наиболее древней (архейской) его части участвуют толщи основных пород (двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты) и гранитизирующие их «массивы» («поля», «блоки»), представленные гранитоиднейсами, мигматитами и инъекционными телами гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов. «Массивы», «блоки» и «поля» некоторые исследователи изображают в виде куполов, куполовидных и иных поднятий среди основных гранулитов, реликты которых обрамляют купола. Взаимоотношение «массивов» и периферического обрамления определяется степенью гранитизации, начальная стадия которой рассматривается как чарнокитизация пер-

вичного субстрата с постепенным переходом от основных кристаллических сланцев и амфиболитов через чарнокитоиды к гранитам в куполах. Сохранившиеся скиалиты, «тени» и иные реликты или палеосома характеризуются основным составом и ассоциацией минералов, свойственной основным породам.

Таким образом, основные гранулиты, в том числе и в кристаллическом фундаменте изучаемой территории, следует считать наиболее древними породами, сформированными в процессе вулканогенного и осадочного породообразования в раннеархейскую эпоху. Накопление осадков подчинялось закону усложняющейся осадочной дифференциации, в результате чего к концу этой эпохи однотонные основные вулканы и аналогичные им продукты дезинтеграции сменились более сложными по минеральному составу породами, среди которых индикаторными являются глиноземистые плагиогнейсы, гнейсы с графитом, прослои кварцитов, карбонатов и железистых кварцитов. Все они вместе с основными кристаллическими сланцами составляют гранулитовый слой земной коры. Параллельно с формированием верхней части гранулитового слоя происходила гранитизация слагающих его пород в зоне с благоприятными для нее физико-химическими условиями. Здесь основные гранулиты превращены в амфиболиты, калишпат-содержащие гнейсы, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы. Эти породы входят в состав верхней части «гранито-гнейсового» или «гранитного» слоя и во многих местах выходят на земную поверхность. В приповерхностной зоне земной коры часть единого гранулитового слоя осталась менее измененной или незамещенной гранитовым материалом и сейчас также обнажена. Приведенная последовательность формирования раннеархейской суперкрупной толщи подтверждается непосредственными взаимоотношениями аналогичных комплексов пород в других регионах.

Кристаллический фундамент на территории Белоруссии сложен единой толщей древних пород, объединенных в щучинскую серию [13], которая

включает двупироксеновые кристаллические сланцы, пироксеносодержащие амфиболиты, переслаивающиеся с амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами. В составе щучинской серии условно можно выделить снизу вверх три толщи.

Нижняя, остринская, толща [11] состоит из реликтов слоев гнейсов и гранитизированных амфиболитов, сохранившихся в результате неполного замещения прослоев, «теней» плагиогнейсов (палеосома) в чарнокит-мigmatитах и гранитных мигматитах. К ней относятся поля переработанных гнейсов и палеосома гранитных мигматитов и гранито-гнейсов, за исключением новообразований, являющихся продуктами более поздней гранитизации (неосома). Аналогами толщи на смежных территориях, вероятно, являются гнейсы и мигматиты акульской серии Украины, гнейсы иксской серии Волго-Уральской области, гнейсы и гранито-гнейсы обоянской серии КМА, мигматиты и гранито-гнейсы Западно-Литовского блока и Латгальского массива, сходные породы среди основных гранулитов Эстонии.

Средняя, заборская, толща [13] сложена двупироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, существенно измененными до амфиболовых, биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов, не содержащими калишпата. Аналоги толщи — двупироксеновые кристаллические сланцы и близкие к ним породы днестровско-бугской серии УКЩ, гранулиты Приазовья, отрядненской толщи Волго-Уральской области, чудзьяврская и верхняя часть пинкельяврской свиты Кольского полуострова, а также основные гранулиты Лапландии, Западно-Литовского блока, Северной Латвии, Южной и Западной Эстонии, в различной степени диафортированные.

Верхняя, дитвинская, толща представлена сохранившимися в результате размытия реликтами — биотитовыми плагиогнейсами, иногда с амфиболом, в которых в небольших количествах присутствуют гранат, силлиманит, кордиерит, графит, пласты и пропластки карбонатов и кварцитов. Образование этих пород связывается с завершающей стадией архейского осадконакопления. Аналоги толщи — глиноземис-

тые гнейсы Подолии (УКЩ), Прибалтики, большечеремшанской серии Волго-Уральской области, волшпакхской свиты Кольского полуострова и других районов.

Границы между выделенными толщами весьма нечеткие, без угловых и иных несогласий, что характерно для толщ архея. Остринская толща, или толща гранитизированных гнейсов (ранее гранулитов), вниз постепенно переходит в тоналитовый или гранито-гнейсовый слой, составной частью которого она является.

Породы остринской толщи претерпели максимальную гранитизацию, завершившуюся преобразованием основных кристаллических сланцев в биотитовые и близкие к ним гнейсы и формированием крупных и сложных тел автохтонных гранитов. В заборской толще гранитизация привела к образованию эндробит-чарнокитовых мигматитов на контакте амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев. Повсеместно наблюдается постепенный переход от упомянутых кристаллических сланцев к полосчатым мигматитам основного состава и розовым мелко- и крупнозернистым гранитам, часто имеющим облик полосчатых ортогнейсов, в которых сохраняются ксенолиты и «тени» основных кристаллических сланцев, переработанных гранитным расплавом. Такие граниты получили наименование голеновских [6]. Наличие постепенных переходов указывает на генетическую связь эндробит-чарнокитов с голеновскими гранитами. На завершающем этапе архейского гранитообразования сформировались наиболее крупные массивы гранитов (Блонский, Минский), которые условно можно отнести к позднеархейским. В заборской толще встречаются тела основных (габбро и габбронориты) и ультраосновных (флогопитовые, тальковые и другие сланцы) пород, представляющие собой самые древние интрузивные образования архейской эпохи.

Геохронологические датировки пород щучинской серии и прорывающих их магматических тел часто противоречат геологическим данным. Нередко изверженные породы оказываются древнее прорываемых ими суперкрупных толщ. Установленный ранее

калий-аргоновый возраст пород на юге БССР редко превышал 1700 млн. лет, а на западе — 1575 млн. лет. Ю. М. Гармашевым (БелНИГРИ) получено значение 2265 млн. лет для биотита из эндробита (скв. Сл-30, Слонимский район Гродненской области). Максимальное количество значений возраста пород серии, определенных К-Аг методом, колеблется в интервале 1300—1700 млн. лет, редкие из них достигают 2310 млн. лет (диабаз из скв. 3-Пр, аналитик В. Д. Спрингсон, ИГГД АН СССР). По данным Э. В. Соболевича и др. [3], возраст основного кристаллического сланца (свинцово-свинцовый метод) равен 2580 ± 80 млн. лет.

Протерозой. На размытой (?) поверхности пород щучинской серии залегают вулканогенно-осадочные породы, относящиеся к околоской серии [13]. Предполагается, что контакты пород серий тектонические. В днище Околоской грабен-синклинали структуры породы околоской серии, в результате поднятий отдельных блоков щучинской серии, образуют несколько антиклинальных поднятий или блоков, замковые части которых, по видимому, размыты. Контактная зона подверглась гранитизации, нечеткая, усложняется за счет формирования крупных гранитоидных массивов (Жуховичский, Бобовнянский). Различия составов и структурно-текстурных особенностей пород серий, меньшая степень гранитизации и меньшие углы падения пластов пород околоской серии по сравнению с породами щучинской свидетельствуют об угловом несогласии их залегания. При этом сохраняется общая северо-восточная ориентировка их по простиранию.

Околоская серия преимущественно (более 35 %) сложена плагиогнейсами, состоящими из плагиоклаза, биотита, обыкновенной роговой обманки и кварца с весьма непостоянными количественными соотношениями. Они сохранили отчетливые следы метасаммитовых и метапелитовых структур, уплощенных кристаллизационной сланцеватостью, что подчеркнуто лепидо- и нематобластовым расположением биотита, роговой обманки, куммингтонита, зерен граната и (или) антофиллита. Не менее 30 % предпо-

жительно составляют первично-вулкано-генные (бластопорфировые) плагиогнейсы, подвергшиеся гранитизации, окварцеванию, скарнированию, особенно в участках, где возможно наличие карбонатных прослоев. Около 12 % составляют амфиболиты, которые иногда сохраняют среды офитовых структур, указывающих на их ортопроисхождение. Амфиболиты нередко биотитизированы и постепенно переходят в биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы с новообразованиями кварца. Гнейсы содержат кварц, по-видимому, первичный, седиментогенный. Помимо перечисленных пород в составе серии участвуют двуслюдяные гранитизированные плагиогнейсы (3,9 %), скарны (1,7 %), известняки (0,4 %), кварциты (0,4 %), милониты, жильный кварц и слюдистые сланцы.

По отношению к маркирующим железорудным слоям породы серии условно расчленены [14] на подрудную гуменовщинскую, рудную шашковскую и надрудную яченскую толщи или свиты, что отражено в стратиграфической схеме докембрия Белоруссии [13]. Метаморфические преобразования пород околоской серии происходили в условиях субфации куммингтонитовых амфиболитов, а иногда между силлиманит- и кордиерит-альмандин-ортоклазовой субфациями амфиболитовой фации. Породы серии прорваны гранитами Жуховичского массива. Петрологические особенности гранитов указывают на принадлежность их к осницкому комплексу Украинского щита. Гранитоидам, по-видимому, предшествуют основные и ультраосновные породы, объединенные в русиновский комплекс [6]. Кроме того, породы серии интродуцированы мелкими массивами и дайками диабазов и габбродиабазов, которые, вероятнее всего, относятся к послегранитным образованиям песковского комплекса [6].

Геохронологические данные противоречивы. Калий-аргоновые датировки несколько расходятся с уран-свинцовыми. По первому методу возраст гранитов Жуховичского массива по амфиболу 1756 и 2116 млн. лет [1], по биотиту 1478—1558 млн. лет. Уран-свинцовые данные для гранитов этого мас-

сива — 1810 и 1960 млн. лет (материалы ИГФМ АН УССР). З. А. Гольдманом (ИГГД АН СССР) получена по клинопироксену из пироксенсодержащего плагиогнейса скв. 92, вскрывающей среднюю (рудную) пачку, цифра 2640 млн. лет. Вероятно, она является реликтовой. Приведенные материалы свидетельствуют о том, что околоская серия древнее 2000 млн. лет. Судя по более высокой степени метаморфизма, она древнее криворожской и курской и условно может быть сопоставлена с конкской серией Украины, михайловской — Курской магнитной аномалии, частью разреза пород гимольской серии Карелии и, вероятно, инчукалнской — Прибалтики.

Резкие различия условий залегания, структурно-текстурных особенностей, фаций регионального метаморфизма пород щучинской и околоской серий [11] говорят об их стратиграфическом несогласии и различном времени формирования. Установлено наложение регионального метаморфизма пород околоской серии на породы щучинской (появление минеральных ассоциаций, характерных для околоских пород, среди щучинских). Отмеченные особенности позволяют относить щучинскую серию к архею, а околоскую к протерозою.

Границу между археем и протерозоем следует проводить в основании околоской серии.

Породы житковичской серии вскрыты бурением на юге БССР. Они слагают крыло предположительно антиклинальной складки северо-восточного простирания, прослеженной более чем на 15 км; ширина ее 1—6 км. Предполагаемое ядро складки прорвано гранитами Житковичского массива. По петрологическим особенностям в составе серии снизу вверх выделены [13] люденевичская и кожановичская свиты.

Люденевичская свита в нижней части представлена однообразными светло-серыми и желтовато-серыми кварц-серицитовыми, серицитовыми, хлорито-кварц-серицитовыми сланцами и слюдистыми кварцитами. В целом это единая толща сланцев мощностью не менее 500 м, являющихся продуктами перемыва и переноса древних кор выветривания. Кожановичская свита

мощностью не менее 200 м, сложена порфиroidами и порфиритоидами с тонкими прослоями тонкозернистых кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых с полевым шпатом сланцев. В разрезе преобладают серые, серовато-коричневые и розовато-серые порфиroidы по мелкообломочным туфам дацитового, риолито-дацитового и риолитового состава. Порфиритоиды делятся на андезитовые и андезиодацитовые разности. Происхождение пород верхней части свиты связано с лавовыми потоками небольшой мощности.

В возрастном отношении житковичская серия условно сопоставляется с сушанской свитой Сушано-Пержанской зоны, представленной аналогичными породами с прослоями кианитовых и виридиновых кварцитов, с адажской толщей Латвии и тикшозерской свитой Карелии, относящимися к протерозою. Породы серии прорваны гранитами Житковичского массива, калий-аргоновый возраст которых по роговой обманке от 1790 до 1982 млн. лет, по биотиту 1480—1536 млн. лет [1]. На основании уран-свинцовых данных (ИГФМ АН УССР) возраст гранитов по циркону 1710 [2] и 1850 млн. лет. Следовательно, породы житковичской серии должны быть не моложе 1850 млн. лет (по циркону) и 1982 млн. лет (по амфиболу), что близко к возрасту гранитов, прорывающих околоскую серию. Превосходная сохранность первичных структур в породах житковичской серии, метаморфизм преимущественно зеленосланцевой фации, а также полученные значения радиологического возраста позволяют считать породы этой серии не моложе 2000 млн. лет, но более молодыми, чем породы околоской серии. Субвертикальное залегание пород и интрузивный контакт с гранитами резко отличают их от збраньковской свиты овручской серии рифея.

Таким образом, в докембрии Белоруссии выделяются архейская щучинская и протерозойские околоская и житковичская серии, которые прорываются соответствующими анатектическими, палингенно-метасоматическими и интрузивными породами с направленностью в образовании от основных

до кислых и щелочных разностей.

Выделение металлогенических эпох в докембрии Белоруссии произведено в соответствии с расчленением суперкрупных толщ и прорывающих их метасоматически преобразующих их эндогенных комплексов (рисунков).

К архейской металлогенической эпохе относятся ильменит-магнетитовые руды, приуроченные к заборской толще [4—10]. Существуют разные точки зрения на генезис руд и вмещающих их пород. Одни исследователи [7—10] полагают, что руды приурочены к зонам дробления двупироксеновых кристаллических сланцев. По нашему мнению, брекчиевая текстура руды указывает на то, что она сформировалась в условиях гранулитовой фации метаморфизма путем переноса железа, титана и ванадия в более удаленные участки тех же пород и отложения руд в зоне дробления. По В. Е. Островскому [7], причиной переноса рудных веществ является гранитизация, а руды — выражение «фронта базификации». Согласно другой точки зрения [4, 5, 6, 12], руды — производные дифференциации стратиформных плутонов габбро и габброноритов.

О метаморфогенном генезисе руд Новоселковского месторождения свидетельствуют следующие его особенности:

1) приуроченность руд к основным кристаллическим сланцам, пласты которых в виде субпараллельных полос простираются на десятки и сотни километров при мощности в несколько километров, что не характерно для тел интрузивного происхождения (гравимагнитная аномалия прослеживается более чем на 25 км при ширине около 5 км);

2) брекчиевая текстура руд, не свойственная стратиформным сегрегациям магматических тел; обломки кристаллических сланцев сцементированы ильменит-магнетитовым агрегатом;

3) редкость закономерных сростаний ильменита с магнетитом: обычно эти минералы обладают ксеноморфизмом в равной между собой степени;

4) замещение рудными минералами высокотемпературных силикатов (гиперстена, бурой роговой обманки) сопровождается образованием промежу-

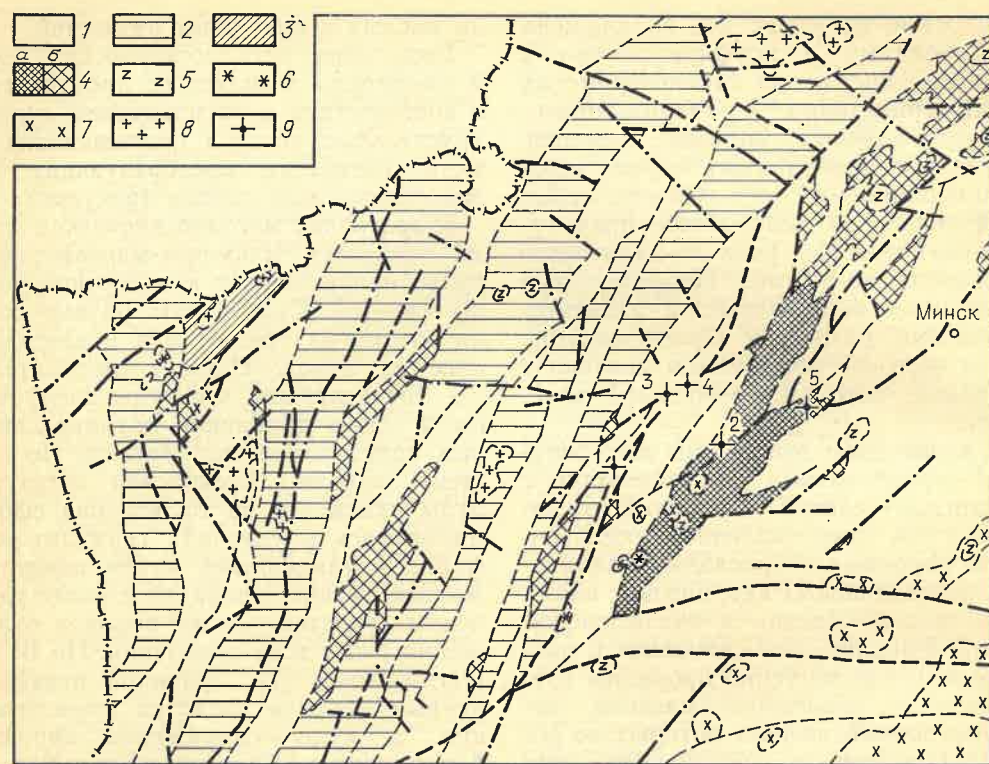


Схема распространения докембрийских стратиграфических комплексов Белоруссии и приуроченных к ним железорудных образований:

щучинская серия: 1 — остринская, 2 — заборская, 3 — дитвинская толщи; 4 — ооловская серия (а — установленная бурением, б — предполагаемая); нерасчлененные архейские и протерозойские магматические породы: 5 — габбро, 6 — диориты, 7 — гранодиориты, 8 — граниты, 9 — важнейшие рудопроявления: 1 — Кореличи, 2 — Околовое, 3 — Рудьма, 4 — Деревная, 5 — Рубежовичи

точной зонки голубоватого или почти бесцветного амфибола, что указывает на участие водных растворов при формировании руд;

5) низкие температуры кристаллизации рудных минералов, колеблющиеся в пределах 380—440 °С по ильменит-магнетитовому термометру [7];

6) наличие руд в биотитовых гнейсах, вскрытых в призабойной части скв. Ст-86 — одной из наиболее глубоких на месторождении;

7) характерное для минералов метаморфических пород гранулитовой фации соотношение компонентов в химическом составе породообразующих минералов.

Породообразующими минералами руд Новоселковского месторождения являются магнетит, ильменит и титаномagnetит, реже шпинель [4, 5, 6, 12]. В незначительных количествах встречаются пирротин, пирит, халькопирит, единичные зерна галенита и

сфалерита. Массивные руды образуют пластовые залежи мощностью 15—30 м среди гнездово-вкрапленных ильменит-магнетитовых руд. Структура руд аллотриоморфнозернистая, полигональная, реже сидеронитовая с линзами, полосами и пятнами силикатов. Количество рудных минералов составляет 75—90 %. Среди них преобладает магнетит; титаномagnetит и ильменит присутствуют в виде зерен размером 0,4—0,8 мм. Нерудные минералы представлены клино- и ортопироксенами, плагиоклазом, роговой обманкой, апатитом (до 15 %). Наличие апатита, карбоната и скаполита свидетельствует о значительной роли летучих компонентов в мобилизации и переносе рудного вещества.

С породами архейского фундамента (щучинской серией) связаны также относительно небольшие проявления окисленных руд, которые пока слабо изучены. Формация экзогенных руд

или кор выветривания обнаружена при профильном бурении*. Окисленные руды вскрыты на рудопроявлении Рудьма. Мощность оруденелых пород по керну 38 м, истинная — около 30 м. Руды приурочены к тектонической зоне трещиноватых двупироксеновых кристаллических сланцев заборской толщи, содержащих гранат и пироксен. Сланцы, вскрытые на глубине 208—246,1 м, ниже переходят в массивные пироксен-магнетитовые руды. Трещины выполнены халцедоном и кварцем. Рудные минералы представлены гематитом, реже гётитом и лимонитом. Минеральный состав руд (%): кварц халцедоновидный 20—78, гематит и гидроксиды железа 20—60 %, гранат 0—50 %, карбонаты 0—15, хлорит 0—20, апатит 0—5, магнетит — редко.

На этом же участке скважиной в интервале 290,8—310,5 м вскрыты руды, представленные магнетитом. Рудовмещающая толща — частое чередование двупироксеновых кристаллосланцев, пироксен-амфиболовых, гиперстеновых и амфиболовых кристаллосланцев и плагиогнейсов, содержащих вкрапленность магнетита и кварца. Рудоносные горизонты с содержанием магнетита 5—15 % встречаются и в других интервалах. Содержание общего железа в рудном горизонте изменяется от 14 до 37,2 %, магнетитового — от нескольких процентов до 23 %. Истинная мощность магнетитосодержащих кристаллосланцев 16 м.

Магнетитовое оруденение участка Рудьма предварительно можно отнести к метаморфогенной магнетит-кристаллосланцевой формации, преобразованной в условиях гранулитовой фации. Л. И. Матрунчик относит его к эвлизитовому формационному типу.

С рассмотренным рудопроявлением обнаруживает сходство по формационной принадлежности, минеральному составу и характеру залегания рудопроявление Деревная. Здесь кристаллические породы — амфиболиты, двупироксеновые, клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы — вскрыты на глубине 281,8 м. Встречаются линзы и толщи кальци-

филов, редко эвлизитов, магнетит-пироксен-амфиболовых пород и гематит-содержащих кварцитов. Сульфидная вкрапленность, реже прожилковая минерализация отмечаются в интервале 556—615 м. Границы оруденения нечеткие. Основным рудным минералом является магнетит; руды мелко-вкрапленные, реже массивные. Пирротиновая минерализация гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная. Вкрапленники и прожилки мощностью 0,1—1 см располагаются чаще всего согласно с гнейсоватостью породы. Рудоносный слой сложен ромбическим (6—10 %) и моноклинным (0—26 %) пироксеном, биотитом (0—20 %), гранатом (7—15 %), кварцем (20—55 %) и рудными минералами — магнетитом и пирротином (до 60 %). Содержание общего железа (магнетитового и сульфидного) до 27 %, в магнетитовых участках до 9,31 %, растворимого железа 15,98 %, общей серы 2,26 %, пирротиновой серы 1,22 %.

Протерозойская металлогеническая эпоха представлена метаморфизованной железисто-кремнисто-гнейсовой формацией, проявленной в месторождении Околово и его аналогах. Месторождение приурочено к средней (шашковской) свите ооловской серии. Рудные горизонты подсечены и изучены до глубины 650 м. Вскрыты три рудных пласта мощностью 80,6—126,7; 19,9—258,6 и 30—50 м (с глубиной мощность уменьшается). Предполагаемая протяженность пластовых рудных тел оценивается в 7,8—10,5 км.

По минеральному составу в рудных слоях выделяются железистые или магнетитовые кварциты и силикатно-магнетитовые и магнетитосодержащие силикатные породы. Железистые кварциты — это преимущественно кварцевые породы, содержащие магнетит, изредка обыкновенную сине-зеленую роговую обманку, куммингтонит, клинопироксен из ряда диопсида-геденбергита. Структура пород гранобластовая, реже гетеробластовая. Магнетит полностью или частично включен в зерна кварца, иногда как бы распылен в них, что позволяет говорить о «распыленности» железистых частиц в гелеподобном субстрате кремнезема. Нередко такие кварцитоподобные слои перемежаются со слоями,

* Рудопроявления описаны Л. И. Матрунчиком и др.

насыщенными силикатными минералами. Мощность слоев кварцитов не превышает нескольких миллиметров, реже 0,5—1,5 см. Иногда кварцевый агрегат «залит» рудным веществом и имеет амбовидные очертания, что указывает на послеседиментационное перемещение и сегрегацию рудных образований под влиянием регионального метаморфизма. Слои кварцитов с магнетитом обладают пльчатостью, в их изгибах встречаются новообразования альмандина, реже ангидрита, а также крупнозернистых агрегатов голубовато-зеленой роговой обманки. В слоях породы последняя иногда замещается куммингтонитом.

Силикатно-магнетитовые или магнетитсодержащие силикатные породы и руды отличаются значительными скоплениями силикатных минералов. В этих слоистых породах прослойки кварца содержат скопления магнетита с клинопироксеном или роговой обманкой, ассоциирующей с гранатом. Наблюдается замещение силикатов кварцем. Порода рассекается извилистыми прожилками апатита и кальцита. В наиболее богатых железных рудах содержится 21,5 % кремнекислот, 60,26 % суммарного железа, почти полностью отсутствует свободный кварц. Железисто-силикатные породы иногда теряют магнетит и переходят в силикатные породы, метаморфогенно-метасоматическое происхождение которых несомненно. Влияние процессов метаморфизма и метасоматоза на ранее сформированные прослои железистых пород выражается в укрупнении зерен минералов, в их сегрегации в мономинеральные скопления, в образовании венцовых структур, структур замещения. Формация определяется как железисто-кремнисто-плагиогнейсовая, генезис руд — осадочно-метаморфический.

К этому типу принадлежит и рудопроявление Рубежовичи, вскрытое скважиной на глубине 367,8 м в контуре интенсивной (свыше 1600 нТл) изометричной магнитной аномалии, на северо-восточном фланге Околовской синклильной зоны. Оно приурочено к верхней части гуменовщинской толщи. Вмещающие породы представлены амфиболитами, иногда содержащими куммингтонит, биотитовыми плагио-

гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом. Кроме того, встречаются линзы кальцифиров и скарноидов.

Железородная толща залегает в интервале 596,5—652,5 м. Она состоит из двух рудных горизонтов, примерно одинаковой мощности, разделенных толщей амфиболовых плагиогнейсов мощностью 10,5 м, содержащих иногда гранат. Суммарная истинная мощность их 26,1 м. Горизонты сложены магнетит-гранат-кварцевыми тонкополосчатыми мелкозернистыми породами. Среднее содержание общего железа в верхнем горизонте 26,25 %, в нижнем — 22,78 %, магнетитового в обоих слоях — по 15 %. Выше и ниже рудных горизонтов отмечается вкрапленность гематита, развитого по магнетиту, встречаются прожилково-вкрапленные выделения галенита, сфалерита и халькопирита. Руды рудопроявления Рубежовичи относятся к метаморфогенной железисто-кремнисто-гнейсовой формации.

Скопления магнетита и других рудных минералов типа Шинковцы, Новогрудское, Аталезское, Ничипоровское изучены слабо и в настоящее время представляют минералогический интерес. Тем не менее они являются показателями потенциальной рудоносности пород кристаллического фундамента территории Белоруссии.

Установление стратиграфических аналогов железорудных формаций докембрия Белоруссии в фундаменте Восточно-Европейской платформы связано с определенными трудностями. Разнообразие особенностей геологического строения железорудных месторождений в европейской части СССР, в том числе в Белоруссии, очевидно, связано с эволюцией осадконакопления, магматизма и регионального метаморфизма, обусловивших процесс железонакпления и основные черты вещественного состава и структуры железорудных тел в общем разрезе суперкрупных толщ архея и протерозоя. Современный облик железорудных формаций и их стратиграфическое положение определяются тектоникой, метаморфизмом и процессом денудации, которые нарушили естественный ход образования формаций и обусловили прерывистость процесса осадконакопления и самого разреза.

Вполне вероятно, что каждый железорудный бассейн представляет собой фрагмент единого разреза, сформированного в период всеобщего процесса железонакпления. В породах кристаллического фундамента чаще в околоской и житковичской сериях, кроме железа, встречаются проявления цветных и редких металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Время формирования гранитоидов юга Белоруссии и северо-запада Украинского щита*/А. М. Пап, А. П. Заяц, В. М. Скобелев и др.— Докл. АН УССР, 1984, сер. Б, № 4, с. 20—24.
2. *Возраст гранитоидов Микашевичско-Житковичского подземного выступа юга БССР по свинцово-изотопным данным*/А. М. Пап, Г. А. Мурина, С. Л. Миркина, В. М. Борковская.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 36—41.
3. *Возраст кристаллических сланцев северо-западной Белоруссии по свинцово-изотопным данным*/Э. В. Соболев, А. М. Пап, О. В. Цюнь, Ю. А. Слупицкий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 42—47.
4. *Доминиковская Д. А. Вещественный состав и особенности формирования ильменит-магнетитовых руд Кореличской зоны*. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Минск, 1982.
5. *Доминиковская Д. А., Вахрушев В. А.* Рудоносность и металлогеническая специализация габброидов раннего докембрия Белоруссии.— Сов. геология, 1985, № 11, с. 102—109.

6. *Железорудные формации докембрия Белоруссии*/А. С. Махнач, Г. Г. Доминиковский, В. И. Пасюкевич и др. Минск: Наука и техника, 1974.
7. *Островский В. Е.* Минералогия основных кристаллических сланцев и амфиболитов Белорусского массива в связи с их рудоносностью. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Минск, 1972.
8. *Пап А. М.* Перспективы металлоносности кристаллического фундамента Белоруссии.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 8, с. 51—58.
9. *Пап А. М.* Проблемы метаморфического рудообразования в докембрии.— В кн.: Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. Минск, 1975, с. 4—39.
10. *Пап А. М.* Кристаллический фундамент Белоруссии. М.: Недра, 1977.
11. *Пап А. М.* К проблеме формирования континентальной земной коры.— В кн.: Геология, петрография и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии. Минск, 1983, с. 4—35.
12. *Полигенность и формационная принадлежность Новоселковского ильменит-магнетитового месторождения (БССР)*/А. М. Дымкин, А. С. Махнач, В. И. Пасюкевич и др.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, 1976, с. 156—169.
13. *Решения Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии*. Л., 1983.
14. *Стасевич А. И., Махнач А. С., Доминиковский Г. Г.* Околовская серия в докембрии Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1971, т. XV, № 11, с. 1017—1019.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 552.5

Н. Я. КУНИН (ИФЗ АН СССР)

Размещение осадочных бассейнов Евразии и объемы седиментосферы Земли

Геологические исследования осадочной оболочки имеют длительную историю и связаны прежде всего с поисками месторождений энергетического сырья, воды, солей, строительных материалов и других полезных ископаемых. Для изучения осадочного покрова используются карты его подошвы или поверхности фундамента, с помощью которых оценивают его объем и занимаемые им площади. Рельеф поверх-

ности фундамента рассматривается обычно как основа тектонического районирования платформенных районов.

В последние десятилетия резко усилились исследования осадочного покрова Евразии и прилегающих акваторий: отработаны региональные сейсмические профили ОГТ и проведено бурение, что позволяет оценить мощности, основные особенности геострук-

туры, литологического состава и стратиграфический диапазон осадочного покрова, используя приемы сеймостратиграфического анализа [5, 9, 16], глубинных зон и областей, включая и еще не охваченные бурением. На основе новой информации и новых методических приемов в ИФЗ АН СССР были обобщены данные о глубинном строении материков и океанов и построены карты рельефа поверхности фундамента масштаба 1 : 15 000 000 Евразии и прилегающих акваторий.

Методика выделения поверхности фундамента по комплексным геолого-геофизическим данным освещалась ранее [2, 3]. Новые аспекты ее, учитывающие результаты ОГТ, рассмотрены в работах по отдельным регионам Евразии и океанам [1, 5, 7].

Рельеф поверхности фундамента Евразии отличается контрастностью и разнообразием форм — от высочайших вершин до глубочайших впадин. Максимальные глубины залегания фундамента установлены в центральных областях Южно-Каспийской (25—30 км), Южно-Баренцевской и Прикаспийской (20—23 км) впадин. Подобные глубины погружения фундамента не зафиксированы на других континентах и океанах. В то же время на большей части Евразии осадочный покров отсутствует и обнажаются породы щитов древних платформ или фанерозойских геосинклинально-складчатых сооружений, частично перекрытые маломощным чехлом делювиально-пролювиальных четвертичных образований.

При анализе строения осадочного покрова обычно используется тектоническая терминология (впадины, синеклизы, выступы и т. п.), применяемая для описания платформенных структур, но она лишь частично пригодна для описания закономерностей его строения по крупным сегментам Земли. Однако обсуждение соответствующей терминологии не входит в нашу задачу. Отметим лишь, что в качестве элементарной единицы осадочного покрова, ограниченной по латерали зонами его выклинивания или отсутствия, мы принимаем осадочный бассейн (ОБ). Группы осадочных бассейнов, объединенных общими особенностями развития, будем именовать седиментационными системами. По максималь-

ной мощности накопившихся в них осадков ОБ можно подразделить на четыре группы: первая — 1—2 км, вторая — 3—6 км, третья — 10—12 км, четвертая — более 12 км.

Осадочные бассейны первой группы и районы маломощного осадконакопления по периферии ОБ других групп связаны с выступами обнаженного фундамента. Они образуют два субширотных трансматериковых пояса, пересекающих Евразию от Атлантического побережья до Тихоокеанского. Северный трансматериковый пояс имеет большую ширину и охватывает значительную часть Евразии, он протягивается от Скандинавии через Русскую плиту к Среднему Уралу, Центральному Казахстану и далее через Алтае-Саянскую область и Алданский щит достигает Охотского побережья. Второй пояс более узкий и прослеживается от Армориканского массива на Атлантическом побережье через Центральнофранцузский массив, альпийские сооружения Европы, Ближнего и Среднего Востока, Гималаи к выступам фундамента Китайско-Корейского кратона.

Указанные широтные пояса играют роль длительно существовавших водоразделов и расчленяют осадочные бассейны Евразии на три широтные седиментационные системы длительного развития: Окраинно-Арктическую, Центральноевразийскую и Южную. Как показывает анализ, в этих седиментационных системах на протяжении всей фанерозойской истории располагались зоны базисов эрозии. Фанерозойские осадочные толщи здесь характеризуются платформенными дислокациями, а большинство бассейнов имеет изометричную конфигурацию.

На восточной окраине Евразии и на акваториях окраинных морей намечается Притихоокеанская седиментационная система. Здесь установлены многочисленные ОБ кратковременного кайнозойского, главным образом неогенового осадконакопления.

Осадочные бассейны второй, третьей и четвертой групп размещаются в пределах указанных седиментационных систем. В Евразии они занимают площадь около 15,5 млн. км², т. е. 30 % ее территории. В их пределах накопле-

но свыше 90 млн. км³ осадочных отложений, средняя мощность их около 6 км.

Во вторую группу выделены осадочные бассейны, мощность осадочного покрова на преобладающей части которых меньше средней. Такие ОБ размещаются преимущественно вблизи широтных водораздельных поясов, формируя плоскодонные синеклизы (типа Чу-Сарысуйской). Они доминируют в Притихоокеанской седиментационной системе, а также на приатлантической окраине Западной Европы (Парижский, Мадридский и другие ОБ).

Осадочные бассейны третьей и четвертой групп расположены главным образом в трех широтно вытянутых седиментационных системах.

В Окраинно-Арктической седиментационной системе ОБ размещены на суше и на шельфе арктических морей. Здесь осадконакопление продолжалось в течение палеозоя и мезозоя. Свыше одной трети площади системы занимает Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн. Несколько уступает ему по размерам, но превосходит по глубинам Печорско-Баренцевоморский ОБ, изученный только в последние годы. Ангаро-Тунгусский, Вилюйский, Северо-Карский и некоторые другие ОБ Окраинно-Арктической седиментационной системы отличаются меньшими размерами и менее длительными интервалами устойчивых прогибаний. Все осадочные бассейны этой системы образуют единый замкнутый сложный ареал седиментации, тесно сопряженный с кратонами. Отдельные щиты кратонов — Анабарский, Таймырский — в указанном ареале играют роль обособленных выступов. В палеозойских разрезах бассейнов доминируют карбонатно-хемогенные отложения, а мезозойские разрезы сложены исключительно терригенными толщами, что является специфической особенностью развития данной системы.

В Центральноевразийскую седиментационную систему входят многочисленные бассейны, размещающиеся между лавразийскими кратонами и альпийским складчатым поясом. Ряд бассейнов сопряжены с Европейским кратоном, другие принадлежат молодым плитам, внутриконтинентальным

морям и межгорным прогибам. Центральное место в рассматриваемой системе занимает Каспийский ареал осадконакопления или Большой Каспийский ОБ, объединяющий ряд впадин фундамента. По нашим представлениям, к нему относятся помимо Прикаспийской и Южно-Каспийской изометричных впадин примыкающие к ним с запада, севера и востока линейно вытянутые бассейны. Это определяет общую изометрично-лучевую конфигурацию Большого Каспийского ОБ. Сочетание линейных и изометричных элементов характерно и для других крупнейших ОБ системы: Североморского, Таримского, Амударьинского. В бассейнах системы широко распространены в разрезе и по латерали карбонатные, хемогенные и терригенные формации при преобладающей роли последних.

Южная седиментационная система находится между Альпийским складчатым поясом и гондванскими кратонами, на северных погруженных склонах последних и в прилегающих впадинах с мафической земной корой. Крупнейший и наиболее известный в системе Персидско-Аравийский осадочный бассейн содержит огромные ресурсы нефти и газа Ближнего Востока. Эта система продолжается на запад, охватывая северную окраину Африки и Средиземноморье. Азиатская часть системы разделяется зоной Урало-Оманского линеймента на две части. Западнее линеймента, в Персидско-Аравийском ОБ, в течение всего фанерозоя доминировала карбонатная седиментация, восточнее развиты сравнительно небольшие обособленные ОБ второй группы. Крупные аванделтовые седиментационные тела Ганга, Брахмапутры и Инда накапливаются главным образом за пределами Евразии, на тонкой земной коре Индийского океана.

В табл. 1 приведены площади и объемы осадконакопления крупнейших ОБ третьей и четвертой групп Евразии и прилегающих шельфовых морей. В состав ОБ входит несколько зон прогибаний со специфическими депозцентрами, оконтуренных изопакитой осадочного покрова 2 км. В Западно-Сибирский бассейн включены Южно-Карская и Енисей-Хатангская впади-

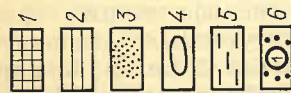
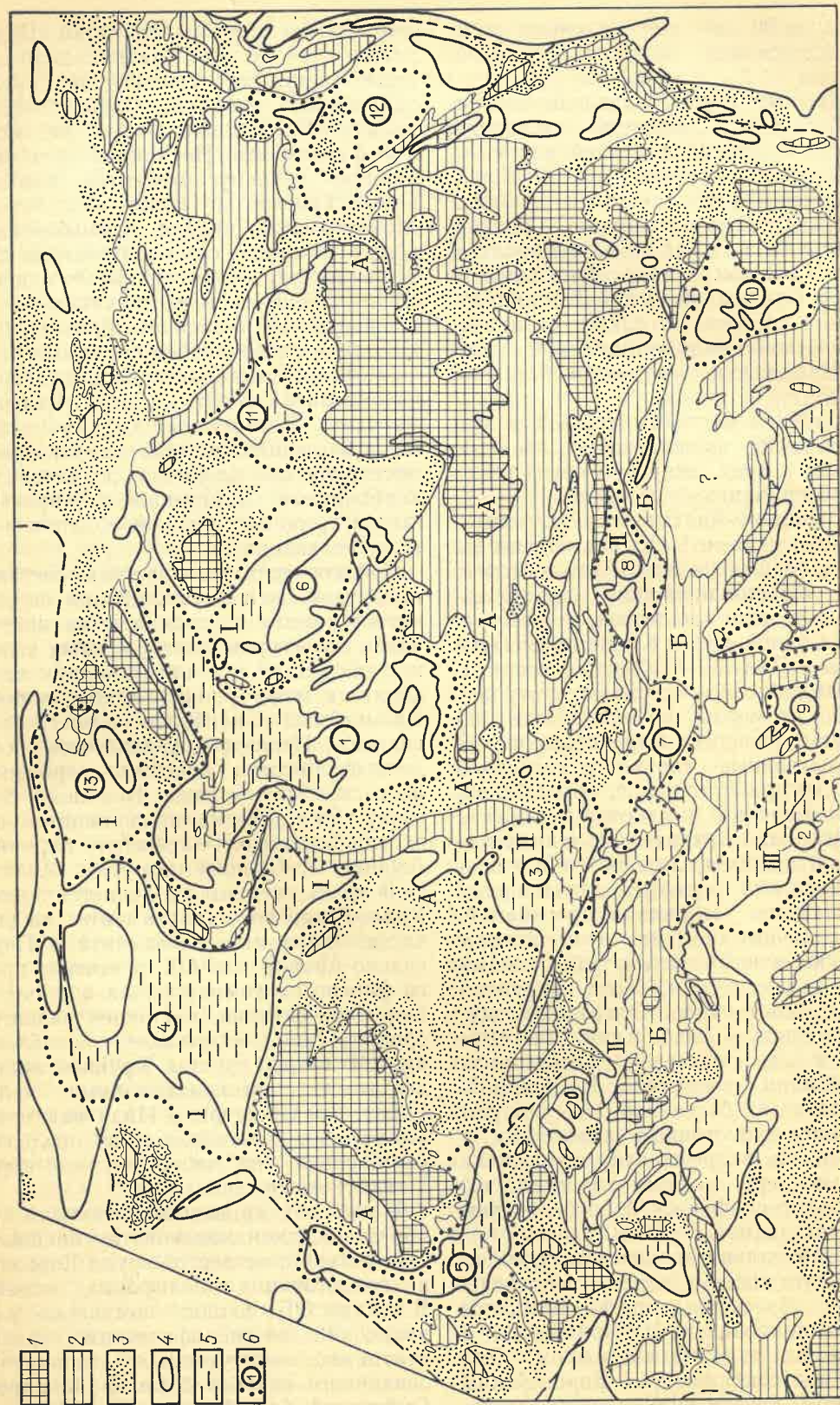


Таблица 1

Размеры осадконакопления в крупнейших бассейнах Евразии

Номер п/п	Осадочный бассейн	Площадь, тыс. км ²	Объем, млн. км ³
1	Западно-Сибирский	2 900	18,0
2	Персидско-Аравийский	1 700	10,5
3	Большой Каспийский	1 050	12,0
4	Печорско-Баренцевский	1 600	11,0
5	Североморский	1 500	8,0
6	Ангара-Тунгусский	1 600	8,7
7	Амударьинский	920	5,3
8	Таримский	660	4,9
9	Западно-Пакистанский	760	4,5
10	Сычуанский	680	4,0
11	Вилуйский	550	3,6
12	Беринговоморский	830	5,3
13	Северо-Карский	720	4,1
Всего		15 470	99,9

ны, без учета которых приведенные в табл. 1 параметры уменьшаются на 25 %. Персидско-Аравийскому ОБ принадлежат все зоны прогибаний от Ормузского пролива до Средиземноморья. Печорско-Баренцевоморский и Североморский ОБ преимущественно, а Беринговоморский и Северо-Карский практически целиком размещены на шельфовых акваториях. Принятое при расчетах положение границ бассейнов указано на рисунке.

На территории Евразии и ее континентальной окраины сосредоточена значительная часть осадочной оболочки Земли, установлены геосинклинальные сооружения всех возрастов. Евразия сопряжена со всеми океанами, в ее состав входят частично как кратоны Лавразии, так и Гондваны. Поэтому материалы относительно детального изучения осадочных отложений Евразии являются наиболее представительными для выяснения общемировых заключений о строении седиментосферы. Рассмотрим существующие суждения об общих объемах осадочной оболочки Земли и возможности их уточнения с учетом результатов изучения осадочных бассейнов Евразии.

Стремлением познать схему строения и развития осадочной оболочки путем обобщения эмпирических фактов на основе количественных оценок объемов и масс пород стратисферы руководствовались в многолетних исследованиях А. Б. Ронов и его коллеги [11]. Ими проведен анализ количественных соотношений осадочной оболочки по картам литологических формаций мира масштаба 1 : 25 000 000.

По оценкам А. Б. Ронова, принимаемым за первое приближение, на территории Евразии, занимающей 53,4 млн. км², или 39,6 % площади всех материков (без Антарктиды), сконцентрировано 55 % объемов континентальной части осадочной оболочки Земли. Поэтому материалы, полученные при более детальном изучении Евразии, представительны по закону

больших чисел и для освещения строения всей седиментосферы Земли. По оценкам работы [11], в Евразии сконцентрировано 415 млн. км³ осадочных отложений, в том числе 106,7 млн. км³ в плитах и краевых синеклизах древних платформ на площади 16 млн. км² и 308,5 млн. км³ в геосинклиналях и молодых платформах, занимающих 33 млн. км². Насколько нам известно, другие подсчеты объемов осадконакопления в Евразии не производились и результаты подсчетов можно сравнивать только с заключениями А. Б. Ронова [11].

Нами использовано значительное количество новой информации, поэтому сделанные при обобщениях количественные оценки объемов осадконакопления в Евразии могут рассматриваться как второе приближение. В табл. 2 приведены оценки площадей и объемов осадконакопления на суше Евразии. На площади 32,5 млн. км², занятой осадочным покровом молодых, древних платформ и межгорных впадин, сосредоточено 107,5 млн. км³

Схема строения осадочного чехла Евразии:

1 — выступы фундамента кратонов; 2 — выступы фундамента фанерозойских складчатых систем; 3 — области глубин залегания фундамента менее 2 км; 4 — изогипсы поверхности фундамента — 6 км; 5 — области погружений фундамента свыше 10 км; 6 —

контуры крупнейших осадочных бассейнов (номера соответствуют табл. 1); водораздельные пояса: А — Балтийско-Алданский, Б — Альпийско-Гималайский; седиментационные системы: I — Арктическая, II — Центральноевразийская, III — Южная

Таблица 2

Распространение площадей и объемов осадконакопления в Евразии по зонам различных глубин залегания фундамента

Параметр	Европа	Азия	Евразия
Площадь, млн. км ² : шитов кратонов выступов складчатого основания зон, где глубина залегания фундамента менее 2 км 2—6 „ 6—10 „ более 10 „	1,3 2,5 2,7 2,0 0,9 0,6	2,1 15,0 14,3 7,2 3,4 1,4	3,4 17,5 17,0 9,2 4,3 2,0
Всего	10,0	43,4	53,4
Объем осадконакопления (млн. км ³) в зонах, где глубина залегания фундамента менее 2 км 2—6 „ 6—10 „ более 10 „	2,7 7,6 6,6 8,1	14 27,9 24,8 15,8	16,7 35,5 31,4 23,9
Всего	25,0	82,5	107,5

осадочных толщ. Эти оценки существенно меньше, чем оценки А. Б. Ронова по осадочному покрову платформ. Средние значения толщины осадочного покрова по А. Б. Ронову составляют 6 км, а по нашим оценкам — 3 км. Объемы осадочных толщ, указанные А. Б. Роновым для древних платформ, соизмеримы с объемами осадочных толщ древних и молодых платформ и межгорных впадин, полученными нами.

По-видимому, А. Б. Роновым весьма существенно завышены объемы осадконакопления и в геосинклиналях. Площадь, занятая геосинклинальными образованиями Евразии, составляет примерно 17,5 млн. км². А. Б. Ронов справедливо замечает: «Строгих критериев для оценки ошибок, допущенных при измерении объемов геосинклинальных формаций, пока не существует» [11, с. 11].

Представляются возможными два варианта приближенных контрольных прикидок. Одну из них рассмотрел А. Б. Ронов, воспользовавшись подсчетами Д. Гиллули по территории США. Д. Гиллули определил средний объем

фанерозойских отложений США по карте рельефа поверхности фундамента [14]. Средняя мощность их (4,3 км) сопоставляется А. Б. Роновым со сделанными им оценками для геосинклинальных толщ.

Современные карты рельефа поверхности фундамента Евразии не менее точны, чем использованные Д. Гиллули по США в 1970 г. Осредненная толщина осадочного покрова в Евразии 3,0 км. Поэтому для площадей фанерозойских геосинклиналей, принятых А. Б. Роновым (34 млн. км² геосинклиналей и молодые платформы), объем осадконакопления составит лишь 102 млн. км³. Это вдвое меньшее значение, чем подсчитанное по картам литологических формаций мира масштаба 1 : 25 000 000.

При другом способе приближенных оценок объемов геосинклинального осадконакопления можно использовать следующее положение. Геосинклинальное осадконакопление происходит преимущественно в морях. Орогенные формации геосинклиналей частично выносятся за их пределы и в целом остаются недислоцированными, поэтому они учитываются при подсчете объема осадочных толщ в составе платформенного покрова. В качестве актуалистических аналогов геосинклиналей чаще всего принимают моря в зоне перехода от Азии к Тихому океану. Следовательно, для приближенной оценки объемов геосинклинального осадконакопления можно воспользоваться данными по морям, окружающим Евразию. В окаймляющих Евразию морях накапливались осадочные отложения широкого возрастного диапазона — от рифея (к северу от Европы) до кайнозоя. Здесь сосредоточен значительный объем осадочных толщ. Результаты выполненных нами подсчетов приведены в табл. 3. Средняя толщина осадочного покрова в разных группах морей варьирует от 3,4 до 6,8 км. Тогда для площади геосинклиналей (без учета молодых плит) Евразии 17,5 млн. км² получим объем осадконакопления в этих сооружениях 59,5—119 млн. км³ (среднее значение около 90 млн. км³). Итак, оба варианта подсчета объемов фанерозойского осадконакопления в геосинклинальных комплексах Евразии дают цифру

Таблица 3

Распределение площадей и объемов осадконакопления на континентальной окраине Евразии

Параметр	Моря вокруг Европы	Арктические моря Азии	Восточные моря Азии	Всего
Площадь (млн. км ²) областей с глубинами залегания фундамента: менее 2 км 2—6 „ 6—10 „ более 10 „	0,3 2,3 1,6 1,1	1,5 1,8 0,3 0,1	0,2 2,5 0,7 0,01	2,0 6,6 2,6 1,1
Всего	5,3	3,7	3,4	12,4
Объем (млн. км ³) осадконакопления в областях с глубинами залегания фундамента: менее 2 км 2—6 „ 6—10 „ более 10 „	0,3 9,1 13,6 13,1	1,5 7,3 2,4 1,5	0,2 9,8 5,1 0,1	2,0 26,2 21,1 14,7
Всего	36,1	12,7	15,2	64,0
Средняя мощность осадочных толщ на континентальной окраине, км	6,8	3,4	4,6	5,2

порядка 100 млн. км³, т. е. примерно втрое меньшую, чем получена по картам литологических формаций мира.

Таким образом, общий объем осадконакопления на суше в Евразии около 200 млн. км³. Учитывая приближенность оценок, можно принять при экстраполяции относительную долю Евразии в осадконакоплении на всех материках за 50 %. Тогда объем осадконакопления на суше приближенно оценивается в 400 млн. км³.

Континентальные окраины всех материков имеют площадь 64,8 млн. км². При средней мощности осадочных толщ на континентальной окраине Евразии 5,2 км экстраполяцией получаем суммарный объем осадочных толщ на современном шельфе и континентальном склоне 337 млн. км³. Объем осадочных толщ океана оценен ранее в работе [13] как 163 млн. км³, а в статье [15] 150 млн. км³; более поздние подсчеты В. Е. Хаина и др. дали значение 291,4 млн. км³. Л. Э. Левин [8] уточнил суммарную оценку объемов осадконакопления в океанах — 340 млн. км³; причем примерно 133 км³ приходится на океаническое ложе, а более 200 млн. км³ — на континентальные окраины. А. П. Лисицин [10] и другие исследователи принимают объем осадочных отложений на океаническом ложе как 133 млн. км³. Используем эту цифру и при общих оценках объема осадочных толщ. Для океанических областей последний составляет 470 млн. км³, что примерно на 40 % выше самых поздних оценок Л. Э. Левина.

Таким образом, по нашим расчетам объемы осадконакопления на суше (400 млн. км³) несколько меньше, чем на акваториях (около 470 млн. км³). Полагая, что точность сделанных оценок не выше $\pm 10\%$, объемы фанерозойского осадконакопления на суше и на современных акваториях в первом приближении следует рассматривать как равновеликие (435 $\pm$ 40 млн. км³). В табл. 4 сопоставляются ранние оценки объемов осадконакопления Ф. Кюннена [16], А. Полдерварта [17], более поздние А. Б. Ронова [11], Л. Э. Левина [8] и наши.

Весьма значительно расходятся оценки объема осадочных толщ фанерозойских геосинклиналей и осадочных

отложений шельфа и континентального склона. Вопрос о различиях оценок объема осадочных толщ геосинклиналей рассмотрен выше. Определение объема осадочных отложений континентального склона имеет прикладное значение, поскольку он коррелируется с ресурсами углеводородов.

По нашему мнению, оценки объема осадочного чехла континентальных окраин А. Б. Ронова [11] и Л. Э. Левина [8] несколько занижены по следующим причинам.

1. В них преимущественно учитывались материалы ранних исследований акваторий с помощью непрерывного сейсмопрофилирования. По результатам съемок ОГТ глубина залегания фундамента по многим районам существенно выше. Поэтому в наших оценках по акваториям на площади, где фундамент залегает на 6—10 км и глубже, приходится более половины объема накопившихся на континентальных окраинах осадочных толщ (см. табл. 3).

Сопоставление объемов фанерозойского осадконакопления на континентах и океанах по оценкам разных авторов

Таблица 4

Объем, млн. км ³	[16]	[17]	[11]	[8]	Наши оценки (1986 г.)
Общих осадочных отложений	1000	710	1100	1430	970
Осадочных отложений континентов:	200	180	760	1090	400
сидиментационных бассейнов	—	—	221*	152	200
геосинклинальных областей	—	—	539**	987	200
Осадочных отложений океанов:	800	530	350	291	470
ложе	—	160	190	133	133
континентального склона и шельфа	—	370	160	158	337
				207***	

* Осадочный покров древних платформ.

** Осадочные отложения молодых платформ и геосинклинальных областей округленно.

*** Более поздние, уточненные данные (1984 г.).

2. Преимущественно не учтено участие доверхнеюрских толщ, присутствие которых намечается по данным ОГТ и бурения, но не согласуется с концепциями тектоники плит.

3. В подсчетах Л. Э. Левина недостаточно учтена информация по арктическим бассейнам, которые, несмотря на относительно малые размеры, имеют объем осадочного выполнения более 50 млн. км³.

Подводя итоги оценки объема осадконакопления в Евразии и во всем мире, следует отметить их неслучайную разноречивость. На суше Евразии в осадочных бассейнах сконцентрировано примерно 107 млн. км³ отложений, а на континентальной окраине, с учетом данных табл. 3 и менее точных оценок по южно-азиатской окраине (включая конуса выноса Ганга и Инда), — около 75 млн. км³. Таким образом, в Евразии объем отложений в ОБ суши существенно больший, чем на континентальной окраине.

Полученные в результате наших расчетов объемы осадконакопления в осадочных бассейнах континентов (200 млн. км³), континентальных окраин (337 млн. км³) и наиболее широко распространенные оценки для океанического ложа (133 млн. км³) включают три разновидности осадочных толщ, наиболее перспективных для поисков нефти и газа. Ресурсы углеводородов при этом следует связывать преимущественно с отложениями континентальных окраин.

Особенности осадконакопления в Евразии по сравнению с общемировыми обусловлены специфическими латеральными неоднородностями земной коры и верхней мантии этого материка и своеобразием фанерозойского седиментационного режима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаджанов Т. А., Кунин Н. Я., Луи-Зильберман В. И. Строение и нефтегазоносность глубоко погруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. Ташкент: Фан, 1986.
2. Кунин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М.: Недра, 1972.
3. Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974.
4. Кунин Н. Я. Новые возможности сейсмо-стратиграфических исследований при региональных работах на нефть и газ. — Сов. геология, 1983, № 11, с. 14—21.
5. Кунин Н. Я., Иогансон Л. И. Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири. М.: ИФЗ АН СССР, 1984.
6. Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сеймо-стратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИНТИ, АН СССР, 1985, вып. 13.
7. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Геонимическая характеристика Западной Евразии. М.: ИФЗ АН СССР, 1985.
8. Левин Л. Э. Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М.: Недра, 1984.
9. Лисицин А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. — Литология и полезные ископаемые, 1983, № 5, с. 3—87.
10. Лисицин А. П. Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление — глобальные

- закономерности. XXVII МГК. Палеоокеанология. М., 1984, с. 3—21.
11. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980.
 12. Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона. М.: Мир, 1982.
 13. Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Объем осадочной толщи, прогнозные запасы углеводородов в системе впадин мирового океана. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5, с. 120—122.

УДК 551.24(470.46/.47)

А. Я. БРОДСКИЙ, И. А. МИТАЛЕВ (Астраханская геофиз. эксп. ПГО «Центргеофизика»)

Строение поверхности кристаллического фундамента Калмыцко-Астраханского Прикаспия

Рассматриваемая территория расположена на стыке двух крупных тектонических элементов: юго-западной части Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского. Принципиальные особенности ее глубинного строения описаны в ряде опубликованных работ. Вместе с тем в связи с усилением нефтегазопоисковых работ в пределах южного борта Прикаспийской впадины и в целом в зоне ее сочленения с кряжем Карпинского необходимо составить более четкое представление о строении кристаллического фундамента.

В конце 70-х начале 80-х годов в этой зоне было отработано 2500 км региональных сейсмических профилей МОГТ с 10—12-секундной регистрацией сейсмической записи. Это позволило проследить отражения до глубины 20—22 км. Основным объемом работ выполнен в пределах кряжа Карпинского. Применяемая методика была стандартной для ОГТ, длина голографа 2,4 км, кратность накопления 12 и 24. При возбуждении упругих колебаний в ряде случаев применялось группирование взрывов. Полученные материалы обрабатывались на ЭВМ с использованием в основном стандартных графов.

Анализ волновой картины показал, что по всем отработанным профилям четко фиксируется ряд отражений в мезозойско-кайнозойском комплексе, затем следует область нерегулярной записи, связанная предположительно с миогеосинклинальными палеозойскими образованиями. За ней прослеживаются достаточно четкие отражения в виде сложного колебания длительностью до 0,1—0,3 с. Время их регистрации фиксируется в пределах 6,0—9,0 с. Наиболее характерные особенности этой волновой картины четко повторяются на параллельных профилях.

Наряду с работами МОГТ в пределах кряжа Карпинского были отработаны четыре региональных профиля: ГСЗ—КМПВ Нахичевань—Волгоград, Песчанокоская—Сурувикино, ГСЗ—МОВ Краснодарская—Элиста и Мартыновка—Камышев [2, 4]. Последние три отработаны на крайнем западе, на стыке его с Донецким складчатым сооружением.

С целью геологической привязки выделенных на профилях ОГТ отражающих границ

14. Gilluly J., Reed J. C., Cady W. M. Sedimentary volumes and their significance. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 2, p. 353—375.
15. Emery K. O. Continental margins of the world. Contribution. N 1878 of Woods. Hole Oceanogr. Just. 1971.
16. Kuenen Ph. H. Marine geology. N. J. John Wiley and Sons. 1950.
17. Poldervaart A. Chemistry of the earth crust. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, vol. 62, p. 119—124.

ниже области нерегулярной записи было проведено сопоставление полученных материалов с данными ГСЗ и результатами интерпретации других геофизических методов [3, 5]. Оно позволило установить, что прослеживаемые под складчатым палеозоем отражения приурочены к поверхности кристаллического фундамента. Описание практического использования докритических отраженных волн для изучения поверхности кристаллического фундамента в пределах Большедонбасского прогиба и обоснование приуроченности опорной отражающей поверхности на глубинах 10—20 км к поверхности фундамента даны на большом фактическом материале в работе М. И. Бородулина [1].

Анализ полученных данных позволил выявить характерные и отличительные особенности сейсмической записи на временных разрезах ОГТ на участках с различными граничными скоростями волн, отраженных от поверхности фундамента и отождествляемых по материалам ГСЗ—КМПВ с «гранитным» или «базальтовым» слоями. Было отмечено, что для «базальтового» слоя характерна многофазность колебаний на временных разрезах ОГТ. Длительность волнового пакета достигает 0,3 с. Отдельные оси синфазности внутри пакета имеют аномальные наклоны, вследствие этого фазовая корреляция затруднена и возможна лишь групповая. Такие особенности волновой картины свидетельствуют в целом о линзовидной расслоенности верхней кромки «базальтового» слоя.

Отраженная волна, приуроченная к «гранитному» слою, характеризуется достаточно простой двух- и трехфазной записью. Несмотря на наличие разрывов в прослеживании, фазовая корреляция не затруднена. Представляется возможность использовать материалы МОГТ как для картирования поверхности кристаллического фундамента, так и для прогнозирования типов коры на данной территории.

Точность структурных построений, по данным МОГТ, в пределах кряжа определяется в основном ошибкой выбранного при построении скоростного закона. Однако она выше, чем при методах с использованием преломлен-

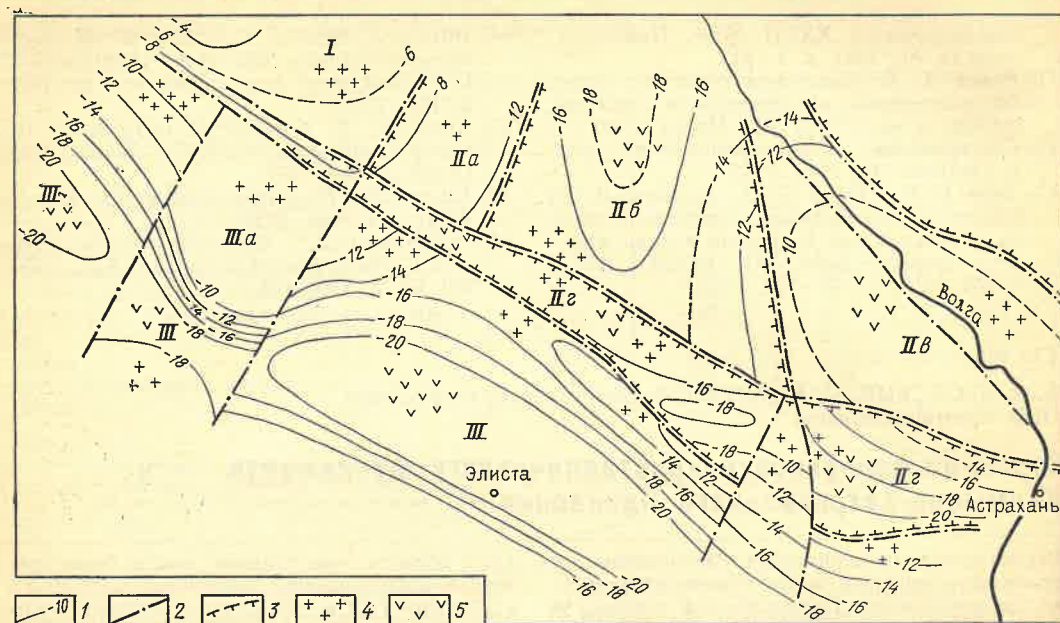


Схема строения поверхности кристаллического фундамента:

1 — изогипсы поверхности фундамента, км; 2 — крупные разломы по поверхности фундамента; 3 — границы основных структурных элементов; 4 — Воронежская антеклиз, 5 — Прикаспийская впадина

ных волн. Для последних ошибка также возрастает, так как невозможно неоднозначно опознать соответствующие волны на сейсмических материалах и полностью исключить ошибку за рефракцию волн на преломляющей границе.

Расчеты показали, что при использовании материалов МОГТ для структурных построений по фундаменту в пределах кряжа сечение изогипс может быть равным 2 км.

В юго-западной части Прикаспийской впадины на временных разрезах ОГТ отраженные волны от поверхности фундамента не выделяются. На этом уровне фиксируются короткие оси синфазности, связанные в основном с кратными волнами-помехами, и по материалам ОГТ можно лишь качественно судить о строении подошвенной части осадочного покрова. Основным же источником информации о кристаллическом фундаменте являются материалы КМПВ, полученные здесь по выполненной сети профилей. Они дополняются, в частности, данными количественной интерпретации материалов грави- и магниторазведки [5].

Анализ возможных ошибок при интерпретации геофизических материалов для структурных построений по кристаллическому фундаменту в пределах этой территории показал, что сечение изогипс на большей ее части должно превышать 2—3 км.

Накопленные в настоящее время геофизические материалы и их комплексная интерпретация позволили составить схему поверхности кристаллического фундамента Калмыцко-Астраханского Прикаспия и прилегающих районов, сделать прогноз возможного состава земной коры на различных участках и в целом уточ-

(IIa — Карасальская моноклинали, IIb — Сарпинский прогиб, IIв — Астраханский выступ, IIг — Каракульская ступень); III — Большедонбасский прогиб (IIIa — Восточно-Донбасский выступ), 4 — участки предполагаемого развития «гранитного» слоя; 5 — то же, «базальтового» слоя

нить существующие представления о глубинном строении этой территории (рисунок).

По поверхности кристаллического фундамента в зоне сочленения Прикаспийской впадины и кряжа Карпинского выделяется линейно вытянутая в северо-западном направлении Каракульская ступень. Она ограничена тектоническими нарушениями и имеет асимметричное строение, фундамент залегает на глубинах 14—18 км. В восточной части ступень осложнена поперечным выступом фундамента, который воздымается в северном направлении и находится на гипсометрическом уровне, соизмеримом с уровнем в пределах Астраханского выступа. Ширина Каракульской ступени в западном направлении уменьшается от 50 до 10—20 км. В гравитационном поле ступень отображается четким минимумом. Южнее ее в магнитном поле выделяется полоса интенсивных положительных аномалий субширотного простирания. На западе она пересекает южные районы Карасальской моноклинали и затухает в юго-восточной части Воронежского массива. Эти аномалии, по-видимому, связаны с глубинными разломами, в пределах которых происходила интенсивная магматическая деятельность с излиянием пород основного состава.

Каракульская ступень ограничена с юга глубинным региональным разломом, который отделяет ее от обширного Большедонбасского прогиба по фундаменту. Последний выделяется в Донецком складчатом палеозойском сооружении и на кряже Карпинского. В осевой части этого прогиба фундамента залегает на глубинах 18—20 км. В восточной его части, на стыке с Каракульской ступенью, по фун-

даменту выделяется вытянутое в северо-западном направлении поднятие. Кристаллический фундамент залегает здесь на глубинах 12—14 км.

В центральной части Большедонбасского прогиба поверхность фундамента характеризуется $v_r = 6,8—7,0$ км/с («базальтовый» слой). На его северном борту по $v_r = 6,2—6,4$ км/с отмечается наличие «гранитного» слоя. Границы, соответствующие «базальтовому» слою, под «гранитным» не прослежены. Южнее Большедонбасского прогиба установлена кора переходного типа, осложненная гранитными интрузиями. Последние установлены бурением на ряде площадей.

Области Большедонбасского прогиба, соответствующие Донецкому палеозойскому складчатому сооружению и кряжу Карпинского, не разделяются полностью, как это считалось ранее, Восточно-Донбасским выступом. В соответствии с новыми материалами ОГТ на крайнем юге они соединяются узкой седловиной.

В юго-западной части Прикаспийской впадины наибольшие глубины залегания кристаллического фундамента (16—18 км) отмечаются в Сарпинском прогибе, представляющем собой южное окончание Центральной Прикаспийской депрессии. Материалы КМПВ свидетельствуют о развитии здесь коры океанического типа. Восточнее его выделяется крупный Астраханский выступ, ограниченный тектоническими нарушениями. На юге он находится на стыке с Каракульской ступенью. Амплитуда разделяющего их разлома достигает 3—5 км. Астраханский выступ вытянут в северо-западном направлении и имеет блоковое строение. Наиболее достоверно выделяются два основных блока — правобережный и левобережный. Значения v_r от поверхности фундамента на правобережном (западном) блоке, определенные по профилю КМПВ Замьяны—Вязовка, составляют 6,8—7,0 км/с («базальтовый» слой), на восточном блоке по материалам КМПВ v_r 6,3—6,4 км. Это свидетельствует о наличии здесь «гранитного» слоя и об ином типе коры на восточном блоке. Аналогичные граничные скорости по поверхности фундамента характерны и для всей простирающейся на восток Астраханско-Актюбинской зоны поднятий. Правобережный блок Астраханского выступа по вещественному составу пород фундамента сходен с Сарпинским прогибом. Следует отметить, что вдоль правобережья Волги в магнитном поле четко фиксируется интенсивная положительная аномалия. Не исключено, что она генетически связана с глубинным разломом, по которому проявлялась интенсивная

магматическая деятельность с излиянием пород основного состава.

Наличие на Астраханском выступе двух крупных блоков фундамента, отличающихся по вещественному составу пород, и весь ход геологической истории отражаются на характере распределения отдельных литолого-стратиграфических комплексов в осадочном чехле. Так, выделяемые в нижней части чехла предположительно терригенные отложения среднего—верхнего девона имеют резко сокращенную мощность в пределах правобережного блока. Здесь же по отношению к левобережному блоку фиксируется максимальная мощность карбонатного комплекса верхнего девона—среднего карбона. Минимальными мощностями на правобережном блоке характеризуются кунгурские отложения и максимальными — верхнепермские.

Составленная схема кристаллического фундамента с указанием предполагаемого состава земной коры способствует дальнейшему районированию территории Калмыцко-Астраханского Прикаспия на литосферные блоки и более обоснованному прогнозу формаций и фаций осадочного чехла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородулин М. И. Новый подход к методике региональных сейсмических исследований и к геологической привязке границ в Донецком бассейне.— Геологический сборник, № 60, 1974, с. 9—19.
2. Глубинная тектоника Восточного Донбасса и западной части кряжа Карпинского/ М. И. Бородулин, Н. П. Масленникова, М. Л. Хацкель, Г. В. Чернявский.— Сов. геология, 1975, № 11, с. 131—137.
3. Касаткин Д. П. Структура кристаллического фундамента юго-восточной части Русской платформы и ее обрамления по данным аэромагнитной съемки (ΔT).— Нефтегазовая геология и геофизика, 1966, № 4, с. 34—37.
4. Краснопецева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геологические исследования на региональном профиле Волгоград—Нахичевань.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 12, с. 43—51.
5. Хвилевичкий М. О., Зиньковский В. Е. Строение фундамента юго-западной части Прикаспийской впадины и ее обрамления по комплексу геофизических данных.— Экспресс-информация. ВНИИГазпром. Серия геология, бурение и разработка газовых месторождений, 1983, № 7, с. 3—7.



УДК 551.35

И. Н. ГОРЯИНОВ (ПГО «Севморгеология»)

Закономерности распределения железомарганцевых конкреций поля Кларион-Клиппертон по батиметрическим интервалам

Наиболее полное обобщение многолетних исследований железомарганцевых конкреций Тихого океана выполнено советскими учеными [1, 2]. Был высказан ряд суждений о связи конкрециеобразования с глубиной и рельефом [1]. Позднее было показано, что с востока на запад вдоль простираения провинции Кларион-Клиппертон и далее в провинции Центральной котловины происходит зональное изменение ряда характеристик конкреций. Крупномасштабная геологическая съемка, проведенная сотрудниками АН СССР на детальных полигонах, позволила установить четкую взаимосвязь конкрециенности с критической глубиной карбонатаккумуляции и с формами рельефа.

Выявилось, что максимумы концентрации конкреций, как правило, приурочены к батиметрическому интервалу, границы которого располагаются немного выше и ниже критической глубины карбонатаккумуляции. При этом они тяготеют к вершинным поверхностям и склонам абиссальных холмов. Однако в дальнейшем выяснилось, что приведенная картина гораздо сложнее и высокие значения плотностей залегания конкреций встречаются не только на вершинах и склонах, но и в депрессиях, а максимумы плотностей конкреций иногда смещены в понижениях между холмами [2].

Знание батиметрического интервала, контролирующего конкрециеобразование, имеет практическое значение при рекогносцировочных работах в новых регионах. Что же касается детальных геологоразведочных работ, проводимых, как правило, по регулярной сети, когда поиски ведутся не по косвенным, а по прямым признакам, т. е. по самим конкрециям, выявленная закономерность имеет скорее научное, чем прикладное значение. Последователь-

ное сгущение сети неизбежно «оттеснит» нас на наиболее перспективные площади, которые будут соответствовать и наиболее продуктивному батиметрическому интервалу. Большой интерес представляют закономерности изменения конкрециенности внутри этого интервала.

Автором совместно с О. В. Колосовым для центральной и восточной частей провинции Кларион-Клиппертон были построены два вертикальных профиля — распределения плотности залегания конкреций (рис. 1) и распределения коэффициентов вариации плотности. Интервал усреднения по параллели составлял 30' и по вертикали 25 м. На профилях также показана линия средней глубины. Фактической основой для составления профилей послужили опубликованные отечественные и зарубежные материалы, содержащиеся в банке данных ВНИИОкеангеологии.

Как показано на рис. 1, максимумы плотности залегания конкреций располагаются выше или ниже линии средней глубины. Чтобы выявить тенденцию в изменении этого показателя, профили были разделены на две примерно равные части — западную и восточную (табл. 1, 2), в пределах которых были подсчитаны площади, занимаемые полями различных градаций.

В восточной части профиля относительная площадь полей с фоновыми значениями плотности залегания $\bar{P}$ выше и ниже линии средней глубины соответственно меньше, чем в западной части профиля. Это свидетельствует о том, что плотность залегания конкреций восточной части профиля более контрастна по сравнению с западной частью: на востоке больше богатых и бедных участков и меньше фоновых. Такая картина особенно характерна для верхних частей рельефа

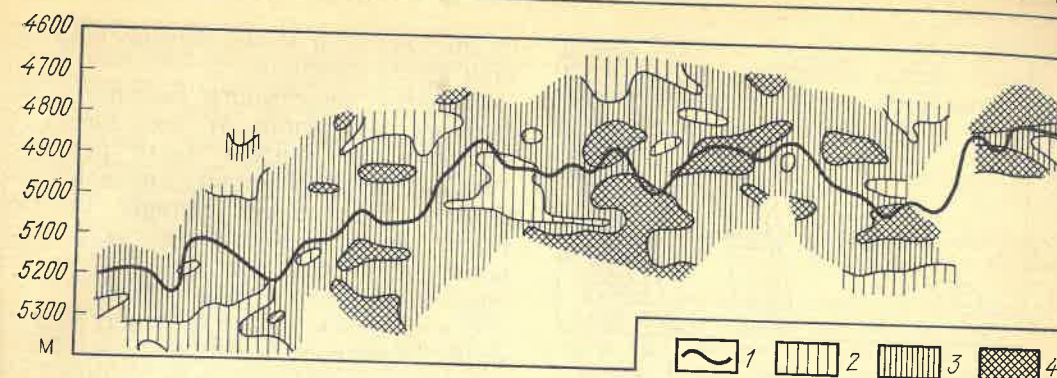


Рис. 1. Вертикальный профиль нормированной плотности залегания железомарганцевых конкреций через центральную и восточную части провинции Кларион-Клиппертон:

1 — линия средней глубины; 2—4 — области с разной плотностью: 2 — $P \leq -s(\min P)$, 3 — $s < P < s(\bar{P})$, 4 — $P > s(\max P)$ (s — стандартное отклонение)

(поверхности выше линии средней глубины).

Большая контрастность полей конкреций восточной части профиля подтверждается и данными табл. 2. Все три градации плотности залегания конкреций ($\min P, \bar{P}, \max P$) восточной части профиля характеризуются большей вариабельностью $\max V$ по сравнению с западной. Это значит, что если на западе поля соответствующих градаций имеют относительно равномерную плотность, то на востоке средняя плотность тех или иных полей на вертикальном профиле обусловлена сочетанием на дне в различных соотношениях безрудных и малорудных окон с очень богатыми участками. Преобладание первых дает на профиле $\min P$, при одинаковом их количестве имеем $\bar{P}$ и в случае преобладания богатых участков получаем $\max P$.

Таблица 1

Распределение плотности залегания железомарганцевых конкреций P на вертикальном профиле через центральную и восточную части провинции Кларион-Клиппертон, % площади на профиле

Часть профиля	$\min P$	$\bar{P}$	$\max P$
Профиль в целом	11,8	73,6	14,6
Выше линии средней глубины	2,5	84,0	13,5
	19,9	60,2	19,9
Ниже линии средней глубины	4,0	78,1	17,9
	21,3	71,8	6,9

* В числителе — западная часть профиля, в знаменателе — восточная.

Таблица 2

Изменчивость V плотности залегания железомарганцевых конкреций P на вертикальном профиле через центральную и восточную части провинции Кларион-Клиппертон, % площади на профиле

Изменчивость	$\min P$	$\bar{P}$	$\max P$	$\min P$	$\bar{P}$	$\max P$
$\min V$	8,9 *	7,5	10,2	24,2	15,4	49,8
	17,7	11,5	1,7	0	3,7	0
V	91,7	86,8	89,1	71,3	82,5	43,4
	57,5	60,1	88,1	61,3	62,7	90,2
$\max V$	0	5,7	0,7	4,5	2,1	6,8
		28,4	10,2	38,7	33,6	9,8

* В числителе — западная часть профиля, в знаменателе — восточная.

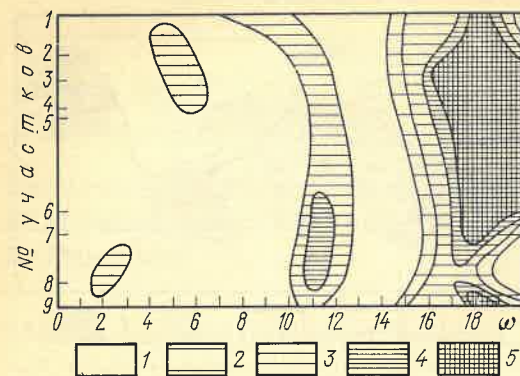


Рис. 2. Спектрограммы дисперсий распределения плотности залегания железомарганцевых конкреций на девяти локальных участках: 1 < 2 < 3 < 4 < 5, шаг квантования 5 м

Наибольшие площади максимальных плотностей тах P на востоке наблюдаются в верхней части профиля (19,9 %, см. табл. 1), на западе — в нижней (17,9 %). Таким образом, при движении с востока на запад тах P перемещается от верхних частей рельефа к нижним, таков региональный тренд.

Гармонический анализ более детальных данных показывает, что на фоне этого тренда распределение конкреций относительно линии средней глубины

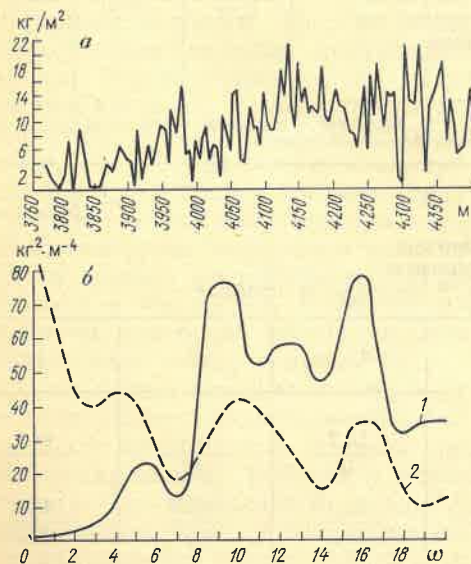


Рис. 3. Распределение плотности залегания железомарганцевых конкреций по батиметрическим интервалам (а) и спектрограмма дисперсий распределения плотности залегания конкреций для детального участка (б): 1 — неотфильтрованная спектрограмма, 2 — отфильтрованная; шаг квантования 2 м

не постоянно, а волнообразно изменяется вдоль профиля.

Помимо зависимости плотности залегания конкреций от положения в верхней или нижней части рельефа (выше или ниже уровня средней глубины) представляет интерес анализ связи средней плотности залегания конкреций в том или ином районе со средней глубиной этого района.

С этой целью площадь между разломами Кларион и Клиппертон была разделена на 56 участков, ширина их 55 км, простираение перпендикулярное к разломам. Для каждого из них рассчитывались средние глубина и плотность залегания конкреций. Автокорреляционный и спектральный анализ полученных цифровых рядов, отфильтрованных от тренда, показал, что в пространственном распределении средней глубины и средней плотности залегания присутствует отчетливая гармоника с периодом 160—170 км. Эта же гармоника дает пик на взаимной спектрограмме.

Отчетливый резонанс рядов средних глубин и плотности залегания, фиксируемый пиком на взаимной спектрограмме, свидетельствует о том, что участки с большей средней глубиной характеризуются большей плотностью залегания конкреций и наоборот. Поскольку мощность осадков в рассматриваемом регионе мала и измеряется первыми сотнями метров, можно считать, что средняя глубина дна пропорциональна средней глубине второго слоя океанического дна — базальтового фундамента. В таком случае чем глубже погружен фундамент какого-либо района относительно соседних участков, тем больше его конкрециенность. Анализ всех материалов дает основание считать, что для районов с относительно погруженным фундаментом характерно обогащение конкрециями верхних частей рельефа (выше уровня средней глубины) и наоборот.

Для исследования более тонких закономерностей распределения конкреций по батиметрическим интервалам вдоль простираения провинции Кларион-Клиппертон было выбрано девять участков размером $50 \times 50 \div 10 \times 100$ км. Для каждого из них строилась кривая зависимости плотности залегания кон-

креций от глубины. Отфильтрованный от тренда ряд подвергался автокорреляционному и спектральному анализу. Сведение данных по всем участкам показывает, что все спектрограммы характеризуются одинаковыми максимумами на 11—12 и 17—19 гармониках (рис. 2), что соответствует периодам 17,5 и 10,5 м.

Для одного из участков кривая зависимости плотности залегания конкреций от глубины была построена с усреднением 2 м. Неотфильтрованные спектрограммы дают пики на гармониках с периодами 24, 15, 11, 6 и 5 м. После отфильтрования длиннопериодных гармоник остаются составляющие с периодами 6 и 5 м (рис. 3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железомарганцевые конкреции Тихого океана/Под ред. П. Л. Безрукова. М.: Наука, 1976.
2. Железомарганцевые конкреции центральной части Тихого океана/Под ред. И. О. Мурдмаа, Н. С. Скорнякова. М.: Наука, 1986.
3. Казмин Ю. Б. Морские геологоразведочные работы. — Разведка и охрана недр, 1984, № 7, с. 57—60.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 551.763 : 552.31 (571.56+571.65)

Л. Н. ПОПОВ, Ю. В. КУЗНЕЦОВ (ПГО «Якутскгеология»)

Возраст магматических комплексов хребта Сарычева

Исследуемая территория расположена в верховьях р. Индигирка и входит в состав Яно-Колымской складчатой системы мезозойд. Магматические образования, представленные сложной ассоциацией вулканоплутонических пород, являются частью Тас-Кыстабытского магматического пояса, вытянувшегося в северо-западном направлении более чем на 300 км. Основная складчатая структура — Тарын-Юряхская брахисинклиналь — входит в состав Верхнеиндигирского синклинория (Н. И. Ларин, 1962 г.). Мульда брахисинклинали занята крупным Тарынским субвулканическим массивом, который вместе с обрамляющими его интрузиями гранитоидов образует Сарычевскую кольцевую вулканоплутоническую структуру (К. Н. Рудич, 1959 г.) (рис. 1).

В результате исследований, проведенных в последние годы, получены данные, позволяющие уточнить возраст осадочных и вулканогенных толщ, а также субвулканических и интрузивных образований изучаемого района. Наличие разнообразной рудной минерализации, связанной с магматическими комплексами, предпо-

деляет важность вопроса о возрасте магматических пород. Наиболее древние осадочные толщи (мощностью 1500 м и более) относятся к карнийскому и норийскому ярусам верхнего триаса. Они сложены черными аргиллитами, темно-серыми алевролитами и серыми мелкозернистыми песчаниками; охарактеризованы многочисленными остатками поздне триасовых двусторок.

Юрские отложения представлены тремя отделами. Нижнеюрская толща сложена черными аргиллитами, темно-серыми алевролитами с прослоями и линзами известняков. В верхней ее части местами встречаются невыдержанные пласты темно-зеленых базальтов и долеритов мощностью 2—3 м и более, протяженностью первые сотни метров. В нижней половине толщи собраны *Otapiria originalis* Kirg., *Schlotheimia* (?) ex gr. *angulata* Schloth., в верхней — *Peregrinelloidea malkovi* Dagys, *Otapiria* cf. *pseudoriginalis* Zakh., *Otapiria* cf. *omolonica* Polub., свидетельствующие, по заключению И. В. Полуботко, о геттангском — плинсбахском возрасте вмещающих их пород. Мощность

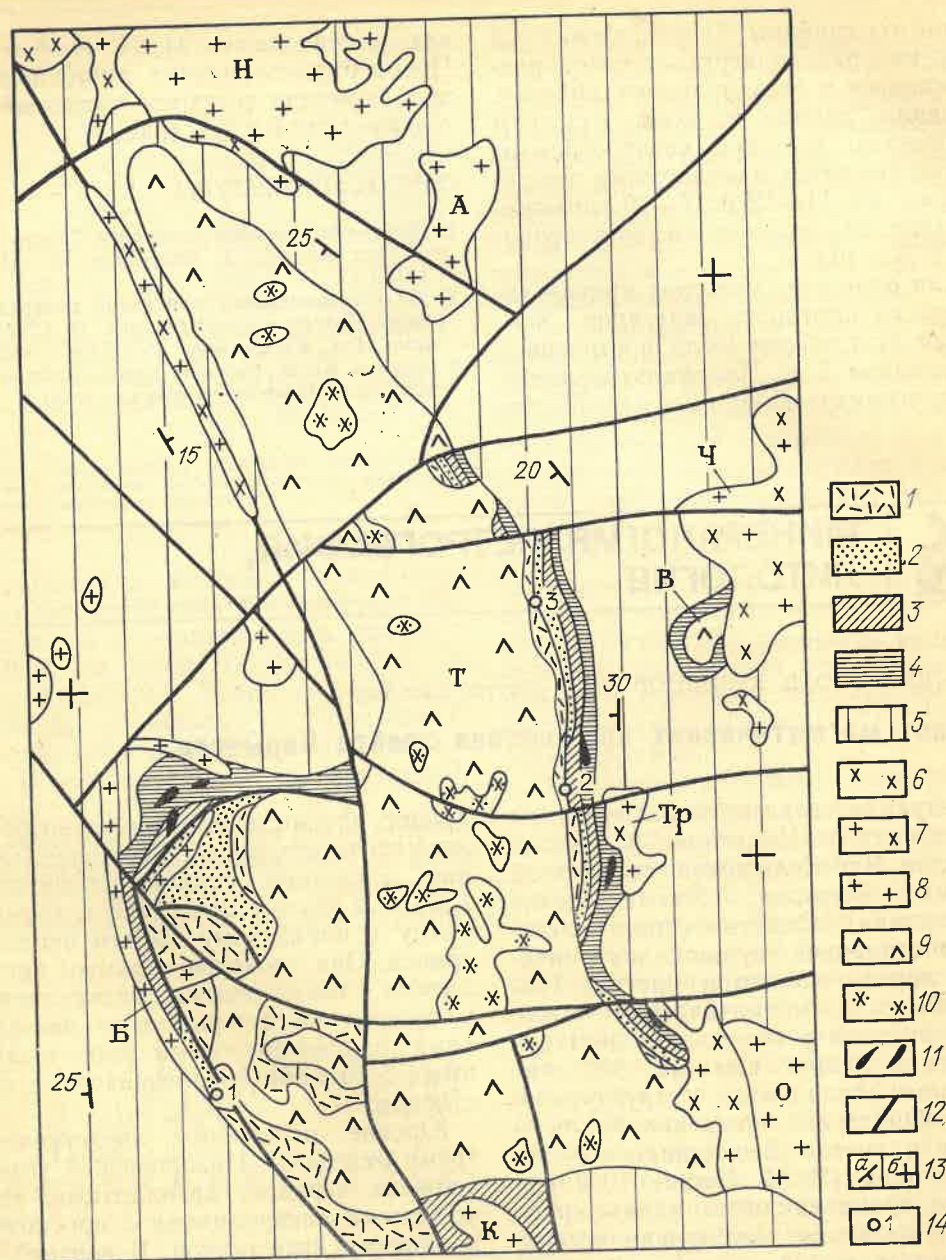


Рис. 1. Геологическая схема хребта Сарычева: 1 — риолиты, туфы риолитов, алевролиты, аргиллиты, К₁; 2 — песчаники, туфопесчаники, риолиты, J₃; 3 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, базальты, J₃; 4 — аргиллиты, алевролиты, базальты, J₁; 5 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, Т₃; тас-кыстабытский интрузивный комплекс: 6 — кварцевые диориты, 7 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, 8 — граниты, адаметалиты; тарынский субвулканический комплекс: 9 — дациты, 10 — гранодиорит-порфиры; 11 — кобаль-

нижнеюрских отложений изменяется от 340 (в южной части района) до 500 м (в северной).

Среднеюрская толща также сложена темно-серыми алевролитами и чер-

минский субвулканический комплекс — субшелочные базальтоиды; 12 — главные разрывные нарушения; 13 — залегание пластов наклонное (а), горизонтальное (б); 14 — местоположение разрезов (1 — Барыэллах, 2 — Ейемо, 3 — Флора); интрузивные и субвулканические массивы: А — Аргасалинский, Б — Бузуньянский, К — Куранахсалинский, Н — Нельканский, О — Одонканский, Т — Труд, Ч — Чингаканский, В — Верхнесетаканский

ными аргиллитами с редкими прослоями серых песчаников и темно-серых известняков. В нижней ее части иногда прослеживаются тонкие (до 2 м) покровы базальтов. В нижней поло-

вине толщи найдены отпечатки *Mytiloceras* ex gr. *ussuriensis* Vor., *M. lucifer* Eichw., *M. ex gr. elegans* Kosch., *M. jurensis* Kosch., *M. cf. morii* Hayami, указывающие, по определению И. В. Полуботко, на ааленский и байосский возраст пород. Мощность отложений 600—700 м.

В юго-западной части района вышележащие образования представлены терригенно-вулканогенной толщей (куранахсалинская свита), в составе которой вулканогенные породы резко преобладают над терригенными. В верховьях ручья Барыэллах В. Я. Сорокиным и В. С. Утковой (1983 г.) описан следующий разрез терригенно-вулканогенной толщи (снизу вверх).

1. Серые и темно-серые песчаники и туфопесчаники с *Meleagrinnella ovalis* Phill. 25 м
2. Покровы светло-серых и зеленовато-серых риолитов, переслаивающиеся с пластами серых туфопесчаников 90 "
3. Серые и темно-серые туфопесчаники с *Mactromya* ? cf. *laevigata* Lah., *Cardinia* sp. indet. 30 "
4. Светло-серые и серые риолиты и ксенолавы риолитов до 140 "
5. Светло-серые и серые флюидальные риолиты, белые фельзиты, крупнообломочные туфы риолитов, туфопесчаники и туфоалевролиты 400—500 "

По заключению И. В. Полуботко, двусторонние пачки 1 уверенно датируют ее поздним келловеем — оксфордом, а фауна пачки 3 предположительно отвечает интервалу времени от оксфорда до кимериджа. Перекрывающие пачку 3 вулканы К. Н. Рудичем (1959 г.) также относились к верхней юре. Новые данные, полученные в центральной части района, позволяют считать их более молодыми. К северу и северо-востоку от разреза Барыэллах роль вулканитов в составе терригенно-вулканогенной толщи постепенно понижается. В верховьях р. Ейемо на среднеюрских отложениях залегают следующие пачки (рис. 2; см. рис. 1).

1. Зеленовато-серые флюидальные туфы и туфолавы риолитов 65 м
2. Переслаивающиеся темно-серые алевролиты и черные аргиллиты с прослоями серых мелкозернистых песчаников с отпечатками ранне-меловой флоры *Coniopteris* cf. *nim-*

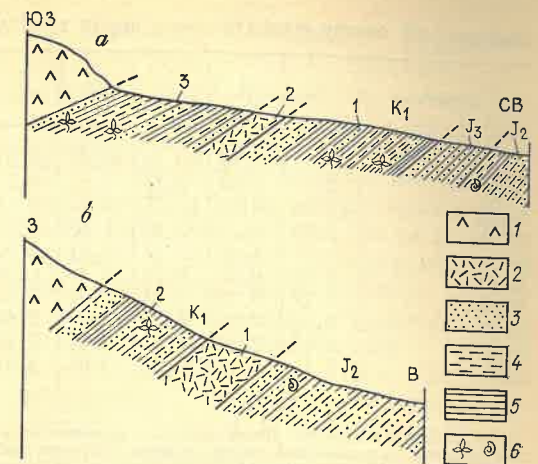


Рис. 2. Геологические разрезы нижнего мела: а — Флора, б — Ейемо; 1 — дациты Тарынского массива; 2 — туфы и туфолавы риолитов; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — места находок флоры и фауны; цифры — номера пачек в описании разрезов

pharum (Heer) Vachr., *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения В. А. Вахрамеева). Пачка прорвана дацитами Тарынского массива 120 м

Еще далее на север в бассейне ручья Флора в коренных обнажениях наблюдаются следующие пачки (снизу вверх).

1. Тонкопереслаивающиеся (0,1—0,5 м) черные аргиллиты, темно-серые алевролиты и серые косослоистые мелкозернистые песчаники. В алевролитах отмечаются послойные скопления глинисто-карбонатных конкреций размером до 8 см. В средней части пачки собраны растительные остатки *Equisetites asiaticus* Pryn., *Coniopteris arctica* (Heer) Samyl., *C. cf. nympharum* (Heer) Vachr., *C. setacea* (Pryn.) Vachr., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. (определения В. А. Вахрамеева). Породы перекрывают толщу переслаивающихся песчаников и алевролитов, относящуюся по стратиграфическому положению к верхней юре 110—120 "
2. Белые, светло-серые и зеленовато-серые флюидальные туфы и туфолавы риолитов 25 "
3. Темно-серые алевролиты и черные аргиллиты (мощность пластов 0,10—0,15 м), реже темно-серые мелкозернистые песчаники (мощность пластов

Химический состав магматических пород хребта Сарычева, %

Оксиды	1 (14)	2 (10)	3 (16)	4 (25)	5 (23)	6 (22)	7 (4)	8 (9)	9 (12)	10 (7)	11 (12)	12 (15)
SiO ₂	75	75,07	49,44	46,96	66,2	63,6	60,45	66,73	65,48	67,78	69,31	72
TiO ₂	0,15	0,11	2,13	1,83	0,7	0,86	1,01	0,58	0,75	0,68	0,5	0,34
Al ₂ O ₃	13,36	12,99	15,48	14,49	16,15	16,11	16,62	15,68	15,5	15,2	14,64	14,3
Fe ₂ O ₃	0,99	0,51	2,45	1,85	0,68	1,1	1,38	0,52	0,55	0,31	0,62	0,52
FeO	1,05	1,47	8,23	8,91	3,96	4,4	5,73	3,99	4,17	3,72	3,59	2,29
MnO	0,02	0,05	0,13	0,18	0,06	0,08	0,14	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06
MgO	0,27	0,18	5,41	7,92	1,22	1,69	2,76	1,2	1,36	1,18	0,41	0,49
CaO	0,50	0,32	8,18	7,79	2,66	2,6	4,77	2,18	2,54	2,17	1,34	1,34
Na ₂ O	1,18	2,11	4,03	3,11	3,42	3,42	3,29	3,12	3,08	3,18	3,22	3,09
K ₂ O	5,1	5,18	0,73	0,97	3,87	3,64	2,61	4,08	3,87	3,98	4,69	4,61

Примечание. Нижнемеловые вулканы: 1 — туфолавы риолитов северо-восточной части района, 2 — риолиты юго-западной части района; кобюминский комплекс: 3 — субщелочные базальтоиды Сарычевской кольцевой структуры, 4 — субщелочные базальтоиды и габброиды Кобюминского грабена; тарынский комплекс: 5 — гиперстеновые дациты Тарынского массива, 6 — гранодиорит-порфиры Тарынского массива; тас-кыстабытский комплекс: 7 — кварцевые диориты Нельканского массива, 8 — гранодиориты массива Труд, 9 — гранодиориты Одонканского массива, 10 — адамеллиты Арга-Салинского массива, 11 — граниты Булгунняхского массива, 12 — граниты Нельканского массива. В скобках — количество анализов, выполненных в лаборатории ПГО «Якутскгеология».

0,5—0,7 м и более); отдельные пласты алевролитов и аргиллитов обогащены глинисто-карбонатными конкрециями. В верхней части пачки обнаружены отпечатки растений — *Coniopteris arctica* (Heer) Samyl., *C. burejensis* (Zaless.) Sow., *C. setacea* (Prun.) Vachr., *Cladophlebis* cf. *orientalis* Prun., *C. williamsonii* Brongn., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. На аргиллитах пачки с несогласием залегают субвулканические дациты Тарынского массива 116 м

Общая мощность 250—260 м.

По заключению В. А. Вахрамеева, флора пачек 1 и 3 принадлежит к неокому. В флористическом комплексе преобладают папоротники *Coniopteris arctica* (Heer) Samyl., *C. burejensis* (Zaless.) Sow., *C. cf. nympharum* (Heer) Vachr., *C. setacea* (Prun.) Vachr., характерные для ожогиной стратофлоры Северо-Востока СССР [2, 6]. Таким образом, возраст вулканитов, находящихся между слоями, содержащими раннемеловую флору, устанавливается однозначно. По химическому составу вулканы северо-восточной части района обнаруживают значительное сходство с вулканидами разреза Барыэллах (таблица). Те и другие отличаются высоким содержанием кремнезема (75 % и более), резким преобладанием калия

над натрием ($Na_2O/K_2O=0,2-0,4$), что позволяет относить породы к калиевой серии, близкими значениями коэффициента глиноземистости (5,8 и 6). Несомненно, что большинство вулканитов на юго-западе также являются нижнемеловыми (пачки 4 и 5 разреза Барыэллах).

Интрузивные и субвулканические образования района, возраст которых уточнен на основании приведенных материалов, принадлежат к кобюминскому и тарынскому субвулканическому и тас-кыстабытскому интрузивному комплексам. Кобюминский комплекс представлен силлами и дайками субщелочных долеритов и диабазов протяженностью до 3 км, мощностью до 80 м, развитыми среди нижнеюрских, реже среднеюрских отложений. Тесная связь силлов и даек с нижне- и среднеюрскими базальтами позволяет считать их корнями покровных образований и рассматривать их возраст как ранне-среднеюрский. По химическому составу описываемые породы сходны с аналогичными образованиями кобюминского комплекса, развитыми вдоль северной окраины Сунтар-Лабынкырского поднятия [3].

В состав тарынского комплекса входят андезитодациты, дациты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры. Наиболее крупными являются Тарынский (1400 км²) и Верхнесетаканский (20 км²) массивы, представляющие

собой этмолитообразные тела. Они занимают кальдеры обрушения в мульдах брахисинклиналей, сложенных юрскими и нижнемеловыми терригенными и терригенно-вулканогенными породами. Верхнесетаканский массив целиком сложен гиперстеновыми дацитами. В строении Тарынского массива они играют главную роль. Структура основной массы дацитов по мере удаления от контактов изменяется от стекловатой до микрозернистой. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, иногда калиевый полевой шпат, биотит и гиперстен, характерные акцессорные минералы — ильменит, сфен, гранат (обычно альмандин). Северо-восточные краевые части массива сложены андезитодацитами, трахиандезитами, связанными с первой фазой внедрения при образовании комплекса.

Среди дацитов, особенно в осевой части массива, нередко развиты гранодиорит-порфиры, слагающие штоко- и плитообразные субгоризонтальные, крутопадающие дайковые тела и тела неправильной формы. Гранодиорит-порфиры состоят из микропегматитовой основной массы с порфировыми выделениями плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, хлоритизированного гиперстена и биотита. Контакты между дацитами и гранодиорит-порфирами четкие и постепенные. В последнем случае существует переходная (по цвету и структуре) зона мощностью в несколько сантиметров. По химическому составу породы очень близки, однако гранодиорит-порфиры отличаются от дацитов меньшим содержанием кремнезема (см. таблицу). Последнее обусловлено тем, что гранодиорит-порфиры тяготеют к наиболее эродированным блокам массива, дациты которых также характеризуются повышенной основностью.

Гранодиорит-порфиры, развитые в наиболее эродированных блоках массива, рассматриваются как корневые части субвулканических дацитов, а трещинные тела гранодиорит-порфиров в верхних частях массива — как несколько более поздние производные остаточных магматических очагов, формировавшиеся в процессе остывания субвулканических дацитов. Гранит-порфиры, слагающие отдельные дайки в теле массива, связаны с последней фазой внедрения комплекса.

Нижняя возрастная граница пород тарынского комплекса определяется достаточно четко: дациты прорывают терригенно-вулканогенную толщу неокма. Эта же толща, по-видимому, служила и кровлей субвулканитов, о чем свидетельствует наличие терригенно-вулканогенных образований в опущенных тектонических блоках в верхней части массива. Верхняя возрастная граница принимается условно. Учитывая, что дациты древнее окружающих их гранитоидов тас-кыстабытского комплекса, возраст дацитов, связанных с главной фазой внедрения тарынского комплекса, скорее всего, апт-альбский. Возраст наиболее поздних фаз внедрения комплекса (даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров) конец раннего — начало позднего мела.

Гранитоидные интрузии внешнего обрамления Тарынского массива (Нельканская, Аргасалинская, Чингаканская, Одонканская, Куранахсалинская, Булгунняхская и др.) — типичные гипабиссальные образования, что подтверждается развитием порфировых и мелкозернистых разновидностей пород, присутствием в гранитоидах большого количества неассимилированных обломков кровли роговиков. Вместе с Тас-Кыстабытским массивом, расположенным юго-восточнее изучаемой территории, они объединяются в тас-кыстабытский комплекс, в котором, в отличие от колымского, значительно развиты кварцевые диориты (первая фаза внедрения комплекса), а наряду с гранитами широко распространены гранодиориты и адамеллиты. Заключительные фазы внедрения комплекса представлены лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами. Интрузии по составу близки к гранитоидам сибирского комплекса верховьев р. Колымы, промежуточным по составу между колымскими и охотскими гранитоидами [1].

Гранитоиды главных фаз внедрения тас-кыстабытского комплекса в целом моложе субвулканических дацитов. Воздействие гранитоидов на дациты наиболее отчетливо проявлено в зоне

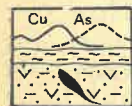
экзоконтакта Одонканского массива. Здесь в дацитах, контактирующих с гранодиоритами, в примыкающей к гранодиоритам зоне мощностью 3—5 см наблюдаются скопления мелкочешуйчатого биотита, а участками и перекристаллизация основной массы. В то же время интересно отметить, что гранодиориты тас-кыстабытского комплекса, развитые в непосредственной близости от дацитов тарынского комплекса (гранодиориты массивов Нельканского, Чингаканского, Труд, Одонканского и др.), не отличаются от последних по химическому составу (см. таблицу) и характерным аксессуарным минералам (гранат, ильменит), что, по-видимому, свидетельствует о незначительном разрыве во времени образований тарынского и тас-кыстабытского комплексов. Последний, скорее всего, сформировался в конце раннего — начале позднего мела. Калий-аргоновые определения абсолютного возраста пород неоднозначны. Для дацитов и гранодиорит-порфиров Тарынского массива возраст оценивается в 125—150 млн. лет, для гранитоидов тас-кыстабытского комплекса — 100—170 млн. лет [1, 4, 5], что не совпадает с геологическими данными.

Итак, магматизм Сарычевской кольцевой вулканоплутонической структуры проявился в широком диапазоне времени — от ранней юры до позднего

мела. Основная часть наземных эффузивов куранахсалинского комплекса сформировалась в неокме. Наиболее вероятный интервал времени формирования дацитов, гранодиорит-порфиров Тарынского комплекса и гранитоидов более позднего тас-кыстабытского комплекса — апт — сеноман. Меловой магматизм хребта Сарычева близок по времени к магматизму Охотско-Чукотского вулканического пояса. Учитывая близость этих районов, представляется наиболее правильным рассматривать вулканоструктуры хребта Сарычева в составе внешней зоны вулканического пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загрузина Н. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977.
2. Зинченко В. Н., Киричкова А. И. Нижнемеловые отложения Северного Приверхоянья. — Сов. геология, 1981, № 4, с. 69—79.
3. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982.
4. Наумов Г. Г. Оловоносность магматических формаций центральной части Тас-Кыстабытского пояса. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984, с. 82—88.
5. Ненашев Н. И., Зайцев А. И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980.
6. Самылина В. А. Корреляция нижнемеловых континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным. — Сов. геология, 1973, № 8, с. 42—57.



ГЕОХИМИЯ

УДК 553.2 : 549.454.2(575.3)

А. Р. ФАЙЗИЕВ (Таджикский гос. ун-т)

Минералого-геохимические критерии поисков и оценки флюоритового оруденения в Таджикистане

С 30-х годов в Таджикистане ведется промышленная добыча плавикового шпата, но сейчас одни месторождения уже отработаны, а другие истощаются. Расширение минерально-сырьевой базы плавикового шпата в республике — задача актуальная. Для решения ее

необходимы надежные научно обоснованные поисковые и оценочные критерии.

В результате многолетних исследований флюоритовых месторождений и рудопроявлений Таджикистана установлен комплекс критериев, позволяю-

щих по минералого-геохимическим особенностям флюорита проводить геолого-генетическую типизацию месторождений, определять уровень их эрозионного среза и оценку на глубину и, следовательно, разбраковывать их и направлять поисково-разведочные работы. Рассмотрим ряд критериев, которые могут быть использованы для поисков и оценки проявлений плавикового шпата не только в Таджикистане, но и в других регионах.

На большинстве месторождений флюорита в Таджикистане наблюдается вертикальная зональность в размещении его минералов-спутников. Слагающий обычно верхние части жил барит с глубиной сменяется кальцитом. В верхах жил иногда в значительных количествах присутствуют и гипогенные глинистые минералы, с глубиной увеличивается содержание сульфидов, причем галенит развит преимущественно в более верхних горизонтах, а сфалерит — в нижних. С глубиной увеличивается и содержание кварца, локализованного в нижних горизонтах месторождений.

В месторождениях полиметаллическо-флюоритового типа отмечается следующая минералогическая зональность: руды медно-висмутового минерального комплекса с флюоритом развиты в глубоких горизонтах, полиметаллически-флюоритовые руды — в средних, а серебро-свинцово-флюорит-баритовый комплекс — в верхних.

Некоторые элементы-примеси флюорита (Sr, Ba, Pb, TR, Y, Rb) из месторождений Таджикистана могут быть использованы в качестве типоморфных признаков для установления принадлежности проявлений флюорита к определенным генетическим, формационным и минеральным типам. Кроме того, уровни накопления примесей зависят от щелочности магматических пород, с которыми родственно оруденение [5]. Наиболее важным признаком является изменение состава и концентрации элементов-примесей по восстанию жил. Установлено уменьшение содержания некоторых примесей (TR, Y) во флюорите от нижних горизонтов месторождений к верхним, от ранних генераций к поздним и от высокотемпературных разностей к низкотемпературным и увеличение иногда на целый

порядок других (Sr, Ba и др.) в указанном направлении, что весьма важно для суждения о глубине эрозионного среза месторождений и их перспективности на глубину. Еще одна зависимость, которая может служить предпосылкой для оценки флюоритовых месторождений, — высокая концентрация Sr, Ba, TR, Y и других элементов во флюорите промышленных месторождений по сравнению с пробами из мелких рудопроявлений. В прогнозных целях можно использовать и парные отношения элементов, такие, как $\Sigma TR_{Ce} : \Sigma TR_{Y-}, Sr : Ba$.

Флюорит в гидротермальных месторождениях Таджикистана формировался в широком диапазоне температур 50—390 °C и давлений 5—45 МПа и ниже [1, 4]. Однако промышленная концентрация его образовалась при температурах 120—250 °C. На многих месторождениях флюорита установлена вертикальная температурная зональность, причем палеотемпературный градиент меняется от 5—9 до 20—22 °C на 100 м. Наблюдается обратная зависимость между глубиной залегания рудных тел и значением палеотемпературного градиента. Так, если палеотемпературный градиент в верхних горизонтах месторождения Канимансур 11—12 °C на 100 м, то в глубоких горизонтах он составляет 5—6 °C. Закономерное изменение температурных параметров по вертикали может быть использовано при оценке степени эродированности рудных тел или участков при прогнозировании и оценке перспективности оруденения на глубину.

При изучении кристалломорфологии флюорита из месторождений и рудопроявлений Таджикистана установлены некоторые закономерности эволюции габитусных форм. Для флюоритов из месторождений Южного Гиссара и Каратегина характерна общая эволюция габитусных форм от куба через октаэдр к ромбододекаэдру [2]. В верхних горизонтах кристаллы имеют кубический габитус с гранями ромбододекаэдра и октаэдра, в средних преобладают кубооктаэдрические кристаллы с примерно одинаковым развитием обеих форм, а в нижних — октаэдрические кристаллы, осложненные гранями куба. На месторождениях Се-

верного Таджикистана установлена закономерная смена габитусных форм кристаллов от октаэдра через кубооктаэдр, куборомбододекаэдр к ромбододекаэдру от нижних горизонтов к верхним. Указанные закономерные изменения габитусных форм кристаллов флюорита можно использовать для оценки уровня эрозионного среза проявлений и прогноза оруденения на глубину.

Весьма широким разнообразием форм кристаллов отличаются флюориты Памира из проявлений различных генетических, формационных и минеральных типов. Это может быть использовано при установлении принадлежности вновь открываемых объектов к определенным типам руд. На рудопроявлении Акджилга отмечается четкая зависимость формы кристаллов флюорита от состава вмещающих пород: для алюмосиликатных пород характерны кристаллы кубического габитуса, а для карбонатных — ромбододекаэдрические и октаэдрические формы.

На месторождениях флюорита широко развит околожильный метасоматоз. Форма ореолов этих изменений контролируется разрывными нарушениями, а их масштаб зависит от мощности рудных тел, продолжительности гидротермальной деятельности, типа изменений, а также химического состава, структурно-текстурных и физико-механических свойств боковых пород [3].

Ореолы окolorудных изменений на месторождениях флюорита превышают (в 2—6 раз) мощность рудных тел. В размещении продуктов околожильного изменения намечается вертикальная фациальная зональность: одни минеральные парагенезисы последовательно сменяются другими. С глубиной степень альбитизации пород вдоль ослабленных зон увеличивается до образования альбитовых тел, а интенсивность серицитизации, карбонатизации и эпидотизации падает, уменьшается и степень ортоклазизации пород — наиболее интенсивной в верхней части метасоматической колонки. Здесь же локализуются и аргиллизиты.

Взаимоотношения рудных тел и продуктов окolorудного изменения на ме-

сторождениях показывают, что флюоритовая и сопутствующая ей минерализация образуются в заключительной стадии — кислотно-щелочной эволюции растворов — стадии осаждения выщелоченных оснований, занимая преимущественно верхние части метасоматической колонки. Поэтому установление какого-либо типа окolorудного новообразования можно рассматривать как определенное эрозионное сечение общей вертикальной зональности. Например, нахождение на месторождениях флюорита ортоклазизитов или аргиллизитов свидетельствует об их неглубоком эрозионном срезе и, следовательно, об их перспективности на глубину.

Изучение разрезов пород вкрест простирания рудных тел на флюоритовых и полиметаллически-флюоритовых месторождениях обнаруживает геохимические ореолы вокруг них. По поведению элементов ореолы делятся на две группы. К первой относятся элементы (Pb, Ag и др.), концентрация которых увеличивается по мере приближения к рудным жилам и уменьшается в стороны слабоизмененных пород, образуя ореолы рассеивания. Вторая группа, включающая Sr и Rb, концентрация которых уменьшается в околожильноизмененных породах и достигает минимума в непосредственном контакте с рудным телом, создает ореолы выщелачивания. Как ореолы рассеивания, так и выщелачивания имеют ширину, в 6—9 раз превышающую мощность рудных жил. Затем содержание элементов во вмещающих породах выравнивается, опускается или поднимается почти до кларковых значений.

Распределение фтора несколько иное. В непосредственном контакте с жилой и вблизи ее содержание F резко возрастает, но по мере удаления от нее уменьшается, достигая минимума на расстоянии, в 4—5 раз превышающем мощность жил. Далее концентрация этого элемента возрастает и становится фоновой на отрезке, в 6—7 раз большем, чем мощность жилы. Это дает основание предположить, что фтор для образования флюорита был заимствован, по крайней мере частично, растворами из вмещающих пород. Таким образом, геохимические ореолы

также могут использоваться при поисках флюоритового оруденения.

Вокруг рудных тел, сформировавшихся в результате гидротермальных процессов, кроме ореолов окolorудного изменения и первичных геохимических, образуются ореолы пропаривания, размеры которых зависят от состава вмещающих пород и мощности жил. Так, при мощности жилы около 2 м мощность ореолов пропаривания вокруг нее 28—30 м. Действие рудообразующих растворов вокруг жилы мощностью 1 м зафиксировано на расстоянии 15 м, а мощностью 80—85 см — на 12 м. Ореолы пропаривания даже вокруг прожилков толщиной 5—10 см распространяются на расстояние 2—4 м, т. е. мощность зон ореолов пропаривания характеризуется значительным превышением (до 15 раз) мощности жил.

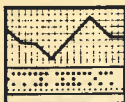
Таким образом, по размерам ореолы пропаривания значительнее геохимических ореолов и тем более околожильных изменений. Это можно объяснить тем, что зона гидротермального изменения пород фиксирует только пространство, в котором просачивающиеся химически активные растворы, диффундирующие в стороны и вверх от рудных тел, могут вступать в обменные реакции с минералами вмещающих пород, однако рудообразующие растворы фильтруются и дальше во вмещающие породы по макро- и микротрещинам, неся с собой легкоподвижные элементы. По мере проникновения и охлаждения эти элементы отфильтровываются по принципу их дифференциальной подвижности с образованием первичных геохимических ореолов. Наибольшей подвижностью обладает растворитель, т. е. водные, углекислотно-водные, хлоридно-натриевые и другие растворы. Поэтому они, используя межзерновые пространства и микротрещиноватость вплоть до капиллярных трещин, проникают во вмещающие породы на значительные расстояния, консервируются в виде газово-жидких, жидких или газовых включений, образуя наиболее широкий ореол вокруг рудных тел.

Таким образом, широкие ореолы пропаривания вокруг рудных жил и прожилков могут быть использованы при поисках слепых рудных тел.

Кроме перечисленных признаков обнаружено закономерное изменение термолюминесцентных свойств флюорита с глубиной: флюориты из нижних горизонтов месторождений термолюминесцируют слабо, из верхних — сильно. Термолюминесцентный градиент прямо пропорционален глубине, т. е. чем ближе к поверхности, тем он меньше. Выявлено также падение интенсивности свечения флюорита от ранних генераций к поздним, от окрашенных разностей к бесцветным и от зернистых агрегатов к монокристаллам. Таким образом, термолюминесценция является важной типоморфной особенностью флюорита и может быть использована для определения уровня эрозионного среза месторождений, прогноза оруденения на глубину и, следовательно, для целенаправленной постановки поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рахманов А. М., Хитаров Д. Н. Физико-химические особенности процессов гипогенной минерализации на флюорит-полиметаллическом месторождении Такоб (Южный Гиссар). — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., 1972, с. 156—164.
2. Файзиев А. Р. Кристалломорфология флюорита из месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов. Л., 1978, с. 160—167.
3. Файзиев А. Р. Зональность околожильных метасоматитов на флюоритовых месторождениях Центрального Таджикистана. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1984, № 4, с. 41—47.
4. Файзиев А. Р., Коплус А. В., Искандаров Ф. Ш. Термобарические условия образования флюоритовых рудных формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986, № 1, с. 103—112.
5. Файзиев А. Р., Юргенсон Г. А. Стронций и барий во флюоритах некоторых месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана. — Геохимия, 1975, № 2, с. 259—273.



УДК 550.834 : 551.21

А. И. ПУЧКОВ (Кайраккумская ГРЭ ПО «Таджикгеология»)

Применение сейсморазведки при изучении строения вулканотектонических депрессий

При изучении глубинного строения вулканотектонических структур все более широко применяется сейсморазведка МОВ, обладающая повышенной разрешающей способностью и точностью по сравнению с другими методами. Однако существенным недостатком МОВ является отсутствие количественных характеристик свойств самой отражающей поверхности, что в условиях сложного (гетерогенного) строения среды приводит к неоднозначности геологической интерпретации сейсмических разрезов. Для повышения достоверности данных МОВ все более широко привлекаются результаты других видов геофизических работ*. Роль комплексной интерпретации особенно возрастает при проведении региональных работ и исследовании глубин свыше 1 км, когда использование проверочного бурения крайне ограничено.

В статье показаны возможности совместного применения различных методов сейсморазведки и других видов геофизических работ при изучении сложнопостроенных вулканогенных структур. В качестве примера рассматриваются результаты исследования Адрасманской вулканотектонической депрессии (Срединный Тянь-Шань), заложенной в конце московского века по серии пересекающихся разрывов и выполненной разнородными вулканами среднекаменноугольного — триасового возраста. Были отработаны два ортогональных профиля, пересекающих большую часть депрессии и выходящих на востоке на Джаркамарский интрузивный массив, а на юге — на Чокодамбулакский массив и в Ферганскую межгорную впадину. В восточной части депрессии на глубине 2—2,5 км прослежена субгоризонтальная сейсмоактивная граница, осложненная се-

рией разрывов и отождествляемая на первом этапе интерпретации с кровлей известняков каменноугольного возраста. Анализ гравимагнитных данных на этом этапе интерпретации не содействовал повышению геологической достоверности результатов МОВ, и для определения природы отражающей границы были выполнены работы КМПВ, как площадные, так и профильные.

Площадные исследования проводились для выявления неглубоко (30—100 м) залегающих сейсмоактивных границ, доступных проверочному бурению. Работы выполнялись в юго-восточной части депрессии, перекрытой осадочным чехлом мощностью до 300 м, где предполагалось отсутствие ограничивающего ее интрузивного массива. Использовалась корреляционная система наблюдений с шести пунктов возбуждений при максимальной длине годографа 3,45 км (шаг между каналами 25 м) и расстоянии между профилями 0,6—1,5 км.

Профильные исследования КМПВ проводились с целью увязки сейсмоактивных границ, выявленных по данным МОВ на глубине 2—2,5 км, и данных площадных работ КМПВ. Используемая система наблюдения обеспечивала 8—10-кратное перекрытие на отдельных участках при максимальной длине годографа 12 км.

При площадных работах КМПВ на ряде профилей как в первых, так и во вторых вступлениях были зафиксированы волны с аномальным наклоном осей синфазности. Интервал прослеживания этих волн в первых и последующих вступлениях зависит от положения профиля и пункта возбуждения. На рис. 1 приведены сейсмограммы, полученные на параллельных профилях, удаленных один от другого на 600 м при симметричных расстановках сейсμοприемников и одинаковом расстоянии взрыв — сейсмограф. По мере

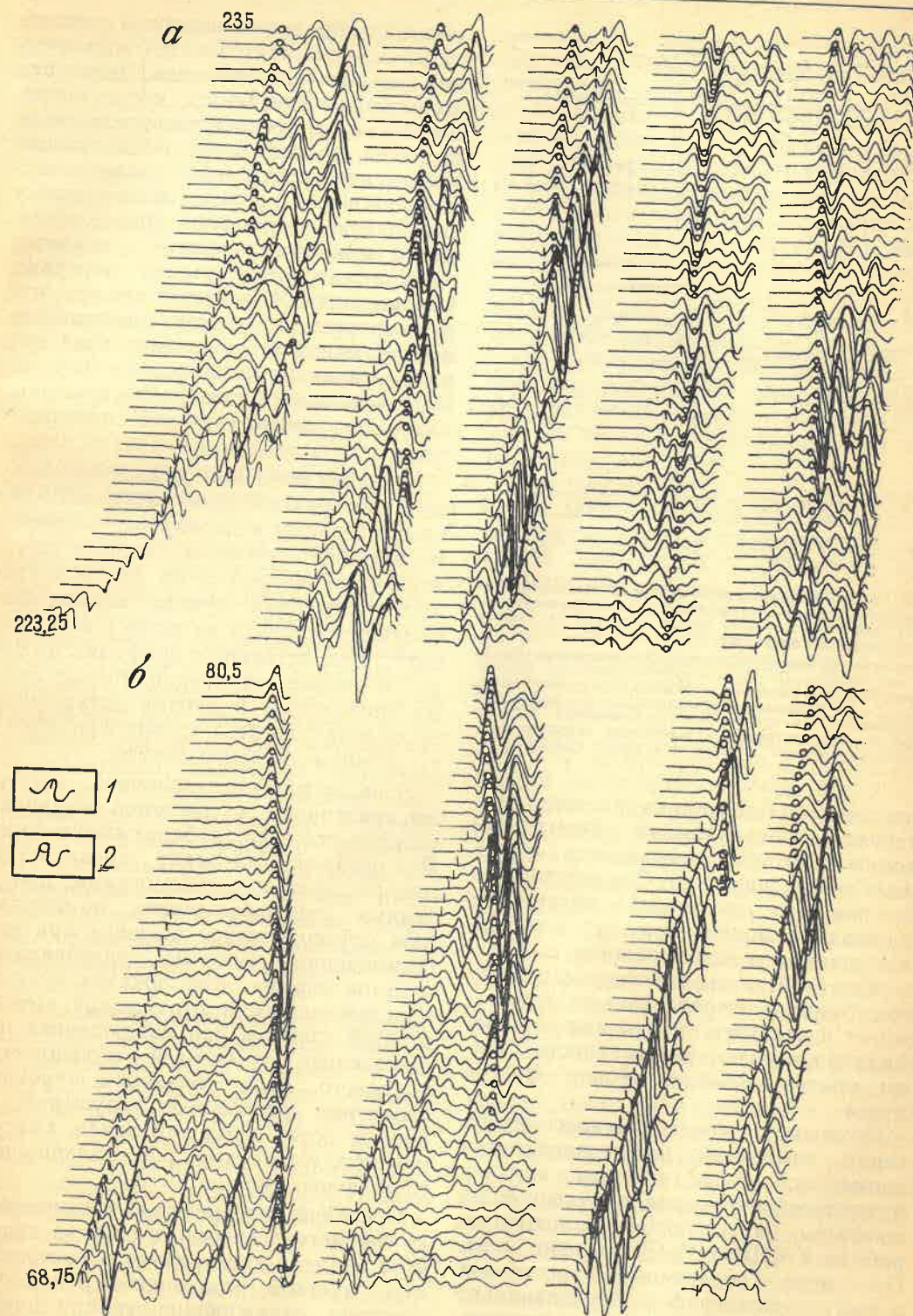


Рис. 1. Характер изменения волнового поля при изменении расстояния взрыв — сейсмограф в пределах одной расстановки (а) и от профиля к профилю (б): 1 — волна, преломленная на кровле палеозойского

фундамента; 2 — аномальная по кинематике волна, связанная с кровлей липарито-дацитов джамансаяской свиты

* Козленко В. Г., Костюченко А. С., Мирошникова О. В. Методика сейсмод при изучении рудных районов. — Геофиз. журн., 1986, № 3, т. 8, с. 74—82.

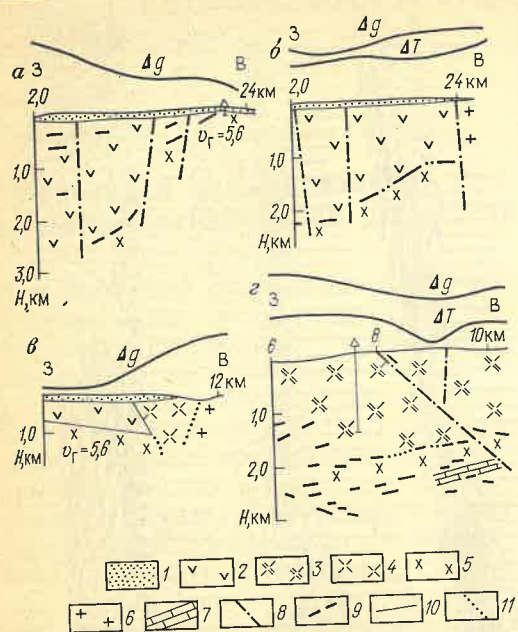


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы восточной при-
бортовой зоны в юго-восточной (а), северо-восточной
(б), восточной (в) и в центре северной (г) частей
Адрасманской депрессии:

1 — четвертичные отложения; 2 — вулканыты S_3-T_1 ;
3 — вулканыты S_3-S_2 ; 4 — субвулканические образо-
вания S_2 ; 5 — липарито-дациты S_2 ; 6 — гранодиориты
 S_2 ; 7 — карбонатные образования S_1 ; 8 — разрывные
нарушения; 9 — отражающие сейсмические площад-
ки; 10 — преломляющие сейсмические границы; 11 —
экстраполируемые и интерполируемые границы

продвижения с востока на запад интервал прослеживания аномальной волны во вторых вступлениях сокращается (см. рис. 1, б). Основными причинами этих изменений могут быть площадная локальность сейсмоактивной границы и невыдержанность физических свойств контактирующих пород. Влияние второй причины подтверждает и характер изменения от профиля к профилю интенсивности волны, преломленной на кровле фундамента.

Сложность и неоднозначность объяснения изменений прослеживаемости аномальной волны наглядно иллюстрируют сейсмограммы, полученные на профиле, увязывающем площадные работы КМПВ с МОВ (см. рис. 1, а). По мере увеличения расстояния взрыв — сейсмограф первоначально увеличивается и интервал прослеживания аномальной волны, но затем он сокращается, что сопровождается исчезновением этой волны во вторых вступлениях. Одновременно увеличивается интенсивность палеозойской

волны и образуется волновая картина типа «ласточкиного хвоста», характерная для зон выклинивания. Затем она качественно изменяется, и рассматриваемая волна прослеживается в пределах всей расстановки. Последующие увеличения расстояния взрыв — сейсмограф вновь приводят к некоторому сокращению интервала прослеживаемости аномальной волны, и меняется ее соотношение с волной в первых вступлениях. Объясняется это тем, что регистрируется сложная совокупность преломленной и отраженной волн при разных пунктах возбуждения в условиях локальной неоднородно выклинивающейся сейсмоактивной поверхности.

Различия волнового поля отражаются и на характере прослеживания аномальной волны в первых вступлениях. На профиле, которому соответствует первая сейсмограмма на рис. 1, б, при всех положениях пункта взрыва она выделяется только во вторых вступлениях, а на остальных профилях выходит в первые вступления. Выход аномальной волны в первые вступления происходит, когда в кровле фундамента развиты липарито-дациты.

Невыдержанность волновой картины, связанной с исследуемой границей, сохраняется и на глубинах свыше 1 км. Это особенно наглядно проявляется при рассмотрении сейсмограмм, полученных при наблюдениях по восстанию сейсмоактивной границы при использовании системы нагоняющих пунктов взрыва. Как показал анализ прослеживаемости отраженной волны от этой границы при наблюдениях по ее падению, отмеченные особенности волнового поля связаны с широким развитием разрывных нарушений и прежде всего дайкового пояса, выступающего в качестве рассеивающе-поглощающего экрана.

Основной особенностью построенного сейсмогеологического разреза является наличие двух различно построенных участков, разделенных зоной отсутствия отражающих границ шириной 400 м (рис. 2). В южной части разреза отмечено моноклинальное погружение сейсмоактивной границы под углом 35° в интервале глубин 35—700 м. Картировочное бурение выяви-

ло связь этой границы с кровлей липарито-дацитов джамансайской свиты среднекаменноугольного отдела, характеризующихся повышенными граничной скоростью и плотностью. В северной части разреза наблюдается выполаживание сейсмоактивной границы к северу с изменением угла ее наклона от 50 до 15° . Глубина залегания границы при этом увеличивается от 1,8 до 2,5 км. Зона отсутствия отражающих границ и максимального изменения глубины залегания опорной отражающей поверхности контролируется разрывным нарушением, выделенным в кровле фундамента по граничной скорости. Сочетание сколовых нарушений с пликативными свидетельствует о сложных хрупкопластических деформациях, имевших здесь место при формировании депрессии.

Область погружения липарито-дацитов к северу сопровождается локальным изменением градиента силы тяжести (см. рис. 2, а), но общий характер графика Δg обратный по отношению к морфологии их кровли. Последнее объясняется влиянием Ферганской межгорной впадины. Представление об изменении графиков Δg в зависимости от ориентации профиля по отношению к Северо-Ферганскому разлому, контролирующему Ферганскую впадину, дает рис. 2, б, в. Наиболее значительные изменения Δg , согласующиеся с характером залегания кровли липарито-дацитов, наблюдаются по профилю, ориентированному параллельно Северо-Ферганскому разлому (см. рис. 2, в).

Сочленение депрессии с Джаркамарским интрузивным массивом в ее восточной части отражается на рис. 2, б, в. В случае разреза, полученного по результатам работ МОВ (см. рис. 2, б), минимальная (1150 м) глубина залегания кровли липарито-дацитов наблюдается вблизи интрузивного массива. По мере продвижения на запад она погружается под углом 30° до глубины 1,9 км, затем выполаживается и смещается по серии сколовых нарушений до глубины 2,5 км.

Разрез в юго-восточной части контакта массива с депрессией (см. рис. 2, а) существенно отличается от рассмотренных. Здесь в области контакта интрузивного массива с вулка-

но-тектонической депрессией развиты субвулканические образования среднекаменноугольного возраста. Другой особенностью разреза является небольшая (500—800 м) глубина залегания липарито-дацитов, что объясняется его расположением в южном, поднятом крыле депрессии. Характер перехода от массива к депрессии в этом случае соответствует крутопадающему надвику. Поверхность надвига строилась на основе кинематических особенностей головной волны, связанной с кровлей липарито-дацитов и испытавшей дополнительное преломление на контакте нерасчлененной верхнепалеозойской толщи и субвулканических образований.

Результаты комплексного использования сейсморазведки МОВ и КМПВ свидетельствуют о возможности не только определять структурную характеристику строения депрессии, но и осуществлять литологическую привязку опорной сейсмической границы. Хотя выявленная на глубине 2—2,5 км граница не вскрыта еще бурением, ее геологическая интерпретация не противоречит данным по скважине глубиной 1700 м, пробуренной в центре северной части депрессии (см. рис. 2, г). Результаты исследований этой и других скважин Адрасманской депрессии (каротаж сопротивлений, вертикальное сейсмическое профилирование, сейсмоскопия керна, акустический каротаж и изучение плотности) говорят о существенной неоднородности физических свойств однотипных вулканогенных образований, и прежде всего об их тонкослойной структуре.

Широкое развитие среди вулканических акустически активных контактов разнородных по литологии и стратиграфии пород и зон разрывных нарушений привело к формированию различных по выразительности отраженных волн, регистрируемых от границ внутри толщ, свит и систем. Невыдержанность отражающих свойств этих границ по площади обусловлена не только мелкоблоковой тектоникой, но и минеральной неоднородностью контактирующих пород, неравномерностью проявления вторичных процессов в них и особенностями развития послотектонических отрывов в зонах литолого-стратиграфических контактов.

Для всех вулканитов характерна анизотропия скоростей распространения упругих колебаний, изменяющаяся от 0,8 до 1,4 и обусловленная геодинамическими особенностями формирования и развития депрессии и широким проявлением зон повышенной трещиноватости.

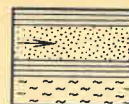
Для физических параметров пород региона наиболее тесная связь устанавливается между скоростью распространения продольной волны и электрическим сопротивлением, что и позволяет предполагать совпадение сейсмических и электрических границ. Для проверки этого вывода и выяснения возможностей повышения достоверности геологической интерпретации сейсмических данных в условиях субгоризонтального залегания границ были проведены электроразведочные работы по зондированию методом переходных процессов (ЗМПП) при шаге между точками наблюдения 500 м и размере питающей петли, определяющем глубину исследований, 1×1 км. Результаты анализа геоэлектрических разрезов позволили в пределах расстановки 9,5—10,3 км на глубине 2,5 км выделить высокоомный объект, отождествляемый с нижнекаменноугольными известняками (см. рис. 2, г). Отсутствие резкой электрической границы на глубине 2 км подтверждает правильность интерпретации выделенной сейсмической поверхности как контакта вулканогенных образований.

По результатам сейсмических исследований в восточной прибортовой зоне Адрасманской вулканотектонической депрессии могут быть выделены две подзоны — внутренняя и внешняя. Для первой характерно субгоризонтальное залегание кровли липарито-дацитов джамансайской свиты на глубине 2,0—2,5 км, а для второй —

сложное пликвативно-дизъюнктивное строение с преобладающим наклоном поверхности липарито-дацитов под углом 30—40° и изменением глубины их залегания от 0 до 2,5 км. Учитывая приуроченность полиметаллических месторождений к краевым, тектонически осложненным частям депрессии, контролируемым крупными разрывами и развитием молодых магматических образований, данные сейсморазведки позволяют структурно обосновать металлогеническое районирование в пределах депрессии.

Результаты глубокого бурения подтверждают существующие представления о минералогическо-геохимической зональности. Результаты сейсморазведочных работ при этом конкретизируют глубины определения, а данные ЗМПП — перспективность участков на оруденение скарново-редкометалльного типа.

Как показал совместный анализ геофизических данных, наиболее эффективным при исследовании глубинного строения (до 3 км) вулканогенных структур в условиях типичного горного рельефа Среднего Тянь-Шаня является комплексирование МОВ, КМПВ и ЗМПП. Данные гравиразведки при должной обработке также могут использоваться при картировании основания депрессии, и прежде всего в условиях, недоступных для других видов работ. Однако наиболее эффективна гравиразведка при изучении низкоплотностных субвулканических образований триасового и позднепермского возраста, развитых в пределах северной части Адрасманской депрессии. При исследовании глубин 3—8 км рациональным, по-видимому, является комплексирование сейсморазведочных работ МОВ и электроразведочных методом магнитотеллурического зондирования.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.314(470.4/5)

В. Г. ПОПОВ (Ин-т геологии Башк. фил. АН СССР)

Роль ионообменной адсорбции в формировании содовых вод Волго-Камского артезианского бассейна

Метаморфизация подземных вод за счет обменно-адсорбционных процессов — одна из наименее изученных проблем генетической гидрогеохимии, хотя различные аспекты ее неоднократно обсуждались в специальной литературе. Нередко ионообменным явлениям отводится явно преувеличенная роль в образовании одних геохимических типов подземных вод (например, хлоркальциевых рассолов) и, напротив, они совсем не учитываются при выяснении генезиса вод других типов.

В предыдущих публикациях автора [6, 7] освещены некоторые особенности кинетики и гидрогеохимические последствия катионного обмена в различных обстановках подземной гидросферы Урало-Поволжья. На основе экспериментов и физико-химического моделирования установлено, что обменно-адсорбционные свойства терригенных пород и их роль в метаморфизации подземных вод дифференцированы по разрезу осадочного чехла палеозоя и позднего протерозоя. На примере формирования сульфатных натриевых вод (минерализация 1,5—20 г/л) было показано, что наиболее благоприятная обстановка для реализации процессов катионного обмена создавалась в верхней части зоны гипергенеза (до глубины 300—400 м), сложенной терригенными существенно глинистыми диспергированными породами с большой емкостью поглощенного комплекса (ПК). Указанные процессы протекают здесь с высокой скоростью и имеют направленный характер, в результате чего оказывают сильное метаморфизирующее воздействие на состав подземных вод. При средней емкости ПК верхнепермских отложений 20—30 ммоль/100 г и пористости 20 % в один литр раствора потенциально может перейти свыше 1000 ммоль (20 г) катионов, что значительно выше их фактической концентрации в

гидратированном состоянии (до 200 ммоль/л). Это обуславливает высокий гидрогеохимический эффект обменной адсорбции в относительно неглубоко залегающих водоносных комплексах.

В то же время в нижней части зоны гипергенеза и зоне катагенеза (свыше 1—1,5 км) влияние катионно-обменных процессов на состав подземных вод неизбежно снижается, поскольку параллельно с ростом их минерализации (до 200—300 г/л) происходит резкое падение адсорбционной активности терригенных пород (до 3—5 ммоль/100 г). Последнее связано рядом факторов, и в частности с упрощением структуры глинистых минералов в ряду монтмориллонит—хлорит, а также с физико-химическими условиями зоны катагенеза.

В настоящей статье обсуждаются вопросы формирования содовых вод, которые широко развиты не только в Волго-Камском бассейне, но и во многих других гидрогеологических структурах Восточно-Европейской и Сибирской платформ: Печорском, Молдавском, Прибалтийском, Днепровско-Донецком, Ангара-Ленском, Якутском и других бассейнах. К содовому типу автор относит щелочные воды с соотношением: $\text{гHCO}_3^- > \text{гCa}^{2+} + \text{гMg}^{2+}$. В пределах исследуемого региона они связаны главным образом с терригенными красноцветными формациями позднепермского возраста, слагающими верхний (надкунгурский) этаж бассейна. В Предуральском прогибе содовые воды часто вскрываются также в флишеидных толщах нижней перми и карбона. Гидрогеодинамически они тяготеют к неглубоким водоносным горизонтам, находящимся в сфере дренирующего воздействия речной сети, но на ряде участков обнаруживаются и в верхних горизонтах зоны затрудненной циркуляции, что особенно харак-

терно для Бельской впадины Предуральского прогиба.

В вертикальном гидрогеохимическом разрезе содовые воды залегают между водами, не содержащими в своем составе NaHCO_3 , — гидрокарбонатными кальциевыми (вверху) и сульфатными натриевыми (внизу), что позволяет выделить соответствующую содовую подзону мощностью от 20 до 150 м и более.

Общей чертой содовых вод Волго-Камского бассейна является их невысокая минерализация (обычно 0,5—0,9 г/л). Состав растворенных газов — кислородно-азотный; содержание O_2 1—5 мг/л, CO_2 — 20—90 мг/л. Температура вод 4—6 °С, реакция среды щелочная (рН 7—8,6), окислительно-восстановительный потенциал имеет положительные значения (100—300 мВ).

Среди анионов доминируют гидрокарбонат и карбонат, суммарное содержание которых достигает 90—98 % (500—835 мг/л). Количество хлора и сульфат-иона обычно не превышает 5—10 % в отдельности. По общему содержанию бикарбонатов и карбонатов натрия выделяются две геохимические (и, как будет показано далее, генетические) модификации содовых вод:

1. Гидрокарбонатные кальциевые, магниевые-кальциевые, натриево-магниевые-кальциевые воды с отношением $\text{гHCO}_3^-/(\text{гCa}^{2+} + \text{гMg}^{2+})$, равным 1,1—1,5. Содержание соды в солевом составе их обычно не превышает 10—25 % (60—150 мг/л). Представителями этой модификации являются воды как источников, так и неглубоких (до 50 м) скважин, вскрывающих верхние горизонты зоны интенсивной циркуляции, сложенные терригенными осадками широкого возрастного диапазона — от каменноугольных до четвертичных включительно (табл. 1, пробы 1—4).

2. Гидрокарбонатные натриевые воды с коэффициентом $\text{гHCO}_3^-/(\text{гCa}^{2+} + \text{гMg}^{2+})$, достигающим 40—57. По существу, это чистый содовый раствор, содержащий NaHCO_3 и Na_2CO_3 до 800—1100 мг/л, т. е. 80—92 % (см. табл. 1, пробы 5—13).

Отличительной особенностью гидрокарбонатных натриевых вод Волго-

Камского бассейна, как и других гидрогеологических структур СССР, является относительно высокие концентрации в них фтора: среднее значение отношения $\text{F} \cdot 10^4/\text{M}$ составляет 16 (M — минерализация воды), тогда как для других геохимических типов вод упомянутого региона оно не превышает 4—8 [5].

Содовые воды второй модификации приурочены исключительно к верхнепермским существенно глинистым отложениям (алевролитам, песчанникам, аргиллитам, глинам и мергелям), обладающим невысокой проницаемостью, а следовательно, слабой водообильностью. Они имеют обычно очаговое распространение и вскрываются скважинами на глубине до 150—320 м в слабопроницаемых «ядрах» водоразделов на территории Волго-Уральской антеклизы и в центральных частях верхнепермских мульд юга Предуральского прогиба.

По вопросу о происхождении подземных содовых вод Волго-Камского бассейна существуют различные точки зрения. Е. В. Посохов [8] к основным процессам содообразования в природе относит: 1) углекислотное выщелачивание натриевых алюмосиликатов, 2) биохимическое восстановление (десульфирование) сульфатов натрия; 3) обменно-катионные явления, ведущие к вытеснению из ПК ионов натрия, согласно реакции:

$$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 (\text{вода}) + 2\text{Na}^+(\text{ПК}) \rightleftharpoons 2\text{NaHCO}_3 (\text{вода}) + \text{Ca}^{2+}(\text{ПК})$$

Некоторые исследователи считают, что одной из причин появления подземных содовых вод является растворение содосодержащих минералов, захороненных в породах в эпохи континентального галогенеза. В этом случае воды содового типа используются в качестве поискового критерия скопления природной соды.

Имея в виду специфические литолого-гидрогеохимические условия исследуемого региона, из числа вероятных процессов содообразования в подземных водах сразу же следует исключить процессы десульфирования и выщелачивания минералов содового типа. Как известно, месторождения и проявления соды в природе исключительно редки; в пределах СССР воды собственно содоносных отложений

Таблица 1

Химический состав содовых вод, мг/л/%

№ пробы	Место отбора пробы	Глубина, м	Вмещающая порода, возраст	Сумма ионов, мг/л	$\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	$\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$
1	Старая Усадьба, УдмАССР	50	Глины, мергели P_2t	379,3	285,6 94,3	4,5 1,8	6,7 4,9	43,6 45,5	26,7 45,7	12,2 8,8	26 3,1
2	Новосултанбеково, БашАССР	—	Пески N_2	498,3	366,1 93	19,2 6,2	1,8 0,8	60,1 47	31,6 40	19,5 13	34 6
3	Кичи-Буляк, ТатАССР	38	Глины, песчаники P_2kz	517,9	359,9 89,9	35,9 11	5,1 2,1	45,1 33,1	36,5 44,2	35,4 22,7	63 12,6
4	Тукаево, БашАССР	26	Песчаники P_1a	722,9	445,3 77	102,8 22,6	1,8 0,4	53,1 27,9	41,9 36,4	76 35,7	101 12
5	Шабагиш, БашАССР	300	Песчаники P_2	323,9	220,4 89,4	11 5,7	7,2 4,9	11,5 14,3	6,4 13,1	67,4 72,6	210 62
6	Смакаево, БашАССР	227—324	Алевролиты, песчаники P_2	673,6	280,6 51,6	157,1 36,6	37,3 11,8	8 4,4	6,1 5,7	184,5 89,9	311 41,5
7	Красногорка, МарАССР	78—81	Глины, мергели, аргиллиты P_2t	733,6	499,8 90,2	36,3 8,4	4,7 1,4	30,6 16,8	12,8 11,7	149,4 71,5	470 61,7
8	Котельнич, Кировская область	65,5—111	Мергели, песчаники P_2t	824	439,2 68,7	117,7 23,4	29 7,9	7,4 3,5	1,7 1,4	229 95,1	562 63,8
9	Мухино, Кировская область	60—80	Глины, мергели P_2t	687,3	488 96	12,8 3	3 1	9,7 5,8	4,9 4,9	168,9 89,3	597 85,3
10	Ново-Караул, УдмАССР	74	Песчаники, аргиллиты P_2t	734,3	536,8 88,7	39,5 8,3	10,7 3	5,6 2,8	1,1 0,9	219,6 96,3	713 85
11	Оханск, Пермская область	53—93	Глины, песчаники P_2u	886,2	555,1 84,7	55 10,6	17,7 4,7	6 2,7	1,7 1,2	250,7 96,1	778 80,8
12	Ильинское, Пермская область	—	Песчаники, глины P_2u	927,4	620,6 91,5	39,9 7,5	3,9 1	2 0,9	1 0,7	260 98,4	871 89,9
13	Алексеевка, БашАССР	83—110	Песчаники, аргиллиты P_2kz	1178	835,6 97,6	12,5 1,8	3,2 0,6	12 4,1	3,6 2,1	311,5 94,8	1109 92,4

пока не известны [2]. Важно отметить, что содосодержащие минералы обладают высокой растворимостью (Na_2CO_3 , например, 194 г/л при 18 °С), поэтому они вряд ли могли сохраниться в верхнепермских отложениях, испытавших многократный промыв инфильтрационными водами, даже допуская изначальную содовую засоленность указанных пород. С позиции этой гипотезы затруднительно дать удовлетворительное объяснение низкой, несмотря на высокую растворимость Na_2CO_3 , минерализации гидрокарбонатных натриевых вод и их

довольно широкому развитию в регионе.

Что же касается процессов биохимического десульфирования, то при оценке их гидрогеохимической роли надо иметь в виду следующие обстоятельства. Как уже указывалось, минерализация сульфатных натриевых вод Волго-Камского бассейна достигает 10—20 г/л, в то время как гидрокарбонатных натриевых редко превышает 1 г/л. Газовый состав и первых и вторых — кислородно-азотный. Сероводород, являющийся продуктом восстановления серы сульфатов, в нем отсут-

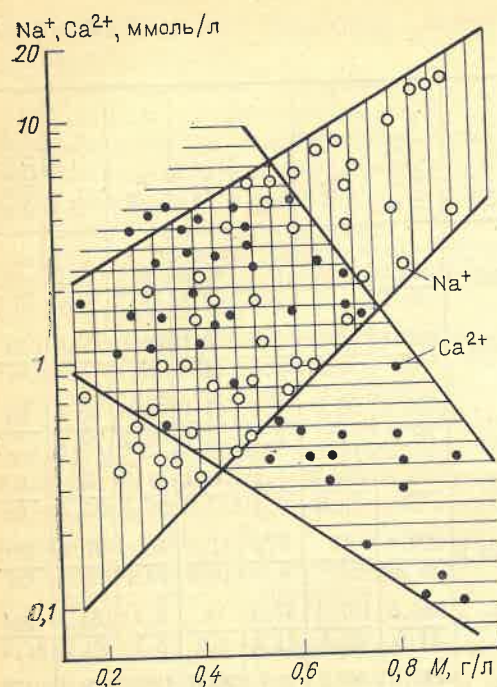


Рис. 1. Зависимость содержания натрия и кальция от минерализации содовых вод

ствует. Отсюда можно сделать заключение, что биохимические процессы не влияют на формирование содовых вод.

Среди гидрогеологов Урало-Поволжья широко распространены представления о происхождении содовых вод в связи с углекислотным выщелачиванием (гидролизом) натриевых алюмосиликатов, являющихся одной из составных частей терригенных пермских пород [1, 9]. В результате выполненных нами петрографических исследований установлено, что в составе верхнепермских песчаников содержание полевых шпатов, представленных альбитом, олигоклазом и андезином (т. е. натрий-кальциевыми плагиоклазами), не превышает 10—15 %. Вместе с тем водовмещающие песчаники отличаются высокой карбонатностью (до 40—50 %).

Интенсивность процессов гидролиза зависит от насыщенности подземных вод углекислотой. Однако, как показано в работе [4], даже при высоких ее концентрациях формирующиеся в результате гидролитического расщепления полевошпатовых минералов гидрокарбонатные воды по катионному со-

ставу будут смешанными (натриево-магниево-кальциевыми). Следовательно, в условиях Волго-Камского артезианского бассейна за счет воздействия на такие породы инфильтрационных вод, содержащих небольшое количество углекислоты (обычно 20—30 мг/л), образование чистых гидрокарбонатных натриевых вод крайне маловероятно. По нашему мнению, природа содовых вод первой модификации, в составе которых доминируют кальций и магний, а натрий занимает подчиненное положение, хорошо объясняется гидролизом натрийсодержащих алюмосиликатов с параллельно протекающим выщелачиванием карбонатов.

Как утверждается в работе [10], при углекислотном выветривании алюмосиликатов накопление соды в растворе начинается с насыщения его кальцитом. Этот вывод вытекает из различной растворимости CaCO_3 и Na_2CO_3 . В этой связи интересен характер поведения ионов кальция и натрия в содовых водах Урало-Поволжья, имеющих различную степень минерализации. Как оказалось, с ростом последней от 0,2 до 1,2 г/л концентрация натрия неуклонно возрастает, а кальция уменьшается (рис. 1). В наиболее минерализованных содовых водах содержание кальция составляет всего 2—10 мг/л (0,1—0,5 ммоль/л), тогда как натрия достигает 200—300 мг/л (9—13 ммоль/л).

Еще более отчетливо обратная связь между кальцием и натрием видна на рис. 2. Подобная зависимость дает основание предположить существование в Урало-Поволжье природного механизма, регулирующего поступление в раствор натрия и одновременный вывод из него кальция. На основании гидрогеологических данных можно заключить, что таким механизмом служит катионный обмен между кальцием гидрокарбонатных вод и натрием ПК пород.

Проблема формирования гидрокарбонатных натриевых вод Волго-Камского бассейна за счет обменно-адсорбционных процессов до последнего времени не обсуждалась из-за отсутствия специальных исследований в этой области. Вместе с тем известно, что реакции катионного обмена между твердой и жидкой фазами имеют обра-

тимый характер, однако, ввиду того что кальций обладает в 4—5 раз более высокой, чем натрий, энергией поглощения, она более интенсивно протекает слева направо. В результате при отсутствии в породах легкорастворимых сульфатов и хлоридов могут образоваться почти чистые содовые воды.

Для выяснения роли ионообменных процессов в накоплении натрия в гидрокарбонатных водах выполнено исследование ПК терригенных верхнепермских отложений (песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин), залегающих на глубине до 150 м. Образцы пород отбирались как из обнажений, так и из керна скважин. В последнем случае параллельно производился отбор проб подземных вод, что дало возможность сопоставить соответствующие гидрогеохимические данные. Методика экспериментальных работ изложена нами ранее [6].

Емкость обмена верхнепермских пород в первую очередь определяется их литологией. Наиболее высокими адсорбционными свойствами обладают тонкодисперсные породы — глины и аргиллиты, — для которых емкость ПК обычно превышает 35—40 ммоль/100 г. Емкость ПК песчаников и алевролитов, как правило, не выходит за пределы 25—30 ммоль/100 г, но в отдельных случаях достигает 66,9 ммоль/100 г. (табл. 2).

Концентрация поглощенного кальция и натрия и соотношения между ними зависят от глубины залегания пород. В верхней части верхнепермского разреза (в интервале 0—50 м), соответствующей зоне гидрокарбонатных кальциевых вод, в ПК преобладает кальций (до 86,8—94,8 %, или 1,18—1,26 г/100 г), а натрий занимает резко подчиненное положение (0,9—7,1 %, или 0,008—0,1 г/100 г). Отношение $\text{гCa}/(\text{гNa} + \text{гK})$, являющееся показателем генезиса катионов ПК, равно 10,6—46,1 (см. табл. 2, пробы 1—7). ПК этих пород относится к так называемому «континентальному» типу (по определению А. Н. Бунеева [3]). Однако, учитывая гидрогеохимические условия верхнепермского седиментогенеза, выразившиеся в широком развитии соленых (натриевых) палеоводое-

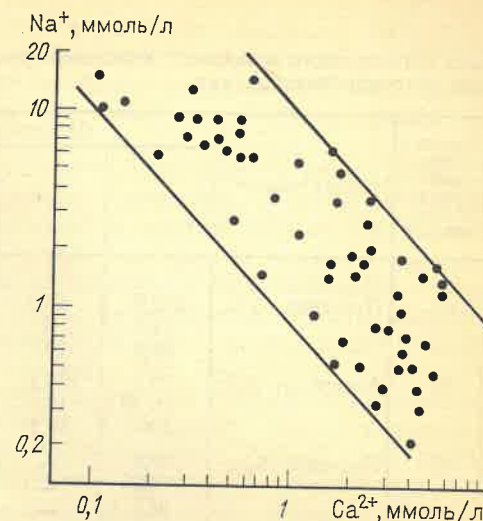


Рис. 2. Связь между содержанием натрия и кальция в содовых водах

мов, следует считать, что ПК пород этой группы сформировался за длительный (свыше 225 млн. лет) инфильтрационный этап развития Волго-Камского артезианского бассейна из ПК «морского» типа.

С увеличением глубины залегания отложений, сопровождающимся снижением подвижности подземных вод, состав адсорбированных катионов существенно изменяется. В интервале 50—150 м вертикального гидрогеохимического разреза в зоне гидрокарбонатных натриевых вод содержание поглощенного натрия резко возрастает (до 0,32—0,43 г/100 г), а кальция или уменьшается, или остается на прежнем уровне (0—0,38 г/100 г). Отношение $\text{гCa}/(\text{гNa} + \text{гK})$ обычно меньше единицы (0—0,98), иногда до 1,33—1,85 (см. табл. 2, пробы 8—15). Сохранность от десорбции сингенетического породам натрия здесь обеспечивается благодаря весьма низкой поровой проницаемости их, а также снижению интенсивности инфильтрационного водообмена.

Концентрация магния и калия в ПК пород не зависит от их положения в верхнепермском разрезе и изменяется беспорядочно: Mg — от 0 до 170 мг/100 г, K — от 0 до 29,5 мг/100 г.

Наблюдается тесная связь между составами катионов, находящихся в поглощенном и гидратированном состояниях. Именно в породах с ПК

Таблица 2

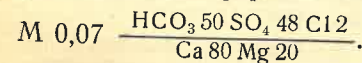
Состав поглощенного комплекса верхнепермских пород
в зоне гидрокарбонатных вод

№ пробы	Глубина отбора породы в скважине, м	Порода, возраст	Поглощенные катионы*				Емкость обмена, ммоль/100 г	г Ca ²⁺ / г Na ⁺ + г K ⁺	Индекс состава воды по О. А. Аленкину
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺			
1	15	Песчаник P ₂ kz	232,5 11,6 68,4	60,2 5 29,5	8,5 0,37 2,1	—	16,97	81,4	C ^{MgCa}
2	20	Алеврит P ₂ kz	208,2 10,39 50	120,4 10 48,2	8,5 0,37 1,8	—	20,76	28,1	C ^{MgCa}
3	30	Песчаник P ₂ kz	297,6 14,85 91,7	— — —	26,4 1,15 7,1	7,8 0,2 1,2	16,2	11	C ^{MgCa}
4	25	Песчаник P ₂ kz	1262 63,18 94,8	26 2,14 3,2	14,1 0,61 0,9	29,5 0,76 1,1	66,89	46,1	C ^{MgCa}
5	45	Песчаник P ₂ u	637,3 31,8 78,8	85,1 7 17,4	36,6 1,59 3,8	—	40,39	20	C ^{Ca}
6	31	Аргиллит P ₂ u	390,8 19,5 55,2	170,2 14,0 39,6	24,8 1,08 3,1	29,7 0,76 2,1	35,34	10,6	C ^{Ca}
7	26	Аргиллит P ₂ u	1182 58,97 86,8	53,9 4,44 6,5	97,7 4,25 6,3	11,7 0,3 0,4	67,96	13	C ^{NaCa}
8	120	Алеврит P ₂ kz	295,6 14,78 41,7	75,1 6,17 17,4	321,5 13,98 39,4	21,2 0,54 1,5	35,47	1	C ^{Na}
9	146	Аргиллит P ₂ kz	378,6 18,93 38,9	127,3 10,5 21,5	426,9 18,5 38,1	29,1 0,8 1,5	48,73	1	SC ^{Na}
10	108	Аргиллит P ₂ kz	278 14,35 36,1	104,2 8,32 21	375 16,31 41,1	28,6 0,73 1,8	39,71	0,8	SC ^{Na}
11	65,5	Песчаник P ₂ kz	179,4 8,95 38,6	91,5 7,5 32,3	145 6,3 27,2	17,4 0,45 1,9	23,2	1,3	C ^{Na}
12	90	Песчаник P ₂ kz	104,2 5,2 32,2	60,2 5 31	136,8 5,95 36,7	— — —	16,15	0,9	C ^{Na}
13	130	Песчаник P ₂ u	— — —	48,6 4 40,2	136,8 5,95 59,8	— — —	9,95	0	C ^{Na}
14	99	Алеврит P ₂ kz	147,5 7,36 34,1	85,4 7 32,4	156 6,78 31,4	17,4 0,45 2,1	21,59	1	C ^{Na}
15	140	Песчаник P ₂ kz	298,6 14,9 53,3	60,8 5 17,9	185,1 8,05 28,8	— — —	27,95	1,9	C ^{Na}

* Первая строка — мг/100 г, вторая — ммоль/100 г, третья — %.

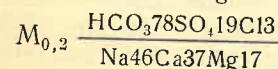
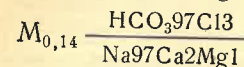
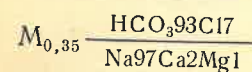
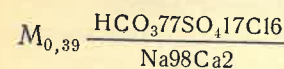
«морского» типа, богатым адсорбированным натрием, заключены гидрокарбонатные натриевые воды. Эти данные указывают на то, что основным процессом, формирующим чистые содовые воды, является катионный обмен в системе вода — порода.

Обменно-адсорбционное происхождение гидрокарбонатных натриевых вод полностью подтверждается также и результатами исследования водных вытяжек из верхнепермских пород. В качестве растворителя при их приготовлении использовались кислые (рН 6,4) атмосферные осадки состава:

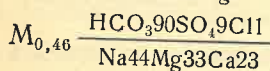
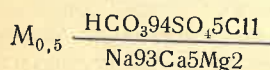
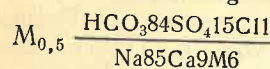
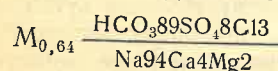


Соотношение воды и породы составляло 5:1, время настаивания — одни сутки. Химический состав некоторых наиболее представительных вытяжек содового типа приведен ниже.

Водные вытяжки



Подземные воды



Как видно из представленных данных, минерализация водных вытяжек по сравнению с исходным растворителем (дождевая вода) возросла в 2—5 раз; содержание натрия в растворе увеличилось до 98 %, а рН — до 7,8—8,8, т. е. он приобрел отчетливый щелочной облик. Гидрогеохимические изменения заключаются в следующем. В ходе эксперимента в результате взаимодействия агрессивного растворителя с карбонатами терригенных по-

род в растворе вначале появились ионы кальция и магния, которые в дальнейшем вытеснили из ПК эквивалентное количество адсорбированного натрия.

Важно подчеркнуть, что в ионнообменных реакциях участвуют также кальций и магний самого растворителя, поэтому многие водные вытяжки по сравнению с ним оказались сильно обедненными щелочноземельными компонентами. Все это указывает, с одной стороны, на высокую способность верхнепермских пород к катионному обмену и большую скорость протекания процесса, а с другой — на подчиненность принципу эквивалентности взаимодействующих ионов, вытекающему из закона действующих масс.

Надо отметить близость химического состава водных вытяжек из пород и циркулирующих в них подземных вод. Естественно, при сравнительном анализе этих растворов обнаруживаются и некоторые различия, обусловленные как точечным характером литолого-гидрогеохимического опробования, так и условиями самого эксперимента. В частности, более низкая минерализация вытяжек относительно подземных вод объясняется небольшой продолжительностью опыта (односуточное настаивание), при котором не достигается равновесия в системе $CaCO_3-H_2O-CO_2$.

Процессы катионного обмена, как уже указывалось, имеют обратимый характер, поэтому гидрокарбонатные натриевые воды неустойчивы и могут сохраняться лишь в относительно спокойных гидрогеодинамических условиях, в слабопроницаемых глинистых породах. По мере миграции к зонам разгрузки (гидрографическая сеть) они поступают в иную литолого-гидрогеохимическую среду, вызывающую сдвиг ионообменной реакции справа налево, и в результате этого метаморфизуются в обратном направлении в гидрокарбонатные кальциевые воды. Поэтому чистые содовые воды на территории Урало-Поволжья не имеют регионального развития и практически никогда не встречаются в естественных водопроявлениях на поверхности.

Полученные данные позволяют сделать вывод о ионообменной природе гидрокарбонатных натриевых вод Вол-

го-Камского артезианского бассейна. Результаты выполненных исследований необходимо учитывать как при выяснении генезиса содовых вод, так и при решении вопроса об их использовании в качестве геохимического индикатора на минералы карбоната натрия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Т. П. Гидрогеология и гидрохимия Поволжья. М.: Наука, 1965.
2. Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М.: Недра, 1973.
3. Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. М.: Медгиз, 1956.
4. Врублевский М. И. Углекислые воды юрской депрессии Западного Кавказа. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. Л., 1966, с. 76—88.

УДК 553.078 : 556.32(470)

В. М. МИЛЬКОВ, С. Б. РУФОВ, Л. П. БЕЛОНИНА (ПГО «Ухтанефтегазгеология»)

Гидрохимическая зональность пластовых вод и ордовикская соленосная формация Предуралья

Перспективы нефтегазоносности на больших глубинах Предуральского краевого прогиба Печорского НГБ связываются с подсолевыми отложениями, где на Кочмесской площади получены притоки газа (скв. 3 — Кочмес при забое 5629 м из ордовикских отложений). Гидрогеологическая обстановка, а в частности вертикальная гидрохимическая зональность, может служить своеобразным индикатором при изучении распространения внутри-солевых растворов (рапы) солеродных бассейнов.

При отбраковке пластовых вод авторами учитывалась методика их отбора: глубинная или устьевая, наличие солянокислой обработки скважины, гидрохимическая характеристика, концентрация микрокомпонентов, характерные гидрохимические коэффициенты $\frac{Na}{Cl}$ и $\frac{Cl}{Br}$ отношение.

На территории Печорского НГБ эвапоритовые отложения, представленные солями (галитом, карналлитом и сильвинитом), приурочены к раннепермскому (кунгурский век) и поздне-

5. Попов В. Г. Закономерности распределения и накопления фтора в подземных водах Южного Предуралья. — Геохимия, 1980, № 6, с. 927—934.
6. Попов В. Г. Формирование сульфатных натриевых вод Волго-Камского артезианского бассейна. — Сов. геология, 1985, № 10, с. 115—124.
7. Попов В. Г. Роль катионного обмена в формировании рассолов Предуралья. — Сов. геология, 1986, № 9, с. 112—119.
8. Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1969.
9. Станкевич Е. Ф., Каштанов С. Г. Гидрохимическая характеристика пресных и слабосолоноватых подземных вод Татарской АССР. — В кн.: Гидрогеология и геотектоника Среднего Поволжья и Енисейского Кряжа. Казань, 1974, с. 3—24.
10. Шварцев С. Л. Геохимия и формирование состава подземных вод инфильтрационного цикла. — В кн.: Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск, 1982, с. 148—179.

ордовикскому времени. Они обладают хорошей экранирующей способностью для скопления залежей углеводородов. Так, все основные газовые и газоконденсатные месторождения Верхнепечорской впадины открыты под кунгурской сульфатно-галогенной толщей: Вуктыльское газоконденсатное месторождение, газовые залежи на Рассохинской, Курьинской и Пачгинской структурах. Поэтому роль границы распространения эвапоритовых отложений при прогнозе залежей углеводородов несомненна.

По данным поискового и разведочного бурения кунгурские соли распространены на юго-востоке Омра-Лузской седловины и на юге Верхнепечорской впадины (рис. 1). В стратиграфическом разрезе верхняя часть кунгурского яруса нижней перми (иреньский горизонт) представлена соленосной толщей мощностью около 450 м и подразделяется на три пачки: подстилающие галитовые, калийно-магниевые, покровные галитовые соли. Присутствие в разрезе калийно-магниевых солей указывает на полноразвитый гало-

генез. Подстилает соленосные отложения сульфатно-терригенная толща *.

Верхнеордовикские соленосные отложения вскрыты на Кочмесской площади Косью-Роговской впадины. Наиболее полный разрез представлен в скважине 5. Здесь отмечается карбонатно-эвапоритовая (5365—5505 м), терригенно-эвапоритовая (5505—5672 м) и карбонатно-эвапоритовая (5672—6175 м) толщи. Соли (по керну) представлены галитом бесцветным, прозрачным от мелко- до крупнокристаллического, мощностью до 0,8 м. Такую формацию, возникающую при неполном галогенезе, можно назвать галитовой.

Рассмотрим гидрогеохимические условия областей распространения соленосных отложений. В районах развития кунгурских солей подземные воды являются рассолами выщелачивания (надсолевые рассолы). Для них характерны высокие минерализации (до 313 г/л), низкие концентрации микрокомпонентов (йода — до 6 и брома — до 172 мг/л), низкие значения коэффициента метаморфизации $\frac{Na}{Cl}$ 0,93 ÷ 0,99 и высокие хлор-бромные отношения 1981—2922 (таблица). Наиболее характерным примером рассолов выщелачивания может служить проба пластовой воды из скв. 1014 — Еловка, отобранная в 44 м выше кровли кунгурских солей. Здесь минерализация пластовых вод составляет 312,83 г/л (интервал 276—321 м, соликамские отложения), $\frac{Na}{Cl}$ — 0,99; $\frac{Cl}{Br}$ — 2922. Микрокомпоненты: йод отсутствует, бром — 63,93 мг/л.

В зоне отсутствия галогенных осадков (север Верхнепечорской впадины) коэффициент метаморфизации $\frac{Na}{Cl}$ повышается до 0,87—0,78, а хлор-бромное отношение меняется в пределах 442—1120 (см. таблицу). Кроме того, отмечается рост концентрации йода и брома. Однако следует отметить, что как в области развития, так и в области отсутствия галогенных отложений,

* Николаев Ю. Д., Сивков С. Н. Взаимосвязь эвапоритовых отложений Тимано-Печорской провинции с залежами нефти и газа. — В кн.: Нефтегазоносность регионов древнего соленакпления. Новосибирск, 1982, с. 79—84.

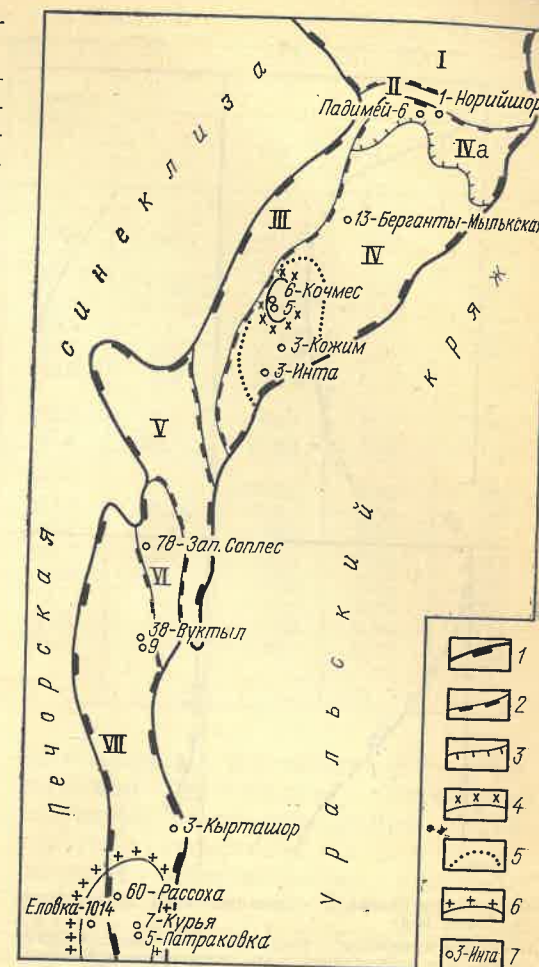


Рис. 1. Схема распространения кунгурских и верхнеордовикских галогенных формаций Предуральского краевого прогиба:

границы тектонических структур: 1 — крупнейшей (надпорядковых), 2 — крупных (первого порядка), 3 — второго порядка; границы распространения верхнеордовикских соленосных отложений: 4 — фактические, 5 — прогнозные; 6 — границы распространения кунгурских соленосных отложений; 7 — номер скважины, площадь; I — Коротайхинская впадина, II — гряда Чернова, III — поднятие Чернышева, IV — Косью-Роговская впадина, IVa — Воркутская ступень, V — Большесытинская впадина, VI — Среднепечорское поперечное поднятие, VII — Верхнепечорская впадина

минерализация пластовых вод высокая, а кривые вертикальной гидрохимической зональности аналогичны (рис. 2,а). Анализ фактического материала позволяет предположить, что в кунгурском веке соли имели повсеместное распространение в Верхнепечорской впадине и на юго-востоке Омра-Лузской седловины. В этот период времени при тектоническом погружении происходит трансгрессия моря, которая сопровождается накоплением

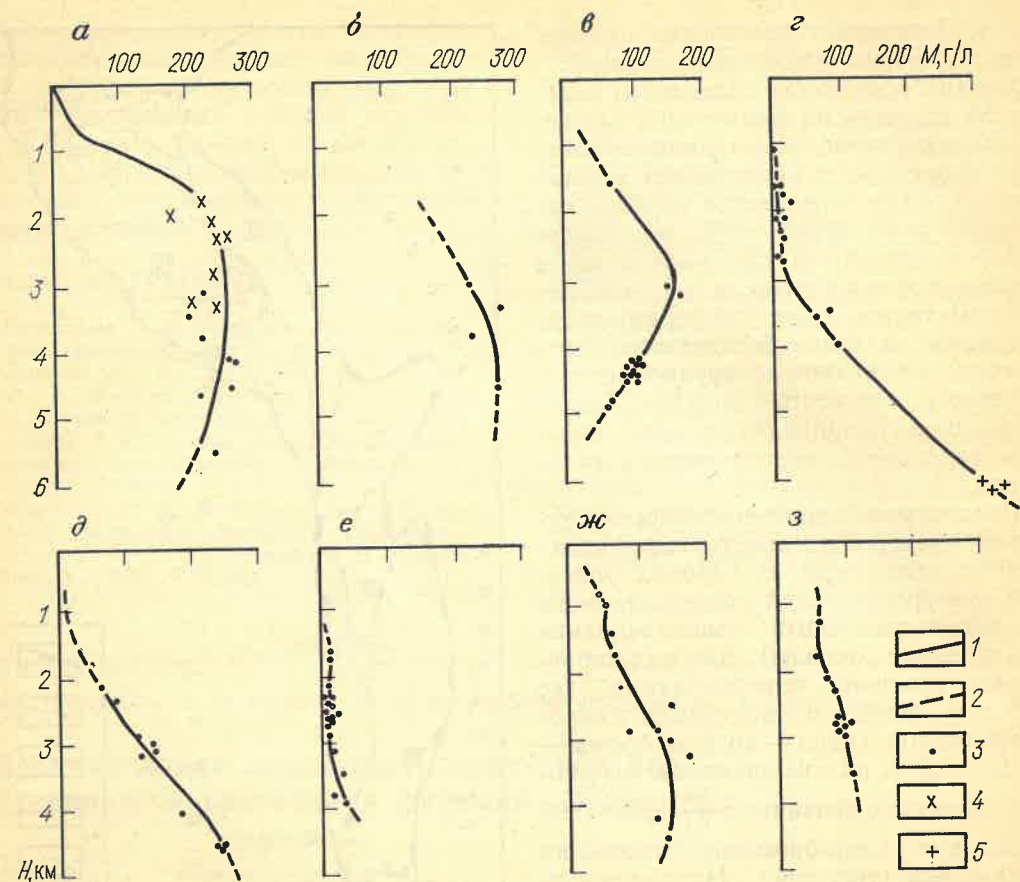


Рис. 2. Вертикальная гидрохимическая зональность пластовых вод:

а — Верхнепечорская впадина; б — Кырташорская площадь; в — Среднепечорское поперечное поднятие; г — Косью-Роговская впадина; д — западная зона, е — восточная зона, ж — гряда Чер-

осадков (формирование водоносных комплексов) и образованием седиментогенных вод. По окончании элизионного этапа значительная часть Верхнепечорской впадины и Омра-Лузской седловины испытывает постепенное поднятие с одновременной регрессией моря и денудацией водоносных пород. С этого момента на большей части рассматриваемой территории начинается второй этап гидрогеологического цикла — инфильтрогенный. В это время формируются инфильтрогенные воды, которые смешиваются с водами седиментогенного генезиса. Поэтому по генетическому облику пластовые воды северной и южной части Верхнепечорской впадины близки.

По гидрохимическим показателям пластовых вод в пределах Верхнепечорской впадины особо выделяется Кырташорская площадь. Под-

нышева, з — Большесынинская впадина; линии изменения минерализации пластовых вод с глубиной: 1 — фактическая, 2 — прогнозная, 3 — минерализация пластовых вод, г/л; минерализация в зоне развития галогенных отложений: 4 — кунгурских, 5 — ордовикских

земные воды рассматриваемой структуры — типичные рассолы выщелачивания: высокая минерализация, достигающая в интервале 4436—4507 м 262 г/л, низкие концентрации брома и йода, низкие значения коэффициентов метаморфизации $r_{\frac{Na}{Cl}}$ 0,94—0,97 и высокие хлор-бромного отношения 1150—1865 (рис. 2, б). Вероятно причина возникновения такого явления — это воздействие палеокунгурского солеродного бассейна.

Восточнее Верхнепечорской впадины располагается Среднепечорское поперечное поднятие. Проведем анализ существующих в этом районе условий. Во-первых, минерализация пластовых вод здесь значительно ниже, чем в Верхнепечорской впадине, во-вторых, вертикальная гидрохимическая зональность имеет инверсионный характер,

Основные гидрохимические показатели пластовых вод

Площадь	№ скважины	Интервал опробования, м	Возраст вмещающих пород	Минерализация, г/л	Микрокомпоненты, мг/л		Коэффициенты	
					Ж	Вг	$r_{Na/Cl}$	Cl/Br
Патраковка	5	2044—2084	C_{2m} — $P_{1a}g_1$	244,1	Следы	61,5	0,93	2388
Курьинская	7	2805—2840	C_{2-3}	244,9	Не опр.	58,6	0,99	2504
Рассохинская	60	1887—2211	C_3 — P_{1a}	251,1	Не опр.	61,3	0,99	2453
Еловка	1014	276—322	P_{2sl}	312,8	—	63,9	0,99	2922
Вуктыльская	9	3587—4013	C_{2m}	263,0	5,3	171,6	0,93	928
То же	38	4967—5446	D_3fm — C_{1t}	239,8	6,3	131,0	0,78	1120
Кырташор	3	4436—4507	C_{1v3}	262,3	5,9	84,7	0,97	1865
Западный	78	4700—4783	S_2	67,4	20,7	216,4	0,56	189
Соплес	6	5572—5708	O_3	342,2	—	1092,2	0,55	189
Кочмеская	5	6115	O_3	334,1	3,2	620,2	0,65	327
То же	3	4480—4502	C_{1s}	249,5	6,8	78,5	0,96	1921
Интинская	3	4457—4514	C_2	242,7	0,5	42,1	0,97	3374
Кожимская	6	3784—3802	D_1	13,5	1,1	25,6	0,85	278
Падимейская	1	2396	C_{1t}	7,7	0,4	15,6	0,82	250
Норийшорская	25	3435—3510	C_{1t}	64,9	7,4	51,2	0,94	714
Кочмеская	1	3790—3830	D_3fm	91,3	2,5	149,3	0,87	358
Берганты-мылькская								

т. е. понижение минерализации с определенных глубин (рис. 2, в). Коэффициент метаморфизации $r_{\frac{Na}{Cl}}$ составляет 0,50—0,80, хлор-бромные отношения 134—324 (таблица). Отмечаются промышленные концентрации йода (31—50 мг/л) и брома (347—483 мг/л) на Западно-Соплесской площади. Таким образом, по значениям минерализации, коэффициенту метаморфизации ($r_{\frac{Na}{Cl}} < 0,87$), и хлор-бромному отношению ($Cl/Br < 300$) пластовые воды Среднепечорского поперечного поднятия являются седиментогенными и не несут следов влияния каких-либо галогенных отложений.

Как уже отмечалось, верхнеордовикская солёная толща встречена на Кочмеской площади Косью-Роговской впадины, которая подразделяется на три зоны, различающиеся по морфологии структур. Это западная (зона внешнего борта и центральной части прогиба), восточная (зона внутреннего борта) и северная (Воркутская ступень). В западной зоне Косью-Роговской впадины наиболее изученными в гидрогеологическом отношении являются Кочмеская и Бергантымыль-

ская площади. Вертикальная гидрохимическая зональность Кочмеской структуры носит нормальный характер (т. е. происходит постепенное повышение минерализации пластовых вод с глубиной; рис. 2, г). Причем в области развития галогенных отложений минерализация достигает максимальных значений — 342 г/л. Для этих вод характерна высокая степень метаморфизации $r_{\frac{Na}{Cl}}$ — 0,55—0,65; Cl/Br — 189—327. Следует отметить также, что в пластовых водах содержится большое количество брома, вплоть до 1092 мг/л. Вверх по разрезу от границы развития ордовикской солёной формации влияние рапы значительно снижается. Так, в скважине 25-Кочмес пластовые воды турнейских отложений в интервале глубин 3435—3510 м имеют минерализацию 64 г/л; $r_{\frac{Na}{Cl}}$ 0,94; Cl/Br 714 и в некоторой степени приобретают инфильтрогенный облик. Проникновению рапы ордовикского солёного бассейна как в плане, так и в вертикальном разрезе способствует, по-видимому, наличие в солёных отложениях зоны АВПД (коэффициент аномальности 1,52). На Бергантымылькской структуре воды имеют се-

диментогенный облик и не несут отпечатков галогенного воздействия: $\text{г } \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} 0,87$; $\text{Cl/Bg } 345$ при минерализации 84 г/л. Таким образом, граница рассолов выщелачивания для западной зоны находится, вероятно, несколько южнее Бергантымыльской площади.

Вертикальная гидрохимическая зональность восточной зоны Косью-Роговской впадины до исследованных глубин аналогична западной зоне (рис. 2, д). Низкие концентрации брома на Интинской и Кожимской площадях, вероятно, объясняются разбавлением рассолов выщелачивания водами инфильтрованного генезиса по мере продвижения вверх по разрезу от границы развития верхнеордовикских соленосных отложений. Воды данной зоны отличаются высокими минерализациями до 250 г/л (4480—4502 м), низкими значениями $\text{г } \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} (0,91—0,98)$ и высокими $\text{Cl/Bg } (1921—3374)$.

В северной зоне (Воркутская ступень) в вертикальном гидрохимическом разрезе преобладает низкая минерализация пластовых вод вплоть до глубин 4 км (рис. 2, е). Скважина 6-Падимей в интервале глубин 2802—3784 м вскрыла пластовые воды с концентрацией 13,5 г/л с характерными коэффициентами метаморфизации для седиментогенных вод: $\text{г } \frac{\text{Na}}{\text{Cl}} 0,85$; $\text{Cl/Bg } 278$. Таким образом, гидрохимические показатели для северной зоны свиде-

тельствуют об отсутствии здесь верхнеордовикской соленосной формации, т. е. практически не отмечается ее влияние на засоление вышележащих водоносных комплексов.

Рассмотрим возможность распространения ордовикской соленосной толщи на гряде Чернышева и в Большесынинской впадине. Для первой характерна инверсионная гидрохимическая зональность (рис. 2, ж), что практически исключает на больших глубинах распространение солей. Большесынинской впадине соответствует нормальная гидрохимическая зональность (рис. 2, з). Воды в основном седиментогенные и не несут следы влияния галогенных отложений.

Таким образом, анализ вертикальной гидрохимической зональности пластовых вод показал, что; 1) рассолы выщелачивания как в плане, так и в разрезе имеют значительный ореол рассеяния; 2) состав пластовых вод кунгурских и верхнеордовикских отложений различен (особенно микрокомпонентный); водам ордовикских отложений свойственны высокие коэффициенты метаморфизации, низкие хлорбромные отношения и высокие концентрации брома — более 1 г/л; 3) граница рассолов выщелачивания в плане, по-видимому, будет соответствовать границе распространения галогенных формаций; 4) ордовикские соли имеют распространение лишь в южной части Косью-Роговской впадины (Кочмес-Инта, Кожим).

Памятные даты

90-летие Владимира Михайловича Крейтера

Исполнилось 90 лет со дня рождения Владимира Михайловича Крейтера, основоположника отечественной школы разведчиков недр, создателя учения о методике поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

В. М. Крейтер родился 24 октября 1897 г. в городе Кузнецке в семье учителя. После окончания горного института В. М. Крейтер работал некоторое время горным инженером на угольных шахтах Урала, а позднее (с 1926 г.) возглавил разведочные работы на полиметаллических месторождениях Забайкалья. Благодаря его выдающимся способностям и кипучей энергии Владимир Михайлович уже в молодые годы был принят в коллектив Геологического комитета — высшего тогда научно-производственного учреждения в стране.

В 1929—1930 гг. он был командирован в США и Мексику для изучения зарубежного опыта геологоразведочных работ и ознакомления с месторождениями полезных ископаемых новых для СССР типов. Вернувшись на Родину, он использовал накопленный опыт для проведения экспертной геолого-экономической оценки вновь выявленных месторождений, в первую очередь медно-порфировых, стратиформных свинцово-цинковых, скарновых вольфрамовых и др.

В. М. Крейтер уделял много внимания и вопросам техники геологоразведочных работ. Изучив в США опыт дробового бурения, он способствовал его внедрению в Советском Союзе. В начале 30-х годов это было очень важно для нашей страны, испытывавшей большие экономические трудности из-за отсутствия отечественных алмазов и твердых сплавов.

Педагогическая деятельность В. М. Крейтера началась в 1933 г. в Московском геологоразведочном институте, где он возглавлял кафедру разведочного дела, а с 1935 г. и в Московском институте цветных металлов и золота.

В 1941—1943 гг. В. М. Крейтер читал курсы лекций по методике разведки студентам старших курсов горного факультета Среднеазиатского индустриального института. В конце 50-х годов он выезжал в КНР для чтения лекций в геологических вузах Пекина. Тогда же основные его работы были переведены на китайский язык.

Последние годы жизни Владимир Михайлович заведовал кафедрой в Университете дружбы народов им. Патриса Лумумбы. В ознаменование его выдающегося вклада в дело подготовки кадров высококвалифицированных специалистов-геологов для развивающихся стран, создающих свою собственную геологоразведочную службу, в университете ежегодно в день рождения В. М. Крейтера проводятся традиционные научные чтения. Его именем названо хромитовое месторождение в Судане, открытое одним из выпускников этого университета.

За многие годы педагогической деятельности В. М. Крейтер проявил себя блестящим педагогом, талантливым воспитателем целого поколения геологов. Он никогда не отходил от решения важнейших задач геологической прак-



тики. Поэтому все его теоретические разработки в области методики поисков и разведки полезных ископаемых, анализа структур рудных полей и месторождений, оценок месторождений по их выходам и других проблем имели конкретную практическую направленность и определялись требованиями народного хозяйства. Владимир Михайлович активно участвовал в делах горной промышленности, был экспертом и консультантом геологической службы цветной металлургии, химической промышленности, Северного морского пути и постоянным экспертом Всесоюзной комиссии по запасам (ВКЗ). Он был одним из немногих в то время геологов, развивавших идеи геолого-экономической оценки разведываемых месторождений. Он лично дал промышленную оценку многим рудным месторождениям в стране, в том числе таким выдающимся объектам, как Блява, Каджаран, Миргалмсай и др.

Особо ярко талант В. М. Крейтера-эксперта раскрылся в годы Великой Отечественной войны, когда ему пришлось давать ответственные заключения о возможности ускоренного промышленного освоения как ранее известных, так и только открытых проявлений и месторождений оборонных видов минерального сырья, расположенных в восточной части страны и призванных восполнить потерю горнодобывающих мощностей, находившихся на временно оккупированной территории СССР.

Первое научное обобщение идей о поисках и разведке полезных ископаемых нашло отражение в известном труде В. М. Крейтера — учебнике, изданном в 1940 г., который стал настольной книгой всех отечественных геологов-разведчиков.

Учение, названное В. М. Крейтером «Методика поисков и разведки полезных ископаемых», сформировалось как прикладная наука на сопряжении трех научных направлений: геологического, технического и экономического. Объектами ее изучения были промышленные типы месторождений полезных ископаемых (это понятие впервые было введено и обосно-

вано В. М. Крейтером), а методами — аналогии и оценки, что обеспечило подходы к прогнозированию полезных ископаемых с помощью поисковых критериев и признаков.

Основные положения методики и техники геологоразведочного производства были выражены принципами, основными методами и системами разведки, методологией поисков и совокупностями поисковых комплексов. За это капитальное исследование В. М. Крейтеру была присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук, а его книга, дважды переиздававшаяся в нашей стране, была переведена на английский, французский, испанский и другие языки.

Крупный ученый и педагог Владимир Михайлович был ярким человеком и в повседневной жизни. Его исключительное великодушие и благородство в поступках сочетались с принципиальностью и твердостью в отстаивании своих научных взглядов и интересов.

Отрадно видеть, что идеи В. М. Крейтера живут в его учениках и последователях благодаря оставленному динамичному научному наследию и доброй памяти многих людей, знавших его лично.



ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

УДК 551.79(047.6)

О. М. АДАМЕНКО (ИГГ АН МолдССР), М. Н. АЛЕКСЕЕВ (ГИН АН СССР),
П. Д. БУКАТЧУК (Упр. геологии МолдССР), Н. В. ГОЛЬБЕРТ,
В. Л. ДУБИНСКИЙ (ИГГ АН МолдССР)

Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода

IV Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода проходило в г. Кишиневе с 30 сентября по 2 октября 1986 г. Совещание сопровождалось геологическими и археологическими маршрутами на опорные разрезы антропогена и палеолита Молдавского Приднестровья. Его подготовили Академия наук СССР (Комиссия по изучению четвертичного периода, Геологический институт и Институт географии), Академия наук Молдавской ССР (Институт геофизики и геологии, Институт зоологии и физиологии, Отдел географии, Отдел этнографии и искусствоведения) и Управление геологии Молдавской ССР. Оргкомитет совещания работал под руководством вице-президента АН СССР и председателя Комиссии по изучению четвертичного периода, академика А. Л. Яншина.

Совещание продолжило серию традиционных научных форумов, состоявшихся ранее в Москве (1956 г.), Новосибирске (1964 г.), Хабаровске (1968 г.), Ереване (1973 г.) и Уфе (1981 г.). Совещание подвело итоги пятилетних исследований четвертичного периода, наметило задачи дальнейшего изучения антропогена СССР, а также определило проблемы, с

его ученики составляют большой отряд разведчиков недр. Под его руководством прошли аспирантуру десятки специалистов-геологов, многие из которых стали известными учеными в нашей стране и за ее пределами. Это академик В. И. Смирнов, доктора геолого-минералогических наук В. В. Аристов, Г. Д. Ажигрей, В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевский, А. К. Поляков, Д. П. Резвой, В. А. Невский, Е. М. Лазько, Н. П. Ермаков, Н. Н. Трофимов и многие другие.

Жизненный путь В. М. Крейтера был сложным. Он скончался в канун 1966 г., не дожив до своего 70-летия. Но его идеи и через два десятилетия не потеряли актуальности. Они ждут своего дальнейшего развития в соответствии с новыми достижениями научно-технического прогресса в геологии, с современными экономическими условиями. В наши дни особенно актуальны проблемы промышленной типизации месторождений как эталонов-аналогов при поисках и разведке новых месторождений, стадийности геологоразведочного процесса, достоверности результатов разведки и ряд других геологоэкономических проблем.

которыми выступают советские ученые на очередном XII Конгрессе Международного Союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) в Канаде.

Место проведения совещания выбрано неслучайно. В Молдавии находятся важные опорные разрезы четвертичных отложений, с богатой фауной крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, остракод. Широко известен разрез у г. Тирасполя, давший название тираспольскому фаунистическому комплексу и признанный европейским эталоном нижнего плейстоцена. В последние годы появилось много материалов по детальной стратиграфии морских и лиманных отложений Северо-Западного Причерноморья, по расчленению лёссово-почвенной серии, по археологическим памятникам в долине Днестра. Большой вклад в решение этих проблем внесли геологи, географы, палеонтологи и археологи Москвы, Ленинграда, Украины. Много сделано сотрудниками Академии наук и Управления геологии Молдавской ССР.

В плане подготовки к совещанию Оргкомитет опубликовал тезисы докладов совещания «Корреляция отложений, событий и процессов

антропогена», а также путеводитель экскурсий «Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья». В тезисах опубликовано 402 сообщения 608 авторов, представляющих 127 организаций Академии наук СССР, академий наук союзных республик, Мингео СССР с его 10 производственных геологическими объединениями, 15 университетов и ведомств, а также других министерств и ведомств. В дни работы совещания в Кишиневе экспонировались передвижные выставки: «Четвертичный период в истории Земли» (филиала ВДНХ СССР) и новейшие картографические материалы и литература зарубежных стран по четвертичной геологии Государственной библиотеки им. В. И. Ленина. Участники совещания посетили палеонтологический музей и музей археологии и этнографии Академии наук Молдавской ССР.

В совещании приняло участие около 150 специалистов, занимающихся изучением четвертичного периода и представляющих 73 организации. Работали секции: стратиграфии (26 докладов), литологии и генезиса (15 докладов), палеогеографии (27 докладов), геологии палеолита, истории фауны и флоры (36 докладов), геологической среды, ее охраны, опасных геологических процессов, их моделирования и прогнозирования (14 докладов). На вступительном и заключительном пленарных заседаниях было сделано 6 докладов по главным проблемам геологии четвертичного периода.

В выступлениях освещались практически все основные разделы геологии антропогена: стратиграфия и геохронология, палеогеография ледниковых и перигляциальных областей, вещественный состав и генезис разнофациальных четвертичных отложений, история развития фауны, флоры, растительности и климата, а также геология палеолита, криогенез, опасные геологические процессы и другие аспекты охраны окружающей среды. Большое внимание было уделено вопросам истории древнего человека и его материальной культуры, рассмотрению новых палеонтологических и палеоботанических материалов. Значительное место заняло обсуждение практического использования результатов изучения четвертичных отложений: вопросов геологического картирования, инженерно-геологических изысканий при строительстве гражданских и промышленных объектов, особенно в населенных пунктах, каналах, различных мелиоративных системах.

Совещание констатировало, что настало время для разработки единой схемы хроностратиграфии СССР, скоррелированной с глобальной океанической шкалой. В организационном плане было подчеркнуто большое научное и практическое значение деятельности Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР и ее филиалов.

Одновременно с этим совещание отметило неоправданное прекращение в научных и производственных организациях минерало-петрографических, геохимических и микропалеонтологических исследований. Обращено внимание на слабую изученность палеокриогенных образований, распространенных во многих районах СССР, в том числе и на юге, что сдерживает эффективное использование этих данных для детальной климатостратиграфии.

Совещание приняло решение, в котором дана оценка современного состояния исследований в четвертичной геологии и палеогеографии в СССР, предлагаются пути повышения эффективности исследований и практических мероприятий по поискам полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями, по мелиорации земель, защите сооружений от опасных геологических процессов, а также по рациональному природопользованию. В решении определены приоритетные направления дальнейшего изучения четвертичного периода, отмечена, в частности, необходимость развития работ по проблеме взаимодействия древнего человека и окружающей среды. Принята рекомендация начать на базе широкой кооперации научных и производственных организаций страны составление нового Атласа литолого-палеогеографических карт четвертичного периода СССР в масштабе 1:7 500 000, который подвел бы итоги 20-летних исследований, выявил нерешенные и спорные вопросы четвертичной геологии и палеогеографии.

С целью концентрации сил и средств, а также комплексности изучения четвертичных отложений приняты рекомендации содействовать созданию межведомственных временных научных коллективов, а также практиковать организацию школ геологов-производственников для внедрения новых разработок по составлению детальных стратиграфических схем и серийных легенд в геологическом картировании крупных масштабов. Признано обязательным продолжать работы по детализации геохронологической шкалы четвертичной системы путем существенного усиления геохронометрических исследований в различных регионах страны методами радиоуглеродного, изотопно-кислородного, палеомагнитного, термомоноценного, электронно-парамагнитного резонансного и другими методами. Совещание обратилось с просьбой к Академии наук Молдавской ССР создать в Кишиневе лабораторию геохронологии для датирования физическими методами уникальных палеонтологических и археологических объектов Молдавии, имеющих общесоюзное и международное значение, а также лабораторий и мастерских технической подготовки проб для микропалеонтологических, литолого-минералогических и петрографических исследований. VI Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода вновь обратилось к Межведомственному стратиграфическому комитету СССР с предложением утвердить единую стратиграфическую шкалу четвертичной системы, включая климатостратиграфические таксоны низких рангов с единым толкованием ее нижней границы.

При изучении опасных геологических процессов рекомендовано шире использовать натурные полигоны, моделирование, современные инструментальные и дистанционные методы. По Молдавии, в частности, решено просить руководство республики ускорить создание специализированного научно-производственного объединения по борьбе с оползнями, оврагообразованием, смывом почвенного покрова, просадочностью и другими вредными явлениями, а также для обоснования проектирования, строительства и эксплуатации защитных инженерных сооружений.

После совещания были проведены автобусные геологические и археологические маршруты на опорные разрезы антропогена и палеолита Среднего и Нижнего Приднестровья. Под руководством специалистов, изучающих четвертичную геологию и археологию Молдавии, участники совещания смогли осмотреть наиболее представительные разрезы аллювиальных

У геологов Туркменистана

Очередная встреча редакции журнала «Советская геология» со своими читателями состоялась 5 октября 1987 г. в Туркменском научно-исследовательском геологоразведочном институте (ТуркменНИГРИ) в пос. Берзенги, под Ашхабадом. На этой встрече присутствовали представители не только ТуркменНИГРИ, но и целого ряда производственных организаций Управления геологии ТССР.

Впервые читательская конференция проводилась совместно журналами «Советская геология» и «Разведка и охрана недр». С кратким вступительным словом на конференции выступил зам. директора института т. Захидов А. У., который обратился к присутствующим с предложением принять активное участие в обсуждении работы журналов Мингео СССР по пропаганде решений XXVII съезда КПСС, по освещению процессов перестройки в отрасли, в геологической науке. После сообщения представителей редакций журналов были заданы вопросы, выступили несколько специалистов (т. Назаров Н. О., Кабулов Х. и др.).

Работа журнала «Советская геология» получила в целом положительную оценку, в частности, отмечались как полезные материалы статьи рубрики «Решения XXVII съезда КПСС — в жизнь», посвященные вопросам перестройки в геологической отрасли. Одновременно в адрес редакционной коллегии и редакции было высказано немало критических замечаний, пожеланий и предложений.

Прежде чем перейти к изложению этих замечаний, необходимо сказать, что днем раньше, 4 октября 1987 г., сотрудникам редакций журналов «Советская геология» и «Разведка и охрана недр» была предоставлена возможность провести обсуждение деятельности этих журналов в ходе заключительного заседания школы передового опыта по использованию подземных вод в орошении, проходившей с 1 по 4 октября 1987 г. в г. Ашхабаде. Выступавшими товарищами (Листенгартен В. А., Ованесов А. А., Мухамедов М. и др.), представляющими гидрогеологические и геологические организации РСФСР, Казахстана, Азербайджана, Туркмении, Узбекистана, также были высказаны некоторые пожелания в отношении работы редакций журналов.

Основным критическим замечанием, прозвучавшим, в частности, в выступлении главного геолога Управления геологии ТССР т. Мирзаханова М. К., был справедливый упрек в значительной длительности срока публикации ма-

териалов в журнале «Советская геология», в старении некоторой информации еще до ее появления в журнале.

Совещание прошло на высоком научном и организационном уровне.

Высказывались пожелания в необходимости налаживания обратной связи — помещении на страницах журнала откликов читателей на публикуемые материалы, оценка этих материалов, рекомендации на перспективу.

Желательной и, по-видимому, полезной, как считают некоторые специалисты, могла бы быть более подробная информация о работе научно-исследовательских организаций Мингео СССР, перешедших в условиях перестройки на заказ-нарядную систему.

Ряд товарищей считают целесообразным готовить несколько номеров журнала по региональному признаку, организовывать, например, подборку статей по Туркмении, Казахстану и т. п., в которых освещать наиболее актуальные региональные проблемы и предлагать пути их решения.

Рекомендовано было также систематически давать в журнале информацию о последних достижениях геологической науки в СССР и за рубежом, т. е. ввести новую рубрику под условным названием «Новое в науке». Следует отметить, что близкое по сути предложение высказывалось и на читательской конференции в г. Киеве в мае этого года.

Представителями гидрогеологических организаций был поднят вопрос о необходимости расширения в журнале рубрики «Гидрогеология и инженерная геология».

Несколько замечаний носят частный характер, они касаются некоторых мелких организационных упущений, над их устранением мы постоянно работаем.

Все предложения и критические замечания будут рассмотрены на ближайших заседаниях редакционной коллегии с целью принятия практических мер.

Редакционная коллегия и редакция журнала «Советская геология» благодарят руководство Управления геологии ТССР, Туркменского научно-исследовательского геологоразведочного института, организационный комитет школы передового опыта по использованию подземных вод в орошении за помощь в проведении встреч со специалистами, а также выражают признательность всем товарищам, принявшим участие в обсуждении.

Обращаемся ко всем нашим читателям с просьбой присылать свои замечания и предложения по улучшению работы журнала, повышению действенности наших публикаций.

Список статей, опубликованных в журнале «Советская геология» в 1987 году

70-летию Великого Октября — ударный труд, инициативу, творчество

Козловский Е. А. Ускорение научно-технического прогресса — важный фактор перестройки. № 9, с. 3.

Задачи организаций и предприятий Министерства геологии СССР в свете решений июньского (1987 г.) Пленума ЦК КПСС. № 11, с. 3.

Решения XXVII съезда КПСС — в жизнь

Апельцин Ф. Р. О некоторых методологических вопросах локального прогнозирования. № 2, с. 69.

Ведерников Н. Н., Баталин Ю. В., Аксенов Е. М., Михайлов А. С., Тихвинский И. Н., Файзуллин Р. М., Шаманский И. Л. Состояние и задачи локального прогноза нерудных полезных ископаемых. № 2, с. 36.

Золотов А. Н., Лебедев Б. А., Самсонов В. В. Зоны нефтегазоаккумуляции — объекты локального прогноза. № 2, с. 5.

Иванов В. В., Бескин С. М., Зубов М. А., Лишневский Э. Н., Цыганов А. Е. Методические приемы локального прогноза редкометальных месторождений. № 2, с. 73.

Итоги работы Министерства геологии СССР за 1986 г. и задачи по обеспечению выполнения плана геологоразведочных работ на 1987 г. № 5, с. 3.

Задачи экономического управления отраслевой наукой. № 12, с.

Каждан А. Б. Условия эффективного локального прогноза рудоносности. № 2, с. 63.

Локальный прогноз месторождений и основные задачи дальнейших исследований. № 2, с. 3.

Межотраслевой научно-технический комплекс «Геос»: задачи и проблемы. № 6, с. 3.

Нарсеев В. А., Цыганов В. А. Оценка надежности поисковых работ в районах действующих горнодобывающих предприятий. № 1, с. 3.

Нестеров И. И., Шпильман В. И., Плавник Г. И., Судат Л. Г. Методика локального прогноза нефтегазоносности. № 2, с. 16.

Перестройка отраслевой науки и научные кадры. № 4, с. 3.

Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Володин Р. Н. Принципы металлогенического районирования докембрия СССР на стратиформные руды цветных металлов. № 2, с. 26.

Стоппнер М. Н., Фокин А. Ф., Чупров В. В., Бурдэ А. И. Методические основы геофизических исследований при локальном прогнозе месторождений твердых полезных ископаемых. № 2, с. 56.

Сычев К. И. Основные направления гидрогеологических и инженерно-геологических работ в свете решений XXVII съезда КПСС. № 3, с. 3.

Филатов Е. И., Ширай Е. П. Формационный анализ в прогнозных исследованиях. № 2, с. 45.

Ускорять и углублять перестройку, совершенствовать работу с кадрами. № 8, с. 3.

Научно-технический прогресс в геологии

Козловский Е. А., Зайченко В. Ю., Ерхов В. А., Шукин Ю. К., Ермаков Б. В., Сёмов В. Н. Достижения и перспективы глубоких исследований Земли. № 11, с. 7.

Федорчук В. П. Развитие минерально-сырьевой базы и геологической службы Советского Союза. № 11, с. 21.

Методология, экономика, организация

Азроянц Э. А. Перестройка и экономические проблемы отрасли. № 11, с. 33.

Балашова С. П. О путях совершенствования методов прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. № 3, с. 36.

Благонадеждин Б. И., Ляховский Ю. С. Рудноформационный анализ при геологических работах. № 12, с.

Высоцкий В. Н., Сидоренков А. И. Конкретная цикличность нефтегазоносных формаций. № 1, с. 15.

Гуревич А. Б., Гаврилова О. И., Шишлов С. Б. Методика прогноза качества углей в бассейнах с интенсивным интрузивным магматизмом. № 7, с. 3.

Денисов М. Н. Повышение эффективности и качества разведки месторождений твердых полезных ископаемых. № 11, с. 45.

Добрецов Г. Л., Лесков С. А. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий. № 10, с. 9.

Добрянский А. М., Добрянский Л. А., Ольховский Н. Я. Опыт построения разверток рудных горизонтов Никитовского месторождения. № 8, с. 7.

Иванкин П. Ф. Пути повышения эффективности крупномасштабных геологических съемок. № 3, с. 24.

Казаченко Ю. А., Шиверских Л. В. Учет геологических факторов при выборе рационального варианта эксплуатационного опробования. № 3, с. 30.

Конторович А. Э., Демин В. И., Страхов И. А. Закон «геологоразведочного фильтра» при поисках месторождений углеводородов. № 6, с. 6.

Коринь С. С., Семчук Я. М., Мосора Т. М., Жексембаев Ю. М. Прогнозирование расслоявлений в калийных рудниках Прикарпатья. № 7, с. 12.

Кривцов А. И. Методологические основы локального прогноза рудных месторождений. № 9, с. 12.

Кулиненко О. Р. Опыт реконструкции нижекарбонного торфонакопления по минеральной составляющей угля в Западном Донбассе. № 4, с. 44.

Лейбсон М. Г., Зайцева И. А., Малышева Т. А., Найданов Ю. В. Система подготовки запасов и эффективного развития геологоразведочных работ на нефть и газ. № 5, с. 6.

Минашкин М. А. Экономические рычаги нового хозяйственного механизма. № 12, с.

Погребнов И. Н., Троценко В. В., Макаев В. Ф. Автоматизированный прогноз текто-

нической нарушенности угленосных толщ № 10, с. 3.

Раабен В. Ф., Булатов Н. Н. Связь некоторых показателей нефтегазоносности и ресурсов углеводородов в бассейнах. № 8, с. 13.

Радченко О. А., Коптенко Л. Ю., Рогозина Е. А., Каплан З. Г., Савицкая Н. А. Новые приемы геохимической характеристики природных битумов. № 6, с. 14.

Родионов Д. А. Стохастическая модель геологических последовательностей с пропорциональным эффектом. № 9, с. 20.

Слабоспицкая Е. А. Функция локального распределения содержаний таксонов спор и пыльцы. № 10, с. 17.

Хахаев Б. Н. Основные направления развития сверхглубокого бурения. № 11, с. 39.

Щербаков В. П., Кравчук Э. А., Славкин В. С., Поповин В. В., Гильберштейн А. П., Зинковский В. Е., Шмайн М. М. Эффективность подготовки запасов нефти и газа. № 12, с. 12.

Топливо-энергетическое сырье

Белкин В. И., Медведский Р. И. Жилный тип ловушек нефти и газа. № 9, с. 25.

Богданов М. М. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа в Тимано-Печорской провинции. № 3, с. 44.

Гаврилин К. В. Сапропелиты Канско-Ачинского бассейна. № 7, с. 16.

Гавриш В. К. Прогнозирование нефтегазоносных ловушек Днепровско-Донецкой впадины. № 10, с. 26.

Золотов А. Н. Основные результаты и направления дальнейших работ на нефть и газ. № 11, с. 50.

Иванов В. В., Обухова С. Н. Физические основы разделения осадочного выполнения бассейнов для оценки перспектив нефтегазоносности. № 9, с. 34.

Иванишин В. А., Курилюк Л. В. Региональные геологические исследования в Днепровско-Донецкой впадине. № 8, с. 16.

Капустин И. Н., Кирихин Л. Г., Клевцова А. А., Кузнецов А. Г., Кучерук Е. В. Перспективы нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Восточно-Европейской платформы. № 12, с. 26.

Ларская Е. С., Клецев К. А., Сухова А. Н., Пентина Т. Ю., Горюнова Е. А., Лаптева А. И. Модель газоконденсатно-нефтяной залежи Карачаганакского месторождения. № 4, с. 14.

Литвин И. И. Механизм формирования пластового и порового давлений. № 3, с. 51.

Лукин А. Е., Кривошеев В. Т., Ларченков А. Я. Нефтегазоносные структуры, связанные с узловыми песчаными телами. № 10, с. 39.

Назаркин Л. А. Зависимость газоносности пермских, мезозойских и кайнозойских отложений от палеоклиматических условий их накопления. № 2, с. 76.

Неручев С. Г., Мухин В. В., Рогозина Е. А., Червяков И. Б. Аномально высокие давления — следствие генерации углеводородов и причина взрывного характера их эмиграции. № 10, с. 33.

Никонов В. Ф. Распределение геологических масс углеводородов по разрезу осадочного чехла. № 1, с. 34.

Островский М. И., Богданов В. П., Никонов Н. И., Богданов Б. П. Прогноз рифогенных зон газонакопления Косью-Роговской впадины. № 7, с. 24.

Петренко В. И., Бочкарев А. В. Газогидродинамическое преобразование углей. № 12, с. 35.

Рослый И. С. Прогноз оптимальных условий для заложения скважин в Днепровско-Донецкой впадине. № 4, с. 24.

Савинский К. А., Самсонов В. В., Вайнолин Ю. В., Завадский В. А., Филиппова Г. П., Шморина Е. Ф., Яковлев И. А. Приенисейская моноклиналь — новый нефтегазоперспективный район Западной Сибири. № 6, с. 23.

Сахибгареев Р. С., Журавлева А. В. Литогенетические особенности коллекторов нефтяных залежей в связи с прямыми поисками. № 6, с. 31.

Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Формирование юрских отложений и направление нефтегазоперспективных работ в Западной Сибири. № 10, с. 21.

Тимурязев А. И. Время формирования залежей нефти и газа на Мангышлаке. № 8, с. 22.

Трушкова Л. Я., Аристаров М. Г., Завадский В. А., Самсонов В. В. Новое направление в освоении ресурсов нефти и газа Западной Сибири. № 4, с. 5.

Череповский В. Ф. Развитие угольной геологии. № 11, с. 57.

Гиригорн Л. Ш., Кабалык В. Г., Соседков В. С. Нижне-среднепалеозойский осадочный бассейн севера Западной Сибири. № 11, с. 65.

Юзвизкий А. З. Закономерности распространения верхнепалеозойских углей в Кузнецком бассейне. № 1, с. 24.

Яковлев Ю. И. Аномально-высокие пластовые давления в пермтриасовом комплексе Хапчагайского вала. № 5, с. 16.

Рудное и нерудное минеральное сырье

Андерсон Е. Б., Тарханов А. В., Заславский В. Г. Возрастные соотношения уранового рудообразования и регионального метаморфизма на Желтореченском месторождении. № 12, с. 3.

Бгатов В. И., Краевский Б. Г., Матухин Р. Г., Матухина В. Г., Русаков Д. К., Суховерхова М. В. Освоение фосфатной базы агропромышленного комплекса Сибири. № 8, с. 30.

Бирюков В. С., Веригин М. И., Голикин Н. И., Малютин Е. И. Железородная база СССР и перспективы ее развития. № 11, с. 75.

Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Константинов М. М., Волчков А. Г., Чекуидзе В. Б. Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов. № 5, с. 21.

Горбачев Б. Ф., Сонкин Л. С., Туманова Е. С., Чуприна Н. С., Экелунд А. Э. Сырьевая база фарфоро-фаянсовой промышленности. № 7, с. 34.

Ермолаев А. Н., Перельгин В. П., Стародуб Г. Я., Стеценко С. Г. Перераспределение свинца при формировании стратиформных полиметаллических руд в карбонатных толщах. № 7, с. 27.

Стратиграфия и палеогеография

Иванкин П. Ф., Галдобина Л. П., Калинин Ю. К. Шунгиты: проблемы генезиса и классификации нового вида углеродистого сырья. № 12, с. 12.

Каминский В. Г. Медно-порфировое оруденение центральной части Баймской металлогенической зоны. № 6, с. 49.

Коробов А. Д. Специфика развития постмагматических процессов тафrogenной структуры (Кушмурунский грабен в Тургайском прогибе). № 5, с. 30.

Кошелев Ю. Я. Перспективы выявления стратиформных месторождений флюорита в Центральной Азии. № 1, с. 50.

Крюков В. Г., Щербак Л. И. Геология и металлогения Баджалского оловорудного района (Приамурье). № 3, с. 55.

Кудрявцев В. А. Формационные и промышленные типы архейских железистых кварцитов Алдано-Станового региона. № 4, с. 30.

Курбанов Н. К. Модель процессов стратиформного колчеданно-полиметаллического рудообразования. № 9, с. 52.

Кучеровский П. Г., Минькин К. М. Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах. № 8, с. 36.

Лаштабег В. И., Лугов С. Ф., Поздеев А. И. Корякская оловоносная провинция. № 10, с. 54.

Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. О связи свинцово-цинкового оруденения с особенностями глубинного строения рудных провинций. № 12, с. 5.

Модников И. С., Сычев И. В. Урановое рудообразование в областях континентального вулканизма. № 9, с. 44.

Нагорский М. П., Горюхин Е. Я., Кривенцов А. В. Марганцевосность морского палеогена Томской области. № 10, с. 66.

Озол А. А. Проблемы прогноза месторождений неметаллов. № 10, с. 45.

Полкунов В. Ф. Структурно-геологическая позиция экзогенных серных месторождений и рудных полей. № 1, с. 40.

Прокопчук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П., Шофман И. Л., Колесникова Т. И. Прогноз источников алмазных россыпей с использованием нетрадиционных индикаторов. № 6, с. 41.

Разин Л. В. Геологические особенности платиноносных ультрабазитов зоны перехода от океана к континенту. № 12, с. 12.

Саксин Б. Г. Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хинганско-Олонойского оловорудного района. № 10, с. 60.

Серова Н. Б. Особенности преобразования органического вещества в осадочных породах. № 7, с. 43.

Сидоров А. А. Базовые рудные формации и проблема промежуточных источников рудного вещества жильных месторождений. № 6, с. 54.

Филько А. С., Михайлов А. С. Состояние и дальнейшее развитие минерально-сырьевой базы агропромышленного комплекса. № 11, с. 84.

Шпикерман В. И. Доорогенные месторождения в мезозойдах Северо-Востока СССР. № 8, с. 43.

Яновский В. М. Зоны рудовмещающих дислокаций в терригенном этаже многосинклинальных областей. № 4, с. 38.

Архангельская А. Д., Гибишман Н. Б., Макарова С. П., Овнатанова Н. С., Маркова Т. Н., Ермолова Т. Е. Стратиграфия девона северо-восточной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы. № 5, с. 36.

Бигун П. В. Келловейские отложения Западной Кубани. № 1, с. 74.

Бугрова Э. М. Стратиграфия палеогена Марыйского района Туркмении. № 8, с. 53.

Губарева В. С., Миняева Е. Г., Клена Л. Н., Овнатанова Н. С. Средний палеозой северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. № 6, с. 58.

Котляр Г. В., Левен Э. Я., Богословская М. Ф., Дмитриев В. Ю. Ярусы пермских отложений Тетической области и их глобальная корреляция. № 7, с. 53.

Лещух Р. И., Полухтович Б. М. К геологической истории Западного Причерноморья в юрский период. № 3, с. 75.

Лучников В. С. О расчленении нижней юры Таджикистана по палеоботаническим данным. № 3, с. 66.

Макридин В. П., Месежников М. С. Палеобиногеографическое районирование и его значение для биостратиграфии. № 1, с. 59.

Маслов В. А., Артюшкова О. В., Барышев В. Н. Стратиграфия девонских отложений Магнитогорского мегасинклинория. № 9, с. 61.

Музылев Н. Г., Табачникова И. П. Зональное деление нижнемайкопских отложений Предкавказья и смежных регионов по данно-планктону. № 1, с. 65.

Пап А. М., Илькевич Г. И. Проблемы стратиграфии и металлогении нижнего докембрия Белоруссии. № 12, с. 69.

Садовников Г. Н. К стратиграфии пермтриасовых отложений Тунгусского бассейна. № 2, с. 84.

Сей И. И., Калачева Е. Д. Проблема байоского и батского ярусов средней юры Востока и Севера СССР. № 4, с. 51.

Спижарский Т. Н. Геологическое время и стратиграфическая классификация. № 8, с. 45.

Тальнов Е. С., Макарова И. С., Рихтер Я. А., Кригер М. А. Нижнесилурийские отложения аллохтонного комплекса южной части Восточно-Уральского мегантиклинория. № 6, с. 72.

Шибко В. С. Принципы и методика составления структурно-формационной карты Ветреного пояса Карелии. № 6, с. 67.

Якобсон К. Э. О границе криптозоя и фанерозоя. № 4, с. 57.

Региональная геология и тектоника

Бабаджанов Т. Л., Шейх-Заде Э. Р. Промежуточный структурный этаж Северо-Устьюртской впадины. № 5, с. 70.

Беккер Ю. Р. Геологическая карта фундамента, довендского чехла и складчатого образования Русской платформы. № 8, с. 63.

Бродский А. Я., Миталев И. А. Строение поверхности кристаллического фундамента Калмыцко-Астраханского Прикаспия. № 12, с. 85.

Гиригорн Л. Ш. Дисгармоничные поднятия в осадочном чехле севера Западно-Сибирской плиты. № 4, с. 63.

Заря В. Ф. О роли поперечных структур в размещении оруденения в Никитовском рудном поле. № 1, с. 86.

Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Вертикальная зональность глубинных разломов и типизация их тектонитов. № 10, с. 69.

Кунин Н. Я. Размещение осадочных бассейнов Евразии и объемы седиментосферы Земли. № 12, с. 85.

Магид М. Ш., Зотова И. Ф., Заблочкий Е. М. Петроплотностная неоднородность коры Байкало-Амурского региона. № 5, с. 60.

Малахов В. Д. Морфология разломов на границе гор и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. № 10, с. 78.

Межеловский Н. В., Путинцев В. К., Бурдэ А. И., Шапошников Г. Н. Региональные геологические исследования территории СССР. № 11, с. 90.

Мораховский В. Н. Тектонические условия образования мусковитовых пегматитов. № 4, с. 72.

Отмас А. А. О соотношении локальных структурных планов на территории Западной Якутии. № 10, с. 84.

Петров Б. В., Шемякина Н. М. Ветреный пояс — типичная раннепротерозойская зеленокаменная структура. № 4, с. 80.

Печерский Д. М., Зоненшайн Л. П., Натапов Л. М. Направления палеомагнитных тектонических исследований на территории СССР. № 9, с. 71.

Ревякин П. С. Земная кора эвгеосинклинальных зон Урала. № 5, с. 47.

Салоп Л. И. Переломный этап в геологическом развитии Земли на рубеже раннего и позднего докембрия и лунно-земные связи. № 1, с. 77.

Синдеев А. С., Стрельникова С. И., Филичев И. Н. Шошоницы Ульинского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. № 9, с. 74.

Соловьев А. Ю. Тектонофациальный анализ Сугутского блока (Восточный Алай), № 3, с. 80.

Федоров Е. Г. Олисторомы и олистолиты в карбоне Южного Тянь-Шаня. № 2, с. 89.

Морская геология

Амантов А. В. Методика исследований платформенного чехла Онежского залива. № 7, с. 73.

Андреев С. И., Куликов А. Н., Анисеева Л. И. Скорости осадконакопления в районах конкрецтообразования Тихого океана. № 8, с. 71.

Геодекян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И. Колебания уровня океана и процессы нефтегазонакопления на окраинах материков. № 7, с. 63.

Голоудин Р. И. Мелкомасштабное геологическое картографирование морского дна. № 9, с. 79.

Горяинов И. Н. Закономерности распределения железомарганцевых конкреций поля Клария-Клиппертон по батиметрическим интервалам. № 12, с. 88.

Граммберг И. С., Александров П. А., Андреев С. И., Анисеева Л. И., Егизаров Б. Х., Ершов Ю. П., Мarmorштейн Л. М. Вертикальная зональность рудообразующих компонентов железомарганцевых конкреций в Мировом океане. № 5, с. 76.

Мирчиник И. М. Минеральные ресурсы Мирового океана. № 11, с. 100.

Патык-Кара Н. Г. Геохимические критерии поисков и оценки россыпей в прибрежной зоне шельфа. № 6, с. 74.

Минералогия, петрография, литология

Белоконов В. Г. Битумоиды магматических пород Кольской сверхглубокой скважины. № 5, с. 91.

Блох А. М., Дагаева И. В. Природа сульфатов среднепалеозойских осадочных толщ Тувинского прогиба. № 10, с. 91.

Викуллова Л. П., Сидоренко Г. А., Масалович Н. С. Отраслевые стандартные образцы фазового состава и свойств минералов железных руд. № 5, с. 96.

Гирс В. М., Гладков В. Г. Дорифейская кора выветривания осадочно-метаморфических пород на Тонодском поднятии (Патомское нагорье). № 9, с. 92.

Исакович И. З. Значение ореолов нерудной прожилковой минерализации при поисках золото-сульфидно-кварцевого оруденения. № 7, с. 89.

Капустин Ю. Л. Кимберлиты, кимберлитоподобные породы и проблема алмазности трубок взрыва. № 2, с. 96.

Киселева О. В. Расчленение соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения в зонах гипергенеза. № 8, с. 87.

Кораго Е. А., Ильин В. Ф., Ковалева Г. Н. Особенности минерализации Новой Земли. № 6, с. 90.

Кузнецов А. А. О происхождении гранулитового слоя протокры Земли (на примере Анабарского щита). № 1, с. 103.

Лукьянова Л. И., Бельский А. В. Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале. № 1, с. 92.

Ляхович В. В. Состав минералов — важный поисковый признак. № 6, с. 83.

Макаревич Л. Б., Чухонин А. П., Дитмар Г. В. Формационные ряды докембрийских метасоматитов западной части Алданского щита. № 3, с. 83.

Мейснер Л. Б., Голубничий В. В. Лазерный оптико-геометрический метод определения концентрации люминесцирующих минералов в дисперсном материале. № 7, с. 94.

Орлова М. П. Новые данные по геологии Маломурунского щелочного массива (Юго-Западная Якутия). № 9, с. 83.

Остроумова А. С., Центер И. Я. Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины. № 7, с. 79.

Покровский Б. Г., Виноградов В. И. Изотопный состав некоторых элементов в ультраосновных — щелочных породах Маймеча-Котуйской провинции. № 5, с. 81.

Попов Л. Н., Кузнецов Ю. В. Возраст магматических комплексов хребта Сарычева. № 12, с. 8.

Шахотько Л. И. Петрохимические особенности субщелочных базитов Норильского района. № 1, с. 114.

Шулешко И. К., Кожевников В. Н., Чухонин А. П. Ранний метаморфизм восточной части Балтийского щита (по геологическим и изотопным данным). № 8, с. 78.

Геохимия

Брежнев В. Д., Бурков Ю. К. Стратиграфия и геохимия кембрия Туркестанского хребта. № 8, с. 91.

Бунтикова А. Ф., Петросян Р. В. Минералогическо-геохимические особенности уранового оруденения в слюдястых метасоматитах. № 7, с. 96.

Вилор Н. В., Брандт С. Б., Брандт С. С., Богданов Г. В., Медведева Т. И. Гнейсокупольная система: палеотемпературные, флюидные и водородно-изотопные исследования. № 9, с. 98.

Гладкий В. С., Соловьев В. А., Ляпунов С. М. Редкие элементы в вулканических породах и мегакристах Прибайкалья. № 5, с. 100.

Заири Н. М., Глухов А. П., Васюта Ю. В. Изотопно-геохимические модели золоторудных месторождений. № 6, с. 101.

Луговая И. П., Карпов Г. А., Загитко В. Н., Березовский Ф. И. Происхождение спонтанных газов и термальных вод гидротермальной системы Узон (Камчатка) по изотопным данным. № 10, с. 99.

Малинко С. В., Лисицын А. Е., Сумин Л. В. Изотопы бора в минералах — индикаторы источника рудного вещества. № 3, с. 89.

Рубейкин В. З., Рохлин Л. И., Иовчев Р. И. Гидрогеохимическое изучение горнорудных районов. № 4, с. 85.

Файзинов А. Р. Минералогическо-геохимические критерии поисков и оценки флюоритового оруденения в Таджикистане. № 12, с. 96.

Чекваидзе В. Б. Поисковая минералогическо-геохимическая модель штокверкового золото-сульфидно-кварцевого оруденения. № 2, с. 121.

Геофизика и глубинное строение

Аплов С. В. Строение поверхности фундамента в зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба. № 5, с. 112.

Изотова Т. С. Определение типов осадочных пород по комплексу геофизических исследований скважин. № 3, с. 97.

Клушин С. В. Прогноз изменений условий седиментации по динамике отраженных сейсмических волн. № 4, с. 106.

Молоткова М. Н. Прогнозные геофизические признаки редкометальных месторождений Забайкалья и Центрального Казахстана. № 2, с. 110.

Мороз Ю. Ф. Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья. № 5, с. 118.

Нарсеев В. А., Ревякин П. С., Арифуров Ч. Х. Зональность электрических свойств пиритов золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. № 8, с. 103.

Орлова Л. И. Использование петромагнитной дифференциации кайнозойских отложений севера Западной Сибири. № 9, с. 106.

Пучков А. И. Применение сейсморазведки при изучении строения вулканотектонических депрессий. № 12, с. 100.

Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Допозднепермское развитие востока и юго-востока Прикаспийской впадины. № 4, с. 90.

Сурков В. С., Канарейкин Б. А., Страхов А. Н. Природа преломляющих сейсмических границ в верхней части земной коры Западно-Сибирской плиты. № 4, с. 100.

Гидрогеология и инженерная геология

Антыко Б. Е., Островский Л. А. Классификация гидрогеологических структур. № 3, с. 107.

Вартамян Г. С., Башмаков В. И., Волейшо В. О., Прупис В. Н. Гидродинамическая реакция водоносного горизонта на изменение его напряженного состояния. № 7, с. 110.

Вартамян Г. С., Грязнов Т. А., Пересунько Д. И., Шпак А. А., Сычев К. И. Литоритинг — важный элемент системы охраны природной среды. № 11, с. 118.

Волков Ю. И., Осипенко Ю. С., Рогинец И. Н. Классификация месторождений полезных ископаемых по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям. № 4, с. 111.

Дальян И. Б. Подземные воды подсолесных нефтегазовых комплексов восточной окраины Прикаспийской впадины. № 8, с. 109.

Куликов Г. В., Жевлаков А. В. Условия формирования и распространения минеральных вод. № 7, с. 102.

Ларичев В. В. Генезис опресненных подземных вод триаса и палеозоя Южного Мангышлака. № 6, с. 114.

Мильков В. М., Руфов С. Б., Белонина Л. П. Гидрохимическая зональность пластовых вод и ордовикская соленосная формация Предуралья. № 12, с. 112.

Остапенко С. В., Отман Н. С., Шпак А. А., Молчанов А. А. Термогидродинамическая модель Мутновского месторождения парогидротерм. № 6, с. 108.

Петренко В. И., Доготь А. Я. Механизм пневмогидравлической квазикавитации. № 3, с. 115.

Попов В. Г. Роль ионообменной адсорбции в формировании содовых вод Волго-Камского артезианского бассейна. № 12, с. 105.

Дискуссии. Обсуждения

Масленников В. В. Сходство условий формирования нефтяных, газовых и ртутных месторождений. № 10, с. 108.

Саркисов Ю. М., Вольвовский И. С., Лобковский Л. Н. Ультрабазитовая деляминация земной коры континентов. № 9, с. 114.

Судо М. М. О несоответствии термина «экономика минерального сырья и геологоразведочных работ» понятию «экономика геологоразведочной отрасли». № 8, с. 113.

Хроника. Информация

Адаменко О. М., Алексеев М. Н., Бокатчук П. Д., Гольберг Н. В. Дубиновский В. Л. Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода. № 12, с. 118.

Волков В. М., Павловский А. Б., Мигаев И. Ф. Седьмой симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. № 6, с. 121.

Встреча с читателями. № 8, с. 121.

Воробьев В. М., Мигаев И. Ф. Научные основы локального прогноза рудных месторождений состояния и задачи развития. № 8, с. 117.

Геологи-лауреаты Государственной премии СССР 1986 года. № 1, с. 127.

Жданов В. В., Москалева В. Н. Седьмое Всесоюзное петрографическое совещание. № 6, с. 126.

Кореньков А. С. Современное состояние и перспективы системных исследований в геологии. № 10, с. 121.

Кривцов А. И., Чан Дык Лыонг, Нгуен Суан Ан, Нгуен Суан Бао, Ле Так Синь, Гатинский Ю. Г., Маречев А. М., Тонг Зюй Тхань, Чан Ван Чи. Первая конференция по геологии Индокитая. № 10, с. 114.

Максимов В. И., Тыминский В. Г. Значение научных гипотез в процессе выявления и государственной регистрации открытий в геологии. № 7, с. 118.

Никулышин М. И. Экономическое и техническое сотрудничество с зарубежными странами. № 11, с. 126.

Овчинников Л. Н., Чернышев Н. М. Формационный анализ как основа крупномасштабного прогноза и поисков месторождений цветных редких и благородных металлов. № 8, с. 119.

Первые лауреаты. № 7, с. 116.

Полуэктов В. Н., Смирнов Л. Н., Щербаков Л. Н. 50 лет Всесоюзному геологическому фонду. № 3, с. 17.

Родионов Д. А., Коган Р. И., Родионова М. В. Первый Всемирный конгресс Общества математической статистики и теории вероятностей им. Бернулли. № 5, с. 124.

У геологов Туркменистана. № 12, с. 120.

Фаворская М. А. Всесоюзное совещание по проблеме «Сквозные рудоконцентрирующие структуры». № 10, с. 117.

90-летие Нестора Ивановича Толстихина. № 2, с. 122.

80-летие Георгия Павловича Воляровича. № 10, с. 124.

80-летие Ивана Киреевича Зайцева. № 7, с. 115.

80-летие Тихона Николаевича Спизарского. № 8, с. 122.

75-летие Марии Борисовны Бородаевской. № 3, с. 118.

60-летие Галины Александровны Сидоренко. № 1, с. 126.

Памятные даты

Козловский Е. А., Н. М. Федоровский — революционер, ученый, организатор горной промышленности. № 3, с. 9.

90-летие Владимира Михайловича Крейтера. № 12, с. 117.

Памяти Всеволода Андреевича Вахрамеева. № 2, с. 125.

Рецензии

Буялов Н. И., Шкатов В. К. Экономика минерального сырья как наука. № 2, с. 123.

Гельман М. Л. Петрохимические пересчеты и диаграммы. № 7, с. 120.

Канана Я. Ф. К вопросу о метаморфизме южнокутских углей. № 7, с. 126.

Станкевич Е. Ф. Принципы и методы палео-гидрогеохимических исследований. № 3, с. 119.

Суббота М. И. Карта растворенных газов подземных вод газонефтеносных провинций СССР. № 4, с. 119.

Тарасов К. И. Многоэлементный спектральный анализ в геологии. № 9, с. 123.

Терентьев В. М., Бергер В. И., Москалева В. Н. О «мантийной металлогении». № 8, с. 123.

Шарапов И. П. О методологическом основании геологической информатики. № 10, с. 125.

Вниманию молодых ученых и специалистов!

С целью всемерного вовлечения комсомольцев и молодежи в активную творческую деятельность Министерством геологии СССР совместно с редколлегией журнала «Советская геология» и комитетом ВЛКСМ Мингео СССР принято решение о подготовке специального номера журнала «Советская геология», посвященного 70-летию образования ВЛКСМ.

В этом номере предполагается опубликовать актуальные статьи, написанные по результатам самостоятельной работы молодых ученых и специалистов или Временных молодежных творческих коллективов (ВМТК) и отвечающие основным направлениям научно-технического прогресса в геологии.

На рассмотрение рабочей комиссии, созданной в Мингео СССР, принимаются статьи, прошедшие апробацию на советах молодых ученых и специалистов (СМУиС), ученых советах научно-исследовательских институтов и научно-технических советах производственных организаций отрасли.

Статьи необходимо представить в редакцию журнала «Советская геология» не позднее 15 апреля 1988 г.

Редколлегия

К читателям журнала

Уважаемые товарищи!

Ускорение научно-технического прогресса в геологоразведочной отрасли требует от геологической науки создания и внедрения разработок, существенно повышающих эффективность и результативность геологоразведочных работ. В преддверии нового 1988 года редколлегия просит Вас ответить на следующие вопросы.

1. Какие по Вашему мнению разработки и достижения геологической науки, полученные за последние пять лет, имеют для геологоразведочной отрасли революционизирующее значение и какие факторы сдерживают их массовое внедрение?

2. Какие направления исследований в области геологии следует отнести к числу приоритетных на период до 1990 года?

3. Что требуется для ускоренной разработки и внедрения выделенных Вами приоритетных направлений? За счет чего могут быть сокращены сроки выполнения научно-исследовательских работ?

4. Какие методологические, методические, технические и технологические разработки должны определить состояние геологоразведочной отрасли к 2000 году?

5. Какие задачи Вы бы поставили перед журналом «Советская геология» в свете изложенных вопросов?

Редколлегия предполагает опубликовать полученные материалы в очередных номерах журнала.

Редколлегия

Contents

DECISIONS OF THE XXVII-TH CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE

Tasks of the economic management of
the geological science 3

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

Minashkin M. A.
Economic tools of a new economic mechanism 5
Shcherbakov V. P., Kravchuk E. A., Slavkin V. S., Popov V. V., Gilbershtein A. P., Zinkovskiy V. E., Shmain M. M.
Efficiency of preparation of oil and gas reserves 12
Blagonadezhdin B. I., Lyakhovkin Yu. S.
A formation-associated minerals analysis in the course of geological survey 22

ENERGY RESOURCES

Kapustin I. N., Kiryukhin L. G., Klevtsova A. A., Kuznetsov A. G., Kucheruk E. V.
Prospects for oil and gas presence in Upper Proterozoic sediments beneath the East European Platform 26
Petrenko V. I., Bochkarev A. V.
Gashydrodynamic transformation of coal 35

METALS AND NON-METALS

Ivankin P. F., Galdobina L. P., Kalinin Yu. K.
Schungites: problems of the origin and classification of a new type of hydrocarbons 40
Lyubetskiy V. N., Lyubetskaya L. D.
On the lead-zinc mineralization associated with features of the depth structures of ore provinces 48
Razin L. V.
Geologic features of platinum-bearing ultrabasicites lying in the zone of transition from the ocean to the continent 55
Anderson E. B., Tarkhanov A. V., Zaslavskiy V. G.
Age relation of uranium mineralization and regional metamorphism in the Zheltorechenskoe deposit 64

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Pap A. M., Ilkevich G. I.
Stratigraphic and metallogenic problems of the Lower Precambrian in Belorussia 69

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Kunin N. Ya.
Distribution of sedimentary basins of Eurasia and the sedimentosphere of the Earth 77
Brodskiy A. Ya., Mitalev I. A.
Surface structure of the crystalline basement in the Kalmytsko-Astrakhanskaya Caspian Depression 85

MARINE GEOLOGY

Goryainov I. N.
Distribution of ferromanganesian nodules in the Clarion-Clipperton field according to bathymetric data 88

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Popov L. N., Kuznetsov Yu. V.
Age of magmatic complexes building up the Sarychev Ridge 91

GEOCHEMISTRY

Faiziev A. R.
Mineralogical-geochemical criteria of prospecting and assessment of fluorite mineralization in Tajikistan 96

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Puchkov A. I.
Application of seismic prospecting to studying the structure of volcanic-tectonic depressions 100

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Popov V. G.
Contribution of ion-exchange absorption to the formation of sodium carbonate water in the Volgo-Kamskiy artesian basin 105
Milkov V. M., Rufov S. B., Belonina L. P.
Hydrochemical zonation of stratal water and the Ordovician salt-bearing formation in the Urals region 112

COMMEMORATIVE DATES

90-th anniversary of Vladimir Mikhailovich Kreiter 117

NEWS IN BRIEF. INFORMATION

Adamenko O. M., Alexeev M. N., Bokatchuk P. D., Golbert N. V., Dubinovskiy V. L.
All-Union conference on the studies of the Quaternary period 118
Visiting Turkmenian geologists 120
List of the articles published in the journal „Soviet Geology“ in 1987 121

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 12, 1-128