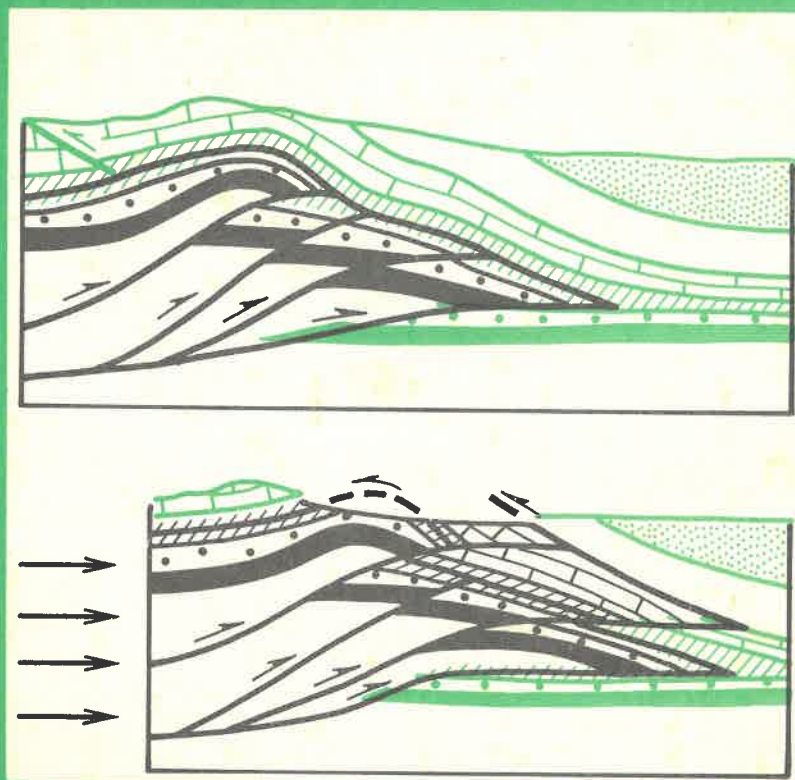


Советская геология



2/1990

Концепции развития геологической службы СССР

Нефтегазоносность бентогенных и планктоногенных карбонатных формаций

Современные проблемы магниторазведки

Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа

Исследования Мутновской геотермальной системы

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Советская Геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

2/1990

Основан
в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

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



МОСКВА «НЕДРА»

Кривцов А. И. Организационно-экономические основы научно-исследовательских работ Министерства геологии СССР	3
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	
Сазонов Л. А. Методика топоморфоструктурного анализа рельефа	12
Чернышов Н. М., Молотков С. П. Модель прогнозно-поискового комплекса для сульфидных никелевых месторождений эланского типа	20
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Безменов Н. В., Ильин В. Д., Корчагин В. И., Кутузова В. В., Фортунатова Н. К. Нефтегазоносность бентогенных и планктоногенных карбонатных формаций в СССР	28
Серова Н. Б., Барташевич О. В., Жмур С. И., Меламедова В. С. Реликтовые углеводороды в процессах преобразования органического вещества горючих сланцев	34
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И. Формационный подход при прогнозе и поисках колчеданных месторождений	44
Синцов А. В. Структура Непского калиеносного бассейна и ее эволюция	50
Сейранян В. Б., Казарян А. К. Новая находка бирюзы в Армении	58
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
Янко В. В., Грамова Л. В. Стратиграфия четвертичных отложений Кавказского шельфа и континентального склона Черного моря по микрофауне	60
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА	
Филиппов Г. В., Суганов Б. И., Карасева Г. Г., Некос В. В. Саяно-Енисейский разлом — структура сквозного типа	73
Соборнов К. О. Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа	79
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Геодекян А. А., Забанбарк А., Конюхов А. И. Нефтегазоносные комплексы континентальных окраин различного тектонического строения	87
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Старосельцев В. С. Структуроформирующее влияние внедрения траппов в Тунгусской синеклизе	94
ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
Глебовский Ю. С., Никитский В. Е. Современная магниторазведка	99
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
Селецкий Ю. Б., Остапенко С. В., Отман Н. С., Романов В. В., Молчанов А. А., Пятницкий Н. В. Использование трития при исследовании Мутновской геотермальной системы	107
ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ	
Клещев К. А., Славкин В. С. К вопросу о собственности на недра	114
ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ	
Воробьев В. И., Павловский А. Б., Волчков А. Г. Некоторые особенности рудных месторождений Китайской Народной Республики	117
ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
К 80-летию Николая Михайловича Синицына	124
К 90-летию Павла Константиновича Чихачева	125
70-летие Александра Николаевича Ермеева	127
Памяти Вадима Викторовича Ершова	128

Художественный редактор С. М. Потемкина
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 09.01.90. Подписано в печать 29.01.90. Т-05915. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,72.
Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 2425 экз. Заказ № 1266. Цена 1 р. 60 коп.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1990

Организационно-экономические основы научно-исследовательских работ Министерства геологии СССР*

А. И. КРИВЦОВ (Мингео СССР)

Широкий отклик организаций отрасли на селекторное обращение министра геологии СССР Г. А. Габриэлянца и обобщение поступивших предложений позволили Министерству геологии СССР сформировать и вынести на обсуждение основные положения концепции развития геологоразведочной отрасли и управления ею в новых условиях.

В докладе министра геологии СССР и материалах к совещанию детально раскрывается содержание концепции развития отрасли. Главные ее положения основываются на организационно-экономических принципах управления, система которого предусматривает создание службы заказчиков геологоразведочных работ и их исполнителей, обладающих хозяйственной самостоятельностью.

Министерство геологии СССР в предлагаемой системе управления предоставляет службе заказчика права распределения заказов на исполнение геологических заданий между организациями-исполнителями, приемки и контроля результатов работ. Заказчики наделяются лимитами средств, определенными на основе предельных нормативов стоимости либо аналогичных показателей; они несут ответственность за выполнение геологических заданий и сдают их результаты Мингео СССР. Хозяйственный механизм этих организаций основывается на экономии лимитов, распределяемых на конкурсной основе, и снижении себестоимости проектов, реализуемых собственными силами. Функции службы заказчика могут быть возложены на различные по статусу организации в зависимости от специфики и географии работ; в случае необходимости специальные органы формируются за счет реорганизации имеющихся предприятий. Взаимоотношения Мингео СССР с организациями-заказчиками регламентируются долгосрочными договорами, а также взаимосогласованными территориальными либо специальными научно-производственными программами.

Организации-исполнители работ участвуют в конкурсах на их проведение по соответствующим геологическим заданиям; их отношения с заказчиками строятся на договорных основах на базе принятых к исполнению проектов. Исполнители обеспечивают качественное проведение работ и сдачу результатов заказчику. Хозяйственный механизм организаций-исполнителей основывается на снижении себестоимости против проектного уровня.

Предполагается, что различия в экономических интересах заказчиков и исполнителей, введение конкурсных основ распределения заказов выявят новые факторы противозатратности и обеспечат более рациональное расходование средств. В новой системе управления открываются возможности ускорения реализации прогрессивных, ресурсосберегающих и эффективных технических средств, аппаратно-методических комплексов и технологий. Эти положения, обсуждавшиеся на совещании, несомненно уточнятся и получат развитие при их рассмотрении в геологических организациях отрасли.

С учетом главного содержания концепции был подготовлен проект положения «Организационно-экономические основы научно-исследовательских, опытно-методических и опытно-конструкторских работ в системе Министерства геологии СССР».

Общие положения. Научно-исследовательские, опытно-методические и опытно-конструкторские работы (НИОКР) Министерства геологии СССР подчинены задаче ускорения научно-технического прогресса (НТП) в отрасли с целью повышения результативности и экономической эффективности геологоразведочных работ по комплексному геологическому изучению территории СССР, развитию минерально-сырьевой базы страны и геоэкологии. В общей системе управления научно-техническим прогрессом НИОКР составляют ведущую подсистему, определяющую и реализующую приоритетные направления НТП с созданием научно-технической продукции (НТПр) для решения указанных задач.

* По материалам совещания в Мингео СССР «Концепция развития геологоразведочной отрасли и задачи Мингео СССР на 1990 год» (30 ноября — 1 декабря 1989 года).

Подсистема НИОКР подразделяется на взаимосвязанные и взаимодействующие блоки: прогноза НТП и формирования приоритетных направлений; перспективного планирования и координации; создания НТПр; реализации и внедрения НТПр. Функционирование подсистемы и взаимодействие ее блоков основано на следующих видах обеспечения: организационного, кадрового, экономического, нормативного, технического, патентно-лицензионного, информационного и маркетингового.

Прогноз НТП и формирование приоритетных для отрасли направлений НИОКР основываются на оценке уровня и тенденций развития наук о Земле, технических средств и технологий, а также на потребностях геологоразведочного производства. Перспективное планирование и координация НИОКР обеспечивают реализацию приоритетных направлений на основе использования программно-целевого метода с разработкой общесоюзных, отраслевых и территориальных научно-производственных программ на ближнюю и дальнюю перспективу, что обеспечивается созданием НТПр по соответствующим заданиям. Реализация и внедрение НТПр отвечают конечным результатам НИОКР, определяющим темпы научно-технического перевооружения геологоразведочных работ, повышение их результативности и эффективности.

Правовые основы функционирования подсистемы НИОКР определяются законодательством СССР, а формы и порядок его обеспечения — директивными органами страны и Министерством геологии СССР.

Организация НИОКР. Система организационного управления НИОКР подчинена задаче реализации полного цикла — от идеи до использования созданной конкретной НТПр на оптимальных организационно-экономических основах. Это обеспечивается взаимодействием заказчиков научно-технической продукции, ее разработчиков и потребителей на хозрасчетных основах.

Служба заказчиков формируется в соответствии с уровнем научно-технических и научно-производственных программ, их содержанием, назначением и способами использования НТПр. Научные организации отрасли исполняют функции разработчиков НТПр по договорам со службой заказчиков. В качестве потребителей могут выступать ее заказчики и любые организации, экономически или иначе заинтересованные в ней.

Служба заказчиков научно-технической продукции, создаваемой и реализуемой за счет централизованных источников Министерства геологии СССР, формируется решением руководства министерства из подразделений центрального аппарата, а также из головных организаций, входящих в централизованную геолого-технологическую службу отрасли, в зависимости от содержания НТПр, ее назначения и способов реализации. В состав службы в качестве ее экспертного звена входят головные организации по отдельным заданиям общесоюзных и отраслевых научно-технических программ.

Заказчики и потребители формируют свои отношения с разработчиками на основе договоров, в которых отражаются права и обязанности всех сторон по исполнению договорных обязательств, порядок взаиморасчетов, права собственности на НТПр и доходы от ее реализации, порядок сдачи — приемки НТПр, требования к ней по всем показателям и другие положения, определяемые содержанием работ и их назначением. При приемке этапов, отвечающих законченной НТПр либо ее самостоятельной части, принимается решение о порядке, сроках и прочих условиях реализации созданной и принятой НТПр. При завершении этапов без создания объектов внедрения дальнейшие работы по усмотрению заказчика могут быть прекращены.

С целью ускорения внедрения научно-технических достижений, передовых технических средств и прогрессивных технологий производства геологоразведочных работ вводятся организационно-экономические связи науки с производством. Научные организации входят в состав геолого-технологических и геологических служб в качестве их научно-методического звена, разработки и реализации прогрессивной научно-технической продукции, создания и внедрения оптимальных организационно-экономических форм управления геологоразведочными работами.

Научные организации — разработчики научно-технической продукции — в соответствии с вводимой системой управления отраслью и решаемыми задачами разделяются на три группы:

научные организации централизованной геолого-технологической службы отрасли (НПО, ассоциации НИИ, головные НИИ, технологические центры);

научные организации специализированной геолого-технологической службы (НПО);

научные организации территориальной геологической службы (НИИ в составе территориальных научно-производственных геологических объединений, региональных геологических центров или служб или в других формах).

Для обеспечения нужд территориальной геологической службы состав третьей группы может быть расширен за счет филиалов, отделов и отделений НИИ первых двух групп, находящихся в соответствующих регионах.

Научные организации централизованной и специализированной служб выступают в качестве разработчиков по общесоюзным и отраслевым программам, а научные организации территориальной службы — по территориальным научно-производственным программам на основе договоров с заказчиками и потребителями соответствующих служб.

В дополнение к ранее возложенным функциям все научные организации с целью повышения качества, результативности и экономической эффективности геологоразведочных работ на основе использования прогрессивных методов, технических средств, материалов и технологий наделяются правами проектирования геологоразведочных работ, экспертизы проектов, приемки результатов завершенных геологоразведочных работ либо их отдельных этапов. Эти виды работ выполняются на основе договоров с соответствующими заказчиками.

Заказчики научно-технической продукции и ее разработчики обеспечивают:

формирование приоритетных направлений исследований на ближнюю и дальнюю перспективу на основе прогноза развития НТП;

изучение спроса геологоразведочного производства и оценку конкурентоспособности имеющейся и намечаемой к созданию научно-технической продукции;

разработку всех видов научно-технических и научно-производственных программ и заданий;

формирование координационных планов по заданиям программ;

организацию исполнения координационных планов на базе заказов (договоров), размещаемых на конкурсной основе;

создание и реализацию научно-технической продукции.

Сеть, структура и профили деятельности НИИ актуализируются в соответствии с задачами развития отрасли, общесоюзными и отраслевыми научно-техническими программами.

Научные организации централизованной геолого-технологической службы отвечают за ускорение научно-технического прогресса по закрепленным за ними приоритетным направлениям НИОКР, выступают в качестве головных по общесоюзным и отраслевым научно-техническим программам и их заданиям. Эти организации детализируют задания программ по методам, исполнителям и срокам исполнения; видам и формам создаваемой научно-технической продукции, срокам ее создания, возможным потребителям, формам и способам реализации. Оцениваются экономическая эффективность НТПр, затраты на ее создание и реализацию, а также укрупненная договорная цена; предлагаются возможные заказчики и источники финансирования, исполнители подзаданий и этапов.

По общесоюзным и отраслевым программам головные организации взаимодействуют со службой заказчиков центрального аппарата Мингео СССР. Совместно со службой заказчика они организуют общесоюзные либо внутриотраслевые конкурсы на исполнение соответствующих работ. По итогам конкурсов формируют координационные планы как сумму конкретных договоров со службой заказчика. По согласованию с заказчиком производят экспертизу программ работ по конкретным договорам, осуществляют приемку промежуточных этапов с представлением заказчику рекомендаций по оценке выполненных работ. Затраты головных организаций на осуществление ими экспертных функций возмещаются за счет разработчиков, что предусматривается в договорах по согласованию всех сторон.

Эти организации выполняют научно-исследовательские и опытно-методические работы по основным заданиям общесоюзных и отраслевых научно-технических программ. Создаваемая НИИ первой группы НТПр должна отвечать народнохозяйственному или общепромышленному уровню. Она реализуется (внедряется) службой заказчика и может

быть использована (на договорных основах) любыми предприятиями. Научные организации первой группы по особо важным объектам, определяемым Министерством геологии СССР, наделяются правами проектирования работ, приемки их результатов и экспертизы проектов.

Научные организации специализированной геолого-технологической службы отвечают за ускорение научно-технического прогресса по закрепленным за ними приоритетным направлениям НИОКР, выступают в качестве головных по отраслевым программам и их заданиям. Применительно к отраслевым программам и их заданиям они выполняют те же функции, что и организации первой группы. Они также осуществляют необходимые опытно-методические работы, взаимодействуют со службами заказчика центрального аппарата Мингео СССР и органов специализированной службы по соответствующим программам.

Создаваемая НИИ второй группы научно-техническая продукция должна отвечать отраслевому уровню и потребностям специализированной службы. Она реализуется (внедряется) заказчиками специализированной службы (в первую очередь), а также в отрасли и вне ее (на договорных основах). Эти НИИ наделяются правами проектирования работ по объектам деятельности специализированных служб, приемки результатов, экспертизы проектов. Организации участвуют в случае необходимости в распределении заказов на проведение работ на конкурсной основе.

Научные организации территориальных геологических служб отвечают за развитие минерально-сырьевых баз соответствующих регионов, ускорение научно-технического прогресса по направлениям деятельности этих служб, внедрение в геологоразведочное производство через проекты работ прогрессивных методов, технических средств и технологий. Они формируют территориальные научно-производственные программы, увязанные с отраслевыми и общесоюзными; разрабатывают координационные планы на конкурсной основе; наделяются правами гензаказчика по территориальным научно-техническим программам и выступают по ним в качестве основного исполнителя. Они осуществляют опытно-методические работы с целью последующего внедрения прогрессивных методов, технических средств и технологий.

Эти организации могут также создавать НТПр по другим программам на основе договоров с соответствующими заказчиками. Продукция реализуется в органах территориальной геологической службы, организациях-исполнителях работ (на договорной основе) и др.

Научные организации территориальной геологической службы наделяются правами распределения заказов на проведение геологоразведочных работ в соответствующих регионах. Они осуществляют конкурс проектов на их проведение, экспертизу проектов, проектирование и приемку их результатов. Организации этой группы могут быть наделены дополнительными правами в зависимости от специфики деятельности соответствующих территориальных служб.

Внешнеэкономическая деятельность научных организаций всех групп регламентируется действующим законодательством СССР. Основные направления этой деятельности НИИ — экспорт знаний и научно-технической продукции (продажа патентов, лицензий; «ноу-хау», «инжиниринг»), геологической информации на различных видах носителей, технических средств, книгоиздательской и картографической продукции; проведение научно-исследовательских и тематических работ; научно-технические и научно-методические услуги при проведении геологоразведочных работ; геонтуризм; реализация совместных проектов с зарубежными организациями.

Воспроизводство кадров научных организаций обеспечивается через институты Гособразования СССР, отраслевую систему повышения квалификации и подготовки кадров высшей квалификации.

Для повышения уровня и целенаправленности подготовки инженерных кадров в системе Гособразования СССР отраслевыми НИИ и вузами создаются совместные кафедры, практикуется обмен научно-преподавательским составом в форме стажировок, целевая подготовка специалистов в вузах по заявкам НИИ и КБ отрасли на договорных основах. На ИПК Мингео СССР дополнительно возлагается повышение квалификации и переподготовка научных кадров среднего звена.

Отраслевая система подготовки научных кадров высшей квалификации включает докторантуру, аспирантуру и соискательство, сеть специализированных советов по при-

суждению ученых степеней доктора и кандидата наук по специальностям, охватывающим все виды научно-технической деятельности отрасли. Подготовка кадров через докторантуру, аспирантуру и соискательство по дефицитным для отрасли специальностям осуществляется за счет средств Мингео СССР. Подготовка научных кадров для НИИ, имеющих аспирантуру, и предприятий, направляющих аспирантов на обучение, производится за счет средств этих организаций.

В соответствии с установленным порядком в НИИ периодически проводится аттестация научных работников. Аттестация имеет целью оценить научную деятельность кадров, выявить кадровые ресурсы, привести в соответствие личные вклады научных работников в развитие НТП с должностным положением, моральным и материальным стимулированием. Система аттестации функционирует постоянно как форма научно-общественного контроля за деятельностью научных и инженерно-технических работников.

К научно-технической продукции отрасли «Геология и разведка недр» относятся результаты законченных научно-исследовательских, проектных, конструкторских, технологических, опытно-методических работ и услуги независимо от их научного направления, а также изготовленные опытные образцы и партии изделий (продукции), отвечающие требованиям, предусмотренным в договорах на их создание, и принятые заказчиком или предназначенные для реализации. НТПр должна обеспечивать повышение эффективности и качества геологоразведочных работ и (или) решение научных, социальных, экологических и других задач развития отрасли и народного хозяйства. НТПр для целей планирования подразделяется по видам на пять групп.

1. Новые или усовершенствованные методы, технологии и методики ведения всех видов геологоразведочных работ и проекты их производства; математические методы решения геологических задач, включая разработку алгоритмов и программ для обработки и интерпретации геологоразведочных данных; методы научной организации труда и управления производством; методы безопасного ведения геологоразведочных работ; автоматизированные системы управления и обработки геологоразведочной информации на всех уровнях и их самостоятельные подсистемы; способы метрологического обеспечения.

2. Новые или модернизированные приборы, оборудование, аппаратура и другие технические средства, узлы и конструкции, а также новые виды сырья, материалов и т. д.

3. Обоснование эффективных направлений геологоразведочных работ и размещения их объемов, прогнозирование ресурсов минерального сырья; предложения по совершенствованию хозяйственного механизма производства геологоразведочных работ и управлению научно-техническим прогрессом в отрасли.

4. Теоретические, методологические и другие результаты фундаментальных исследований, обеспечивающие создание научного (научно-технического) задела.

5. Экспертные заключения по проектам геологоразведочных работ и приемке их результатов; документы информационного, инструктивного, технико-экономического характера и т. п., а также научно-технические услуги.

По формам выражения, источникам образования и видам эффекта НТПр подразделяется на три группы.

1. Продукция, использование которой создает у потребителей экономический эффект, образующий дополнительный доход. Этот доход формируется за счет экономии затрат при выполнении работ и услуг или благодаря улучшению стоимостных показателей результатов работ потребителя вследствие повышения уровня потребительских свойств (качества) продукции.

2. Продукция, использование которой создает экономический эффект, не отражающийся в доходе потребителя. Указанный эффект может реализоваться в будущем за счет экономии затрат при выполнении работ и услуг или благодаря улучшению стоимостных показателей результатов работ потребителя вследствие повышения потребительских свойств (качества) продукции.

3. Продукция, экономический эффект от использования которой не может быть определен ввиду особенностей ее потребительских свойств (качеств).

Экономическое управление НИОКР основано на сочетании программно-целевых методов и хозрасчетных отношений между заказчиками, разработчиками и потребителями научно-технической продукции. Оно предусматривает реализацию общесоюзных,

отраслевых и территориальных научно-технических программ на договорных основах за счет средств заказчиков и потребителей НТПр. Взаимоотношения заказчиков, разработчиков и потребителей НТПр регулируются договорами на ее создание и внедрение.

Объектами договоров между службой заказчиков, организациями-разработчиками и потребителями могут быть: разработки по созданию и реализации НТПр — договора на полный цикл; НТПр, подлежащая реализации (внедрению) — договора на внедрение; НТПр, созданная за счет собственных средств на условиях риска и приобретаемая заказчиком для непосредственной реализации по его усмотрению — договора на приобретение; научно-технические услуги по освоению и использованию НТПр — договора на услуги. В число объектов договоров также входят работы по составлению проектов геологоразведочных работ, их экспертизе и приемке результатов.

Заказчиком научно-технической продукции общесоюзного и отраслевого уровня является Министерство геологии СССР. Финансирование таких заказов осуществляется за счет централизованных источников министерства. Состав соисполнителей из других министерств и ведомств по программам межотраслевого характера и источники финансирования устанавливаются ГКНТ СССР по предложению Мингео СССР.

Заказчиками научно-технической продукции по территориальным научно-производственным программам выступают соответствующие объединения и предприятия министерства, обеспечивающие финансирование работ за счет собственных средств. Исключение составляют те случаи, когда территориальные программы имеют общесоюзное или общотраслевое значение.

Разработчиками научно-технической продукции являются научные организации Министерства геологии СССР и других ведомств, получающие право на проведение работ на основе отраслевых и общесоюзных конкурсов на НИОКР, проводимых заказчиками или заказчиками совместно с головными организациями.

Научно-техническая продукция создается и реализуется на основе договорных цен, которые определяются заказчиками и разработчиками дифференцированно по группам в зависимости от эффективности, значимости, практической ценности, актуальности, прогрессивности, других показателей качества, а также сроков создания и реализации. Уровень материального стимулирования разработчиков зависит от этих показателей качества НТПр. Конкурсное формирование состава разработчиков должно быть направлено на снижение затрат и сокращение сроков исполнения при соблюдении заданных уровней показателей качества.

В договорах на создание и тиражирование научно-технической продукции предусмотрено право собственности на нее при соблюдении коммерческих интересов сторон. Во всех случаях при ее планировании и реализации учитывается комплексный эффект от ее использования при определении договорных цен. Эффективность НТПр должна оцениваться на всех этапах ее создания и использования: при планировании — ожидаемая, при использовании — фактическая. В договорах на создание НТПр отражаются эти показатели с определением способа и времени выражения эффекта.

Для совершенствования экономических основ НИОКР требуется разработка укрупненных нормативов на их исполнение и создание системы оценки влияния внедрения НТПр на показатели геологоразведочного производства. В договорах на создание НТПр должны конкретно отражаться условия ее реализации (включая возможные затраты) и ожидаемые результативность и эффективность. По техническим средствам и аппаратно-методическим комплексам общотраслевого значения необходим переход на договора по схеме: заказчик — разработчик — изготовитель — потребитель с соответствующими правовыми и финансовыми обязательствами сторон. В современных условиях главными элементами оценки эффективности НИОКР должны стать снижение затрат на ГРР, определенных расчетно по предельным нормативам стоимости, а также снижение себестоимости работ, выполняемых по конкретным проектам. Основу предельных нормативов стоимости составляют требования к результатам и качеству ГРР, содержащие перечень обязательных к применению технических средств, аппаратно-методических комплексов, прогрессивных технологий и т. п. в увязке со стадиями и видами работ.

В целях ускорения внедрения НТПр особо важных для отрасли видов на начальных стадиях их реализации требуется разработка порядка частичной или полной ком-

пенсации затрат внедряющей организации за счет средств Мингео СССР. Для повышения качества НТПр система финансирования НИОКР должна обеспечивать оплату полностью созданной либо завершенной внедрением продукции.

Основы экономической деятельности НИИ определяются второй моделью хозрасчета, дополненной системой налогообложения дохода. На 1990 г. дополнительно введена система налогообложения ФОТа. Хозрасчетная деятельность научных организаций должна обеспечивать реализацию принципов самофинансирования и самоокупаемости. Доход и хозрасчетный доход формируются, распределяются и используются таким образом, чтобы было обеспечено рациональное материальное стимулирование создателей научно-технической продукции, социальное развитие коллективов, реновация основных фондов, выполнение научно-поисковых разработок, в том числе на условиях риска, воспроизводство научных кадров, издательская деятельность, реклама и маркетинг.

В научных организациях должны получить развитие процессы создания собственности трудовых коллективов, акционерные формы владения ею и арендные отношения, что может создать объективные предпосылки для преимущественного формирования фондов общественного назначения.

Издательская деятельность — одна из форм создания и реализации научно-технической продукции. Она основывается на результатах научных исследований, полученных при выполнении научно-технических программ и обеспечивающих повышение эффективности и качества геологоразведочных работ, а также на обобщении передового отечественного и зарубежного опыта.

Научно-техническая продукция в форме изданий принадлежит к следующим видам: заказные работы общотраслевого значения, издаваемые через издательство «Недра» и подготавливаемые по предложениям РИСО Мингео СССР в качестве самостоятельного вида НТПр. Заказчиком является ГлавНТУ, поручающее подготовку одной или нескольким организациям и финансирующее издание из централизованных источников Мингео СССР;

заказные работы организаций, предусмотренные в договорах на создание НТПр и являющиеся одним из видов этой продукции или формой внедрения. Заказчиком может быть любая заинтересованная организация, финансирующая издание;

договорные (гонорарно-заказные) работы, предлагаемые к изданию через издательство «Недра» организациями после апробации в РИСО Мингео СССР. Финансирование осуществляется за счет средств организаций;

сборники научных трудов, издаваемые по предложениям организаций после конкурса через РИСО Мингео СССР в пределах ежегодного лимита Госкомпечати СССР. Издание их финансируется из собственных средств организаций;

информационные издания, подготовка и выпуск которых осуществляются по договорам с Мингео СССР, ежегодный их объем лимитируется ГКНТ СССР;

издания, подготавливаемые научными организациями за счет собственных средств на условиях риска и согласуемые с РИСО Мингео СССР.

Редакционно-издательским советом Мингео СССР, его секциями и ГлавНТУ в соответствии с заключенными договорами ежегодно формируются планы издания всех видов научно-технической литературы. Реализация изданий обеспечивается НИИ и «Геолкнигой».

Информационное обеспечение НИОКР подчинено задачам выбора приоритетных направлений их развития, определения оптимальных способов издания НТПр, выявления созданной продукции для последующей реализации. Информационное обеспечение в масштабах отрасли осуществляется в рамках общесоюзной научно-технической программы. Его основу составляет АСНТИ-Геология, использующая средства современной информационной технологии для создания документального АБнД «Геология» и фактографического АБнД «Минерально-сырьевая база».

Общотраслевая система НТИ имеет трехуровневый характер. Первый уровень состоит из отраслевого центра (ВИЭМС), ВГБ (г. Ленинград) и Союзгеолфонда; второй уровень включает 6 специализированных и 12 региональных центров; третьему уровню отвечают более 100 органов научно-технической информации при НИИ, КБ и ПГО. Система НТИ вместе с сетью научно-технических библиотек (более 150) входит составной частью в Государственную систему НТИ.

Важнейшими видами информационной научно-технической продукции отрасли являются следующие.

1. Информационные издания, включаемые во Всесоюзный каталог «Союзпечати» и распространяемые по подписке: информационный сборник «Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр»; экспресс-информация по восьми тематическим сериям — приложение к информационному сборнику.

2. Информационные издания, распространяемые по внутриотраслевым заявкам организаций и специалистов: сводный аналитический обзор важнейших научно-технических достижений в области геологии и разведки недр (для организаций); сводный перечень создаваемой научно-технической продукции; обзоры по тематическим сериям.

В отрасли создаются и реализуются следующие информационные продукты:

адаптированные базы данных на магнитных лентах: «Науки о Земле», «Геология», «Вычислительная техника», «Охрана окружающей среды», «Горное дело», «Информатика», «Экономика»;

базы данных на магнитных лентах, формируемые на основе обработки общепромышленных информационных материалов (информационных изданий, переводов, труднодоступных источников информации, отраслевых непубликуемых материалов и т. д.); диазкопии зарубежных журналов, переводы научно-технической литературы, депонированные рукописи, информационные карты и отчеты;

копии зарубежных материалов, проспектов зарубежных фирм, отчетов международных организаций (ООН, ЭНЕСКО и др.), материалов международных конференций, симпозиумов, диссертаций зарубежных ученых;

отраслевые обзоры публикаций центральной прессы.

Дальнейшее развитие информационной службы и системы научно-технической информации требует учета территориального принципа организации управления отраслью.

Маркетинг и реклама научно-технической продукции. Общеотраслевая система маркетинга и рекламы НТПр подчинена задачам выявления перспективного потребительского спроса, определения возможных потребителей, создания рекламно-информационных средств ее реализации. В рамках рекламно-информационной деятельности обеспечивается доведение до геологических организаций отрасли научно-технических достижений, передового отечественного и зарубежного опыта.

Реклама и маркетинг организуются на отраслевом уровне и на уровне НИИ. Последние создают собственные системы, которые должны обеспечить формирование портфеля заказов на новые разработки и ускоренную реализацию созданной НТПр. Отраслевая система рекламы и маркетинга обеспечивает ускоренную реализацию НТПр общесоюзного и отраслевого значения, а также оценку потребностей отрасли в новых видах такой продукции. В ее деятельности участвуют НТС Мингео СССР, ВИЭМС, ВНИИзарубежгеология, ВНТГеО и павильон «Геология» ВДНХ СССР. Система ориентирована как на внутренний, так и на внешний рынок. Она включает следующие элементы: рекламные и маркетинговые издания; общесоюзные и отраслевые конференции, семинары, совещания; коммерческие выставки, ярмарки; средства кино-теле-фотоинформации и прессы.

Отраслевая система функционирует за счет средств централизованных источников на основе договоров со службой генерального заказчика — Мингео СССР. В договорах на создание НТПр допускается финансирование расходов на рекламно-маркетинговую деятельность. Реклама и маркетинг научной продукции отдельных организаций осуществляются отраслевой системой за счет их средств.

Функционирование системы обеспечивается:

периодическими оценками потребительского спроса на НТПр на общепромышленном уровне и на уровне отдельных организаций;

подготовкой изданий рекламно-маркетингового характера, в которых характеризуется научно-технический потенциал отрасли и отдельных организаций, конкретные виды продукции, а также дается оценка потребностей геологоразведочного производства;

проведением конференций, совещаний, семинаров, обобщением и рекламой соответствующих материалов;

проведением выставок и ярмарок общепромышленного и целевого назначения с обеспечением связи «разработчик—потребитель»;

организацией кино-теле-фотопропаганды научно-технической продукции; созданием и функционированием коммерческих центров с посредническими функциями на хозрасчетной основе.

Система маркетинга и рекламы НТПр пока не получила необходимого развития. Первоочередная задача заключается в разработке и реализации комплекса мер по выявлению и оценке спроса на НТПр — созданную, создаваемую и требующую создания.

Процессы активизации и демократизации деятельности научной общественности должны получить отражение в новых формах управления научно-исследовательскими работами и их исполнения.

Деятельность научной общественности в НИИ координируется и направляется учеными советами, формируемыми из представителей научных коллективов и научных направлений с целью выработки коллективных решений по выбору приоритетных направлений НИОКР, по оптимальным путям и способам их реализации на основе передовых методологических разработок. Ученые советы НИИ привлекают научную общественность для решения этих задач на конкурсных началах. Ученые советы и их секции обеспечивают внутренний контроль продукции путем приемки как отдельных этапов, так и всей НТПр по каждой разработке до ее передачи заказчикам.

В масштабах отрасли руководством реализацией программ обеспечивается координационными советами, создаваемыми как по программам, так и по их наиболее важным заданиям. Они формируются по предложениям головных организаций из ведущих ученых и специалистов страны по соответствующим направлениям. Координационные советы определяют наиболее рациональные пути и методы решения поставленных задач, оценивают ожидаемую результативность и эффективность соответствующей НТПр, определяют ее возможных потребителей, дают оценку возможных затрат по программам и заданиям, рекомендуют состав организаций-исполнителей, участвуют в рассмотрении конкурсных предложений по договорам, обеспечивающим исполнение программ и заданий, осуществляют их исполнение, ведут приемку отдельных этапов работ по программам, координируют взаимодействие исполнителей, подводят итоги выполнения программ и заданий. Координационные советы выделяют своих представителей в комиссии по общесоюзным и отраслевым конкурсам разработчиков НТПр.

С целью обеспечения демократических основ формирования состава исполнителей, сокращения затрат и сроков проведения работ перечни договоров всех организаций с 1990 г. формируются на конкурсной основе. Конкурсы проводятся на нескольких уровнях: внутри НИИ — между возможными исполнителями, в службе заказчика по отдельным направлениям — между организациями, в службе заказчика — между направлениями и организациями.

Для разработки комплексных проблем и создания сложной НТПр научные организации могут объединяться в ассоциации по целевому принципу независимо от их ведомственной принадлежности. Для ускоренного развития наук о Земле первоочередное значение имеет создание ассоциаций научных организаций Мингео СССР, АН СССР и союзных республик, Гособразования СССР и союзных республик.

Для координации и решения общих вопросов деятельности научных организаций создаются советы их руководителей по принципу территориальной общности или общности разработки направлений научно-технического прогресса. Для решения общих вопросов функционирования и развития отраслевой науки создается Совет руководителей научных организаций отрасли. В его состав, кроме представителей дирекции, входят представители советов трудовых коллективов и ВНТГеО. Оперативные задачи деятельности отраслевого Совета руководителей возлагаются по его уполномочию на Бюро совета.

Дальнейшее развитие должны получить работы по созданию и функционированию научно-технических центров и временных творческих коллективов в системе ВНТГеО и других общественных научных организаций.

Для реализации изложенных принципов и основ управления НИОКР и их исполнения в системе Министерства геологии СССР требуется ускоренная разработка ряда методических документов, в которых должны получить отражение следующие положения:

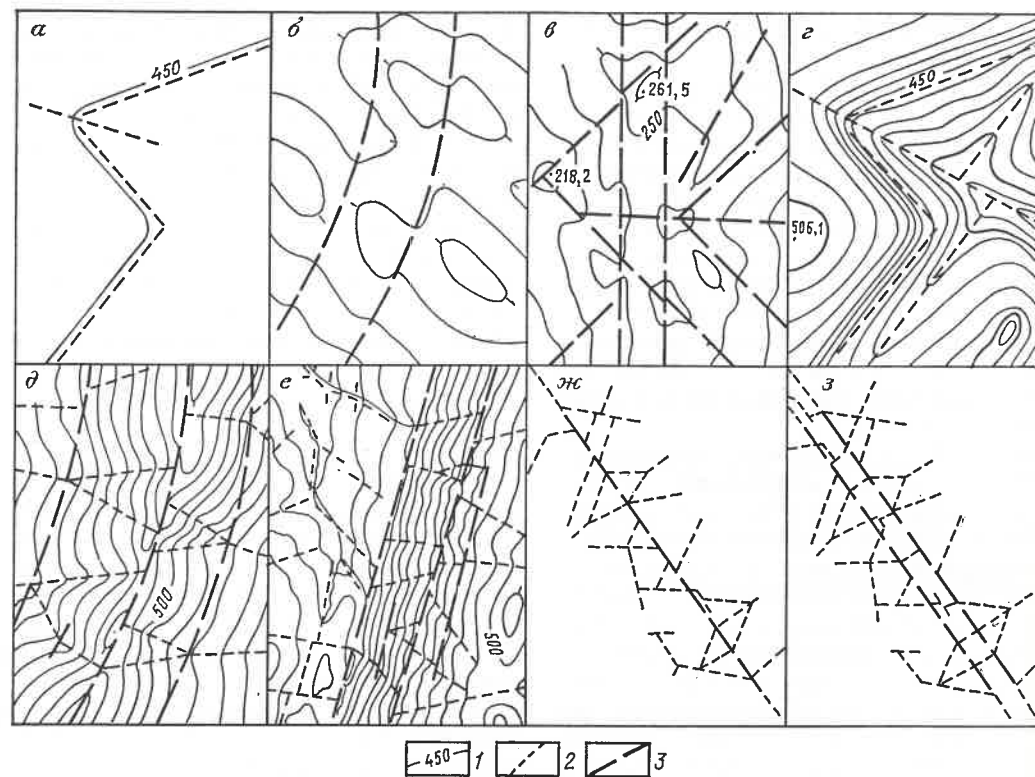


Рис. 1. Типовые случаи геоморфоструктурного анализа рельефа: а — принцип построения тополиний по горизонталям; б, в — при вялом рельефе; г, д, е — при активном рельефе; ж — при невыражающейся в масштабе карты

но в двух измерениях, например, слой с несколько другим составом или структурой, зоны слабого кливажа или трещиноватости, зоны гидротермальных изменений или тепловой обработки и т. д. Подобные неоднородности в породах проявляются в некотором отличии их физических и химических свойств, что приводит к неравномерному гипергенезу, препарировке экзогенными процессами. Относительные перемещения крыльев разрывного нарушения приводят к дисконформности, несостыковке элементарных тополиний. К тополиниям следует отнести и положительные линейные элементы рельефа и микрорельефа — локальные водоразделы, которые также отображают неоднородности геологического субстрата, более устойчивые в условиях гипергенеза. Выявив и точно ограничив на топокарте все тополинии в обоих предполагаемых крыльях разрыва, нетрудно провести умозрительную линию (или полосу)

ты мощности нарушения; з — при выражающейся в масштабе карты мощности нарушения; 1 — горизонтали, м; 2 — тополинии, отражающие элементы тектонических нарушений; 3 — тектонические нарушения — элементы зон тектонических деформаций

их несогласия, что и будет выходом микрорельефа, не выражающиеся в разрыва или его зоны на топографическом масштабе топокарты. При переходе на более детальную топооснову часть линий — основной геоморфоструктурный признак для выявления подобных нарушений (см. рис. 1, д).

Как правило, тектонические зоны не имеют собой места сочленения крупных отчленив или совсем не выделяются. Привлечение же признаков опосредованной связи значительно увеличивает достоверность выявления этих зон и степени деформаций в их кинематике (см. рис. 1, е, ж, з) и нередко требует привлечения геолого-геофизических материалов. С помощью признаков опосредованной связи чаще обнаруживаются наиболее древние разрывные нарушения, выходящие по водоразделам или склонам хребтов, горных гряд, удлинённых холмов. Иногда по тополиниям с помощью геологических данных можно в общих чертах расшифровать кинематику разрыва. То же можно сделать относительно разломов под водотоками, изучая на

равленность и характер их притоков с левом и правом бортом речных долин. По этому же принципу комплексного использования геоморфоструктурных признаков выделяются положительные нарушения и их зоны.

Косвенная связь рельефа и тектонических зон выявляется по геоботаническим, ландшафтным и некоторым другим признакам тектонических нарушений; они наносятся на топокарты и широко используются при дешифрировании аэрофотоматериалов. Это прямолинейные границы леса, лугов, кустарников, болот и других фаций растительности, выходы источников грунтовых вод, расположенные на одной линии, прямолинейные границы гарей, урумников и др. Есть сведения [8], что на топокартах выделяется от 70 до 100 % спрямленных элементов, видимых на аэрофотоснимках. Нанесённые по этому комплексу признаков тополинии с меньшей достоверностью отображают тектонические зоны, и впоследствии могут быть отбракованы [11]. Тем не менее характеризующая группа косвенных признаков при анализе топокарт должна использоваться в полной мере.

Рассматриваемые признаки служат индикаторами иного геологического субстрата или фиксируют особенности микрорельефа, не выражающиеся в разрыва или его зоны на топографическом масштабе топокарты. При переходе на более детальную топооснову часть линий — основной геоморфоструктурный признак для выявления подобных нарушений (см. рис. 1, д).

Зоны крупных разломов представляют собой места сочленения крупных отчленив или совсем не выделяются. Привлечение же признаков опосредованной связи значительно увеличивает достоверность выявления этих зон и степени деформаций в их кинематике (см. рис. 1, е, ж, з) и нередко требует привлечения геолого-геофизических материалов. С помощью признаков опосредованной связи чаще обнаруживаются наиболее древние разрывные нарушения, выходящие по водоразделам или склонам хребтов, горных гряд, удлинённых холмов. Иногда по тополиниям с помощью геологических данных можно в общих чертах расшифровать кинематику разрыва. То же можно сделать относительно разломов под водотоками, изучая на

датский глубинный разлом субширотного простирания, контролирующей офиолитовый пояс [6]. В верхней части рис. 2 этот разлом отображен субширотной группой сближенных тополиний. При прослеживании к западу видно, как он делится на две ветви: Северо-Саянский и собственно Кандатский разломы.

Геологические структуры и геологические блоки ограничены межблоковыми и более крупными разломами. Типовые случаи выражения их тектонических ограничений посредством тополиний рассмотрены выше. Внутренняя структура блоков и ее отражение в рельефе зависят от вещественного состава, степени анизотропности геологических образований и насыщенности зонами тектонических деформаций. Эти особенности структуры выражаются в различной плотности и направленности первичных линейных элементов рельефа — тополиний.

Топоморфоструктурный анализ рудных районов Кузнецкого Алатау привел к выделению ряда морфоструктур центрального типа, соответствующих рангу локальных палеосводов и очаговых структур, диаметром 10—120 км. Металлогеническим их выражением явились рудные районы и узлы.

Наиболее крупные из этих морфоструктур (Северо-Кузнецкая, Коммунарская) в общих чертах устанавливаются при анализе современной речной сети по мелко- и среднемасштабным топокартам. Они выявляются по радиально-центробежному рисунку речной сети или более сложным сочетанием различных типов гидросети с элементами концентрических дугообразных долин. В тектонической интерпретации речной сети отражаются и наиболее известные зоны региональных разломов, выделенных ранее по геолого-геофизическим данным. Для установления других морфоструктур рудных районов и узлов необходимо проведение полного структурного анализа рельефа. Интересно, что центры выявленных морфоструктур находятся на ранее известных и наиболее крупных региональных разломах [10].

В контурах упомянутых локальных палеосводов заключены наиболее древние и метаморфизованные породы позднепротерозойского возраста. По

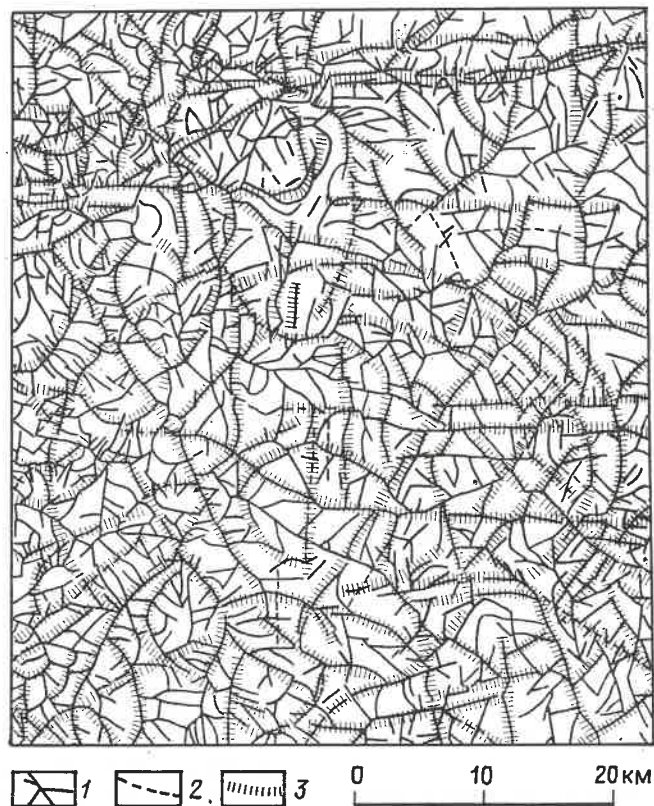


Рис. 2. Генерализация первичного топоморфоструктурного материала: тополинии, отражающие элементы тектонических на-

рушений: 1 — отчетливые, 2 — менее отчетливые; зоны тектонических деформаций, выделенные по топоморфоструктурным признакам

периферии сводов (редко внутри них) развиты кембрийские и более молодые образования. Внутренней структуре палеосводов присуще полигонально-блоковое геологическое строение и мозаичный характер геофизических полей. Резко дифференцированные вертикальные перемещения отдельных блоков привели к частому соседству совершенно разнородных и разновозрастных пород. Палеосводы характеризуются несколько пониженным средне-блоковым уровнем гравитационного поля, пониженной плотностью пород как выше, так и ниже глубины 8 км (соответственно 2,68—2,70 и 2,70—2,73 г/см³), что говорит о разуплотнении здесь земной коры. Наряду с разновозрастными сложнодифференцированными интрузивными образованиями с большой плотностью насыщения в палеосводах проявлен дайковый комплекс этапов активизации (например, на Саралинском рудном поле объем даек основного состава достигает 30 % от объема вмещающих гео-

логических образований), широко распространены разнообразные метасоматические и гидротермальные образования, являющиеся прямыми признаками разуплотнения.

Пример выражения морфоструктуры центрального типа в тополинии показан на рис. 2 в средней и нижней его частях. Это Амыло-Систигхемская морфоструктура в зоне сочленения Западного и Восточного Саяна, являющаяся геоморфологическим отражением одноименной очаговой структурной зоны [6]. Она выделена в процессе топоморфоструктурного анализа 1984 г. и практически не выражается в аномалиях базисной поверхности остаточного рельефа. Вероятно, поэтому время известности функций космофотогеологическим картированием, проведенным в то же время в масштабе 1 : 500 000, она не была выявлена.

Для типизации площадных топоморфоструктур автор не располагает достаточным количеством данных. Однако известно, что на обширных протя-

странствах Дальнего Востока и сопредельных территорий выделены разноланговые морфоструктуры центрального типа и проведена их типизация по наиболее часто встречающимся размерам в интервале от нескольких тысяч километров до сотен метров. Предполагается связь морфоструктур всех рангов с разноглубинными инфраструктурами, ведется поиск связи с геологическими комплексами пород в верхней части земной коры [7]. Топоморфоструктурный анализ может претендовать на выявление лишь конечного ряда этих геоморфологических образований (от 200 км и менее), где разрешающая способность этого вида анализа, по мнению автора, несравненно выше.

На рис. 1, а показан общий принцип выделения тополиний по ориентировке спрямленных участков горизонтали. Особенностью топоморфоструктурного метода в крупном масштабе является изучение в первую очередь элементов рельефа и микрорельефа путем анализа взаимоотношений горизонталей, так как все постоянные и временные водотоки, а также тектонические формы рельефа отражены в их расположении. Для наведения тополиний могут быть использованы последовательные изгибы горизонталей, границы между определенно ориентированными полосами их сгущения или разрежения и т. д. Важно точно ограничить тополинии по длине, т. е. не продолжать их дальше логического окончания, иначе более ценные из них, выражающиеся как линии или полосы несогласия этих элементарных топоморфоструктур, не будут выявлены (см. рис. 1, б-з).

Подобные операции топоморфоструктурного анализа подчинены логическим законам и могут быть математизированы и запрограммированы для машинной обработки картографического материала любого масштаба. В настоящее время известны законы функциональной зависимости случайных величин рельефа, которым подчиняется распределение высот рельефа и через которые можно выделить тополинии как линейные экстремумы или функциональные перегибы в координатном пространстве [12]. Машинная обработка топоосновы позволит избежать

ошибок и разночтений в опознании тех или иных тополиний, что иногда зависит от опыта и интуиции отдельных исполнителей. Однако, интуиция исполнителей, у которых имеется опыт топографической съемки, вряд ли может быть втиснута в рамки поведения машины, имеющей набор стандартных случаев. Поэтому полнота и качество топоморфоструктурного анализа, выполненного исполнителями-специалистами, будут более высокими. Для устранения субъективных ошибок имеются два пути: 1) производство анализа в «две руки» и 2) «автоматическая» отбраковка ошибки исполнителей.

Наиболее трудоемкая операция топоморфоструктурного анализа — построение сети первичных тополиний. Работа ведется на лавсановой кальке-накладке, которая должна надежно закрепляться на топокарте или серии топокарт, включающих изучаемую территорию. Площадь производства топоморфоструктурного анализа должна быть обширнее изучаемой территории. В случае крупномасштабного анализа размер перекрытия с каждой стороны от изучаемой площади максимален — обычно он равен 1/2 поперечного размера топокарты. При среднем масштабе можно ограничиться перекрытием в 1/4 размера топокарты. Простая калька для топоморфоструктурного анализа практически не годится, так как она недостаточно прозрачна и к тому же подвержена деформациям.

После разметки и закрепления кальки-накладки равномерно и последовательно справа налево и сверху вниз для всей площади (с учетом перекрытия) опознаются все тополинии независимо от их размеров. Таким образом исследуется планшет за планшетом, причем пограничные участки на соседних топокартах обрабатываются при точном совмещении их рамок. В результате получается карта первичного топоморфоструктурного материала, представляющая собой сеть первичных тополиний. Так, выявление сети первичных тополиний для площади, изображенной на рис. 2, проводилось авторами этой методики [11] в «две руки» по среднемасштабным топокартам. При совмещении отработанных калек совпадение тополиний составило 78 %.

Частичные несовпадения в основном обусловлены различной детальностью выявления наиболее коротких и второстепенных элементов.

Первичный топоморфоструктурный материал в дальнейшем подвергается одно- или многократной генерализации. Отдельные тополинии, трассирующиеся и закономерно продолжающиеся друг друга, объединяются в линеаменты более высокого ранга и наводятся уже на второй кальке-накладке. Генерализованные линеаменты по сравнению с наведенными по топооснове первичными тополиниями имеют гораздо большую протяженность и практически со 100 %-ной вероятностью отражают различные тектонические деформации. На рис. 2 можно видеть результат первого этапа генерализации.

Генерализованные зоны деформаций, как и первичные тополинии, нередко продолжают друг друга или создают субпараллельные кулисообразные системы, трассируясь на весьма значительные расстояния. Системы относительно прямолинейных линеаментов фиксируют региональные и глубинные разломы. Системы дугообразных линеаментов с концентрическим планом заложения часто ограничивают или подчеркивают структуры центрально-го типа.

В процессе последовательной генерализации увеличиваются размеры опознаваемых тектонических зон, при этом полностью исчезает неопределенность их выделения. Например, длина выявленных тополиний сначала колеблется от 0,5 до 20 км. В результате первого этапа генерализации длина линеаментов стала варьировать от 5 до 45 км, а на втором этапе [11, рис. 1] уже выделились структуры длиной не менее 20 км. Кроме того, в ходе второго этапа генерализации опознаются протяженные полосы сгущения субпараллельных линеаментов, являющихся выражением глубинных и крупных разломов. Расстояния между крайними линеаменами в зоне разлома позволяют установить его мощность. В ходе генерализации отбраковываются хаотически расположенные тополинии неогенетектонической природы, а также неправильно наведенные, не отвечающие генерализующим направлениям. Короткие, но закономерно распо-

ложенные в общем структурном плане тополинии могут с большей долей уверенности использоваться при составлении крупномасштабных и детальных геологических материалов.

Результатом последовательной генерализации является топоморфоструктурная карта, которая может быть совмещена офсетным способом с первичным топоморфоструктурным материалом. Затем сопоставляются полученные топоморфоструктурные данные с геологическими и геофизическими материалами: опознаются известные разломы, выявляются новые и продолжают уже известных, уточняются имеющиеся геологические карты. В процессе сопоставления могут быть объяснены детали геологического строения и геофизических полей.

Подобная геологоструктурная интерпретация генерализованных элементов была выполнена для зоны сочленения Западного и Восточного Саяна. С помощью топоморфоструктурной карты составлена схема основных разломов и структур центрального типа зон сочленения с металлогенической характеристикой. Одновременно уточнена геологическая карта изучаемой площади. Несмотря на неодинаковую изученность отдельных частей района, топоморфоструктурные данные во многих случаях позволили интер- и экстраполировать геологические образования за пределы площадей их более детального изучения. Это значительно повысило равномерность и плотность информации на всей территории геологической карты.

Использование результатов структурного анализа последовательного (необязательно полного) набора тополиний от мелкого до крупного масштаба позволяет при составлении крупномасштабных геологических карт более выявлять дизъюнктивную тектонику, устанавливая взаимоотношения между системами тектонических нарушений, точнее проводить некоторые геологические границы. В частности по характерным линейным и изометричным элементам рельефа, а также участкам с различным рисунком микрорельефа в ряде случаев опознаются геологические тела (интрузии, дайиты, слои, упрочненные или ослабленные зоны метасоматических изменений

и др.), различающиеся по устойчивости к выветриванию. Особенно актуально применение топоморфоструктурных материалов в районах с плохой обнаженностью. В полевых условиях морфоструктурные построения подлежат выборочной проверке и дальнейшему анализу с геологических и структурных позиций.

Топоморфоструктурные карты рудных районов в отличие от геофизических и геологических обладают относительной равномерностью информации по всей площади, благодаря чему можно более объективно проанализировать геолого-геофизические данные и установить закономерности размещения оруденения. Выявление топоморфоструктурных закономерностей уже известного оруденения позволяет широко применять при поисках подобного оруденения метод аналогии [3, 11].

Топоморфоструктурный анализ рельефа менее эффективен в районах распространения древних метаморфических толщ с проявлениями интенсивных пластических деформаций: метаморфизм и особенно метасоматоз приводят к «залечиванию» древних нарушений и слабому отражению их в рельефе. Более поздние, часто пострудные нарушения в этих условиях выделяются отчетливее. Менее эффективен этот анализ также в условиях аккумулятивного и равнинного рельефа. В таких случаях следует использовать топооснову более крупного масштаба или выбирать топокарты с меньшим сечением горизонталей, т. е. более детальным изображением рельефа.

В целом, топоморфоструктурный анализ существенно дополняет комплекс геолого-геофизических методов изучения. Он может быть весьма полезен при средне- и крупномасштаб-

ных геологической съемке, поисковых работах, структурных и металлогенических построениях, в частности, при изучении эндогенного оруденения. Описываемый анализ следует проводить до полевых работ, в комплексе с другими дистанционными исследованиями с последующей выборочной проверкой его данных в полевых условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас морфоструктур рудных полей/ П. Ф. Иванкин, В. Н. Акчурина, В. А. Булыничников и др.— Л.: Недра, 1973.
2. Войлошиников В. Д. Полевая геология для техников-геологов: Справочное пособие.— М.: Недра, 1984.
3. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации.— М.: Наука, 1981.
4. Волчанская И. К., Кочнева Н. Г., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях.— М.: Наука, 1975.
5. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Вертикальная зональность глубинных разломов и типизация их тектонитов//Сов. геология. 1987. № 10. С. 69—78.
6. Лопатин А. П., Сазонов Л. А., Ильин В. М. Амыло-Систигхемская очаговая структура: особенности строения и развития, рудоконтролирующая роль//Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 19—24.
7. Морфоструктурные исследования: теория и практика/Г. И. Худяков, А. П. Кулаков, С. М. Тащи и др.— М.: Наука, 1985.
8. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей/И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др.— Л.: Недра, 1968.
9. Орлова А. В. Блоковые структуры и рельеф.— М.: Наука, 1973.
10. Сазонов Л. А. Линейно-дискретное расположение палеосводов в Кузнецком Алатау.— Деп. в ВИНТИ. № 4717-В86.
11. Сазонов Л. А., Лопатин А. П. Морфоструктурный анализ при крупномасштабном геологическом картировании//Сов. геология. 1986. № 10. С. 69—74.
12. Стохастические модели в морфоструктурном анализе/Сост. В. С. Порядин.— М.: Недра, 1985.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

Модель прогнозно-поискового комплекса для сульфидных никелевых месторождений еланского типа

Н. М. ЧЕРНЫШОВ (Воронежский гос. университет),
С. П. МОЛОТКОВ (Воронежская ГГЭ ПГО «Центргеология»)

В пределах Воронежского кристаллического массива широко развиты потенциально перспективные сульфидно-никелевые рудномагматические системы (РМС), сформировавшиеся в различных геодинамических и эндогенных режимах. Наиболее продуктивными являются два типа месторождений; а) медно-никелевые в ультрамафитно-дифференцированных интрузий дунит-перидотит-габбро-норитовой формации (мамонский тип); б) существенно никелевые в норитах субвулканических ортопироксенит-норит-диоритовых тел (еланский тип).

Модель прогнозно-поискового комплекса разработана применительно к наиболее важным в промышленном отношении сульфидным никелевым месторождениям еланского типа. Прогноз базируется на анализе геотектонической позиции и специфике развития Елань-Эртильской структурно-формационной зоны, в пределах которой сосредоточены известные месторождения и рудопоявления, и на разработанной геолого-генетической модели этого типа месторождений, наиболее полно отражающей поисковые критерии и признаки объектов прогноза различных металлогенетических категорий и возможность их выявления на разных стадиях геологоразведочного процесса.

Все известные сульфидные медно-никелевые месторождения сосредоточены в Воронцовском эпикратонном прогибе, характеризующемся «тяжелой» (по сравнению с мегаблоком КМА) литосферой, повышенным уровнем гравитационного и отрицательным ($-300 \div -350$ нТл) магнитного поля, широким развитием среди песчано-сланцевых отложений воронцовской серии магматических образований, разнообразных по возрасту, составу и формационной принадлежности. На основании геолого-геофизических данных и модели структурно-вещественной типизации никеленосных объектов [3, 6, 7, 8] наиболее важные в промышленном отношении месторождения

относятся к мамонскому и еланскому типам сульфидно-никелевых РМС, сформировавшимся на рубеже 2100 ± 25 и 2020 ± 15 млн лет из разных по глубине заложения мантийных очаговых зон, различающихся по геологическому положению, петролого-геохимическому облику, составу и масштабам сульфидного медно-никелевого оруденения.

Сульфидно-никелевая РМС мамонского типа с известными месторождениями (Нижнемамонское, Подколотовское, Юбилейное) и многочисленными рудопоявлениями в ультрамафитах связана с комплексом дифференцированных интрузий дунит-перидотит-габбро-норитовой формации. Эти интрузивы приурочены к северо-западным ($330-345^\circ$) зонам глубинных разломов с практически полным отсутствием латерального растяжения и образуют ряд сравнительно узких ($15-30$ км) протяженных ($200-300$ км) ультрамафит-мафитовых поясов (Лосевско-Мамонский, Ширяевско-Озерковский, Аннинский, Елань-Эртильский). Такие пояса по существу представляют собой рудные районы, в пределах которых размещаются известные и потенциальные рудные поля месторождения.

Определяющими элементами геолого-генетической модели месторождений мамонского типа, отличающих их от сульфидного никелевого оруденения еланского типа, являются:

- 1) приуроченность руд к наиболее обогащенным оливином породам полидифференцированных ультраосновных интрузий, в пределах которых они образуют согласные с элементами внешней структуры линзо- и пластчатые залежи или их серии; 2) принадлежность сингенетических бедных вкрапленных медно-никелевых руд ($1 < Ni/Cu < 3$; $7 < Ni/Co < 20$; $Rd = 1,4-2,0$; $\delta^{34}S$ близко к метеоритному); 3) определяющая роль в минеральном парагенезисе пирротина ($80-90\%$) при близком количественном соотношении халькопирита и пентландита

(\pm хромшпинелиды, магнетит, графит, иногда молибденит, никелин, кобальтин). По генетическим особенностям месторождения этого типа собственно магматические, позднее несколько метаморфизованные.

Сульфидно-никелевая РМС еланского типа с известными месторождениями и рудопоявлениями богатых сульфидных никелевых руд в норитах приурочена к длительно развивающейся Елань-Тамбовской структурно-фациальной зоне. Последняя отчетливо фиксируется неширокой ($30-40$ км) протяженной (700 км) полосовой магнитной аномалией небольшой (до 250 нТл) интенсивности при весьма незначительных (до 10 нТл/км) градиентах и несколько пониженных значениях гравитационного поля; на глубине $4-6$ км фиксируется верхняя граница магнитно-активных масс архейского основания. Субвулканические тела нередко пространственно совмещены с крупными дифференцированными ультрамафит-мафитовыми плутонами и более мелкими автономными мафитовыми и ультрамафитовыми интрузивами более ранней дунит-перидотит-габброноритовой формации с мамонским типом сульфидного медно-никелевого оруденения.

Высокая степень насыщения этой зоны ($20-25\%$ площади) различными по возрасту, составу и формационной принадлежности магматическими образованиями свидетельствует о многостадийном, унаследованном формировании этой структуры в условиях разных геодинамических режимов:

1) заложение линейных зон глубинных разломов с практически полным отсутствием латерального растяжения и внедрение в них в интервале $2100-2075 \pm 25$ млн лет никеленосных дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузий мамонского комплекса; 2) заложение и развитие рифтогенной структуры, унаследовавшей положение существующей структуры линейного разлома, внедрение в условиях значительного латерального растяжения мантийного коматитового расплава, обогащенного коровым материалом, за счет которого на рубеже 2020 ± 15 млн лет сформировалась высоко-

продуктивная никеленосная вулкано-интрузивная ассоциация ортопироксенит-норит-диоритовых субвулканических и дайковых тел;

последующая активизация рифтогенной структуры и внедрение магматических образований протерозойской (1980 ± 15 млн лет) трапповой формации и комплекса субщелочных сиенитов.

Смена геодинамических режимов, взаимообусловленный, унаследованный характер развития магмоконтролирующих структур в пределах Елань-Тамбовской зоны, последовательно вскрывающих различные уровни магмогенерации, определяют возможность пространственного совмещения разновозрастных и разноформационных сульфидно-никелевых РМС и многоярусное размещение сульфидных медно-никелевых месторождений.

Многочисленные (свыше 30) небольшие по размерам ($0,3-10$ км²; реже до 15 км²) различные по морфологии (кольцевые, дугообразные, подковообразные с размещением в их центральных частях комагматичных диоритов) автономные или пространственно совмещенные с ультрамафит-мафитовыми интрузивами мамонского комплекса ортопироксенит-норит-диоритовые субвулканические и дайкообразные крутопадающие тела сосредоточены преимущественно в центральной части Елань-Тамбовской зоны. Норит-диоритовые тела характеризуются локальными гравитационными аномалиями: диоритовая породная группа отчетливо выражается гравитационным минимумом; оруденелые участки в их пределах фиксируются положительными магнитными аномалиями интенсивностью $25-80$ нТл.

По внутреннему строению, составу, степени рудоносности и другим петролого-геохимическим особенностям среди субвулканических и дайковых тел ортопироксенит-норит-диоритовой никеленосной формации выделяются структурно-вещественные и петрогенетические группы: 1) ортопироксенитовые и ортопироксенит-норитовые с сульфидным медно-никелевым оруденением (Центральное рудопоявление); 2) норитовые и норит-диоритовые: промышленно рудоносные и рудоносные (Еланское месторождение,

Елкинское, Троицкое, Новопокровское рудопоявления); со слабой минерализацией и неустановленным оруденением (Бороздиновский, Русановский, Таволжанский, Пыховский, Некрыловский, Калиновский интрузивы); безрудные (Романовский).

Для промышленно рудоносных и рудоносных норит-диоритовых субвулканических тел характерны минералого-петрографические особенности, являющиеся также определяющими элементами геолого-генетической модели сульфидных никелевых месторождений еланского типа [6, 7, 8]:

присущее субвулканическим образованиям многократное неупорядоченное чередование лейко- и мезократовых (с участками меланократовых) преимущественно тонко- («фельзические» нориты) и мелкозернистых порфировидных (с элементами ориентированной структуры) биотитовых, кварц-биотитовых, иногда роговообманковых (преимущественно в краевых частях) норитов и габбро, инъецированных многочисленными дайками норит-порфиров, гиперстеновых порфиритов, диоритов;

постоянное присутствие разнообразных по составу (метаморфические породы рамы, мафиты и ультрамафиты мамонского комплекса, в том числе оруденелые) ксенолитов с образованием специфических «ксенолитовых» норитов, свидетельствующих о высокой степени энергетической активности внедрившихся магматических колонн; многообразие структур (микрофельзитовая, габброофитовая, офитовая, пойкило- и гипидиоморфнозернистая и др.);

кристалломорфологическая неоднородность породообразующих минералов (ортопироксен, плагиоклаз) с признаками деформации и грануляции, разнообразными по морфологии и составу рудно-силикатными включениями; повышенные содержания биотита и кварца при крайне ограниченном развитии оливина, иногда ортоклаза; высокомагнезиальный состав цинк- и хромсодержащего ортопироксена (FS_{12-25}) и оливина (FA_{18-20}), некоторое обогащение плагиоклаза (AP_{40-55}) ортоклазовым компонентом (1,2—5,2 %);

специфический состав акцессорной минеральной ассоциации (высокохромистые цинксодержащие хромшпинелиды, ильменит, рутил, магнетит, апатит, циркон, бадделит, муассанит, периклаз, сульфиды, арсениды и сульфид-арсениды Ni, Co, Cu, молибденит, сфалерит, галенит и др.).

Генетическая автономность норит-диоритовой ассоциации особенно отчетливо проявляется в петрогеохимической индивидуальности рудовмещающих норитов, для которых характерны [2, 6, 7, 8]: повышенные содержания MgO (8,0—17,7 %) при значительной роли SiO_2 (51,0—58,0 %) и щелочей ($Na_2O > K_2O$), существенная обедненность CaO и Al_2O_3 ; повышенное содержание Cr_2O_3 ($> 0,10$ %), несколько раз превышающее кларк этого элемента в мафитах, никеля значительное преобладание его над медью и кобальтом (Ni/Cu 3—8, Ni/Co 5—12), а также серы (0,2—1,0 %), состав которой заметно обогащен легким изотопом ($\delta^{34}S$ —0,2—-3,5 ‰); устойчиво высокие значения корреляционных связей Fe, Ni, Co, S, постоянное присутствие цинка ($70 < Zn < 100$ г/т).

Крутопадающий характер залегания и субвулканическую природу норит-диоритовых тел (энергетически активные вулкано-интрузивных колонн) следует богатое сульфидное никелевое оруденение еланского типа [4, 8, 9, 13]. В пределах прерывистых рудных зон (столбов) пространственно совпадают разнообразные по текстурному облику типы руд (крупно-, гнездово- и тонковкрапленные, стовкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевидные, сплошные) при значительном преобладании (80—90 %) среди них вкрапленных разновидностей; в рудных зонах обильно ксенолитов. В рудах высокое (до 30—50 %) содержание кобальтосодержащего пентландита при ведущей роли никельсодержащего пирротина и ограниченной (до 5—10 %) халькопирита; отношение этих ведущих минералов (пирротин: пентландит: халькопирит) равно 25 : 10 : 1. Широко развиты арсениды и сульфид-арсениды никеля и кобальта (маухерит, гаухерит, стибиаухекорнит, ульманит,

луровисмутит, лёллингит, алтаит и др.), аргентопентландит, графит, высокохромистые цинксодержащие хромшпинелиды, молибденит, иногда самородное золото, сфалерит, галенит. Отмечается тесная пространственно-временная ассоциация раннего пентландит-пирротинового (\pm халькопирит, кубанит) и более позднего никель-кобальтового арсенид-сульфоарсенидного (\pm молибденит, аргентопентландит, миллерит, виоларит, минералы Au, Te, Bi, Ag) парагенезисов, сформировавшихся из единой последовательности развивающейся рудномагматической системы. Руды высоконикелистые, маломедистые ($10 < Ni/Cu < 100$; $1 < Pd/Pt < 3$) со значительной обогащенностью кобальтом ($5 < Ni/Co < 40$) и изотопно легкой серой ($-1,2 < \delta^{34}S < -11,2$ ‰).

Эти типовые признаки и ряд других геохимических особенностей пород и руд послужили определяющими параметрами при разработке многочисленных вариантов геолого-генетической модели формирования руд еланского типа [2, 3, 5, 6, 7, 8]. Предпочтение отдается модели магматического замещения и последующего переотложения ранее образованных сульфидного никелевого оруденения архейского основания и донных залежей плутонов маньчжунского типа под воздействием норитового расплава.

Более детальный петролого-геохимический анализ имеющегося материала позволяет прийти к выводу, что сульфидно-никелевая РМС еланского типа формировалась на рубеже 2 млрд лет в условиях рифтогенного геодинамического режима из самостоятельного сульфидоносного мантийного расплава. При этом допустимы по крайней мере две модели формирования РМС еланского типа. В частности, высокое содержание MgO при повышенной роли SiO_2 , обедненность CaO , Al_2O_3 , значительное превышающие кларковые содержания Ni и Cr, заметное преобладание Ni над Cu, высокомагнезиальный состав ортопироксена, наличие высокохромистых хромшпинелидов и ряда других геохимических особенностей сближают нориты РМС еланского типа с известными континентальными бонинитовыми норитами [9, 10]

и породами бонинит-марианитовой серии. Последняя сформировалась за счет плавления мантийного амфиболсодержащего перидотита в условиях высокого P_{H_2O} , способствующего образованию обогащенного MgO , SiO_2 , Cr_2O_3 и обедненного Al_2O_3 и CaO магматического расплава [7]. Вместе с тем, при определенном сходстве прямая аналогия между никеленосными норитами и бонинитами, по-видимому, неправомерна. От бонинитов они отличаются содержанием TiO_2 , $Na_2O + K_2O$, P_2O_5 , пониженными концентрациями MgO в хромшпинелидах.

Более вероятной представляется модель формирования высококремнистых и высокомагнезиальных норитов вследствие ассимиляции коматиитовым расплавом пород архейско-протерозойской рамы. Активное взаимодействие с вмещающими породами высокотемпературной коматиитовой магмы приводит к изменению ее первоначально химического и изотопного состава [1]. В результате появляются расплавы с повышенным содержанием MgO , Cr, Ni, низкими Al_2O_3 , CaO , обогащенные SiO_2 , щелочами и другими «коровыми» элементами. Сами нориты при этом будут наследовать заметные петрогеохимические черты первично-коматиитового источника, в частности, близкий к коматиитам состав хромшпинелидов, значительную обогащенность пород серой, существенно никелевый состав руд при существенном преобладании Ni над Cu и т. п.

В системе определяющих элементов важное значение имеют геолого-структурные, геофизические, минералого-петрографические и петрогеохимические критерии различия рудоносных и безрудных норит-диоритовых тел, выступающие в качестве надежных параметров при разработке поисково-оценочного комплекса на руды еланского типа. В отличие от промышленно рудоносных и рудоносных тел нориты безрудных вулкано-интрузивных образований еланского комплекса характеризуются более однородным структурно-текстурным обликом пород и преобладанием лейко-мезократовых разновидностей; практически полным отсутствием «ксенолитовых» и «фельзических» разновидностей, крайне ограниченным проявлением дайковых

Модель прогнозно-поискового комплекса на сульфидные никелевые месторождения еланского типа

Геологические эквиваленты металлогенических категорий	Признаки опознания объектов	Стадии, виды и методы ГРР	Ожидаемые результаты
<p>Металлогеническая зона — зона рифтогенного типа с ортопироксенит-норит-диоритовыми телами в пределах Воронцовского эпицентрального прогиба</p>	<p>Структурно-формационные зоны с последовательно сменяющимися геодинамическими режимами (глубинные разломы — рифтогенные зоны — зоны тектоно-магматической активизации) и высокой (20—25%) степенью насыщения различных по возрасту, составу и формационной принадлежности проявлений вулкано-интрузивного и интрузивного магматизма. Зонам развития сульфидоносного норит-диоритового магматизма соответствуют небольшие протяженные (первые сотни километров) положительные магнитные аномалии небольшой (250 нТл) интенсивности при незначительных (10 нТл/км) градиентах и пониженных параметрах мозаичного гравитационного поля</p>	<p>ГМК-500, ГМК-500. Операжоющие геофизические работы: гравитационная (наземная) съемка м-ба 1:50 000; электроразведка ВЭЗ м-ба 1:100 000; сейсморазведка (МОГТ, КПМВ, единичные профили). Обобщение данных по глубинному строению территории. Сопутствующие геофизические работы; анализ и повторная интерпретация геофизических полей с учетом результатов картировочного бурения</p>	<p>Установление: 1) долгоживущих разломов, определяющих размещение магматитов различного состава, возроста, формационной принадлежности и границ вулкано-плутонической ассоциации еланского типа; 2) проявлений минерализации, классифицированных по принадлежности к типам сульфидно-никелевых РМС. Составление структурно-формационной и прогнозной карт м-ба 1:500 000 с выделением контуров металлогенических зон с РМС еланского типа</p>
<p>Потенциальный рудный район — группа ортопироксенит-норит-диоритовых тел сульфидно-никелевой РМС в пределах металлогенической зоны</p>	<p>Скопления норит-диоритовых тел рудоносной формации (еланский комплекс) в пределах зон глубинных разломов повышенной проницаемости с высокой степенью насыщения (15—20% площади) разновозрастных и разноформационных комплексов растных и мафитовых и мафитовых комплексов (мамонский, еланский, новогольский). Выделяются специфические аномалии, характеризующиеся слабо интенсивным магнитным полем в пространственном сочетании с положительными гравитационными аномалиями, определяющими чертами которых являются (в полях 2-х и 3-х производных) кольцевые и полукольцевые структуры норит-диоритовых тел с гравитационными минимумами над комматическими</p>	<p>ГМК-200. Операжоющие геофизические работы: гравитационная (наземная) съемка м-ба 1:50 000; электроразведка ВЭЗ м-ба 1:100 000 и ЗСТ м-ба 1:500 000; сейсморазведка (МОГТ, КПМВ, единичные профили); профильные наземные геохимические исследования на опорных участках, завершение параметров бурение с комплексом скважинных геофизических модели Разработка геолого-геофизической модели глубинного строения рудного района. Сопутствующие геофизические работы, анализ и повторная интерпретация геофизических полей с учетом результатов бурения</p>	<p>Установление: 1) границ внешнего контура ареала распространения скоплений (групп) ортопироксенит-норит-диоритовых тел рудоносной формации; 2) размещения вулкано-интрузивных тел; проявления сульфидно-никелевого оруденения еланского типа. Составление структурно-формационной и прогнозные карты м-ба 1:200 000 (прогнозные ресурсы категории Р₂)</p>
<p>Потенциально-содержательная группа рудоносных норит-диоритовых тел и отожествляемых с ними геофизических аномалий, обладающих сочетаниями локальных слабоинтенсивных (25—80 нТл) магнитных аномалий с положительными гравитационными полями; участки развития комматических диоритов фиксируются гравитационными минимумами. Пространственное совпадение аномальных зон ВП со слабо интенсивными магнитными максимумами при наличии зон оруденения. Концентрация субвулканических тел в узлах пересечения разрывных нарушений. Вещественные (минерало-петрографические, петрогеохимические) признаки принадлежности норит-диоритовых тел к еланскому типу. Геохимические аномалии Ni, Co, Mo, Cu, Ag, Bi, As и др. Наличие сульфидной никелевой минерализации еланского типа</p>	<p>Рудоносные тела фиксируются локальными гравитационными аномалиями и положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 40—30 нТл. Зоны электрической проводимости, совпадающие в плане с гравитационными аномалиями и слабо интенсивными магнитными максимумами в полях 2-х и 3-х производных. Комплекс структурно-вещественных признаков принадлежности норит-диоритового тела к потенциально рудоносному. Первичные и вторичные зональные геохимические аномалии Ni, Co, Cu, Mo, Ag, Bi, As и др. Наличие сульфидного никелевого оруденения еланского типа</p>	<p>Стадия заверки и разбраковки геофизических аномалий по степени рудоносности. Разработка геолого-геофизической модели рудного поля на основе гравитационной съемки м-ба 1:10 000. На перспективных объектах: профилирование площадные исследования методом ВП; сейсмострофилирование (МОГТ, ПМВСП); высокочастотная профильная гравимагнитная разведка; атомгеохимическая и газовой-ртутных скважин с комплексом скважинных геофизических методов и петрографо-минерало-геохимических исследований. Анализ и повторная интерпретация геофизических полей с учетом результатов бурения для разбраковки аномалий по степени никеленосности</p>	<p>Установление: 1) объемного строения тел, их принадлежности к рудоносной формации еланского типа; 2) геохимических аномалий Ni, Co, Mo, As, Bi, Ag и др.; 3) аномалий ВП; 4) сульфидного никелевого оруденения еланского типа; 5) местонахождений и параметров рудных полей, вероятной принадлежности отдельных интрузивов к рудоносному типу. Геологическая и прогнозная карты м-ба 1:50 000 (прогнозные ресурсы категорий Р₃+Р₂)</p>
<p>Потенциальное меторожденное — рудоносное норит-диоритовое тело</p>	<p>Рудоносные тела фиксируются локальными гравитационными аномалиями и положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 40—30 нТл. Зоны электрической проводимости, совпадающие в плане с гравитационными аномалиями и слабо интенсивными магнитными максимумами в полях 2-х и 3-х производных. Комплекс структурно-вещественных признаков принадлежности норит-диоритового тела к потенциально рудоносному. Первичные и вторичные зональные геохимические аномалии Ni, Co, Cu, Mo, Ag, Bi, As и др. Наличие сульфидного никелевого оруденения еланского типа</p>	<p>Поисковые работы. Профильно-площадные работы методом ВП. Комплекс наземных высокочастотных гравимагнитных съемок м-ба 1:10 000—1:5000. Геохимические работы. Бурение поисковых и структурно-поисковых скважин с комплексом геофизических (ВП-картаж, комбинированное ВП-профилирование, азимутальный ВП-заряд, КСПК, ЕП, ТСМ, радиоволновое просвечивание, ДЭМПС, МП, МЗ) и петрографо-минералогических исследований для определения принадлежности тел к рудоносному типу. Разработка варианта геолого-математической модели месторождения</p>	<p>Установление: 1) принадлежности норит-диоритового типа к рудоносному (продуктивному) типу; 2) геохимических аномалий рудообразующих элементов и аномалий ВП, 3) зон сульфидно-никелевого оруденения и геофизических тел. Составление геолого-геофизической модели и прогнозной карты м-ба 1:10 000—1:5000 (прогнозные ресурсы категорий Р₂+Р₁)</p>

Геологические эквиваленты металлогенических категорий	Признаки опознавания объектов	Стадии, виды и методы ГРР	Ожидаемые результаты
<p>Рудная зона — зона сульфидного никелевого оруденения и рудных тел с повышенным содержанием основных и сопутствующих элементов среди норитов</p>	<p>Геологические и геохимические аномалии. Комплекс структурно-вещественных признаков, присущих промышленно-рудносным и рудоносным норит-диоритовым телам. Зоны сульфидного никелевого оруденения в норитах с рудами еланского типа с присутствием им минералов: геологическими особенностями: существенно пентландит-пирротиновые (+ халькопирит) с широким разлитием арсенидов и сульфидов Ni, Co, минералами Mo, Ag, Te, Bi, Se, Pt, Pd; высокохромистыми, высоконикельстыми махромшаниелидами; высокая обогатенность изотопно легкой серой. Протектонические структурные элементы, контролирующие размещение рудных зон и дайковожильных образований</p>	<p>Поисково-оценочные работы. Увеличение роли и объемов скважинных геофизических исследований при полной обеспеченности всей площади месторождения высокоточными детальными гравимагнитными съемками. Бурение поисково-разведочных скважин. Детальные петрографические, минералогические, петрофизические и геохимические исследования пород, руд и минералов, технологическое изучение руд. Опытные методические работы по применению новых геофизических и геохимических методов с аппаратурой повышенной информативности и экспрессности. Подготовка ТЭС</p>	<p>Итогом работ являются: 1) геологическая карта поискового участка с отражением зон оруденения, контуров рудных тел и их морфологии; 2) минерало-геохимические планы и разрезы рудных зон; 3) карта поисковых критериев и признаков; 4) прогнозная карта на структурной, петрографо-минералогической и геолого-магнетической моделях месторождения (прогнозные ресурсы категории Р₁ и запасы категории С₂)</p>

картирование

ГМК-500 — геолого-минералогическое

1 : 500 000;

картирование масштаба

ГМК-500 — глубинное геологическое

Примечание. ТЭС

картирование масштаба

образований; более высокожелезистым составом ортопироксена (Fs₃₅₋₄₃), появлением клинопироксена, повышенным содержанием кварца и пониженным — биотита, развитием амфибола, орто- и клинопироксена; снижением в составе аксессуарной минеральной ассоциации содержания сульфидов, сульфоарсенидов и особенно хромшпинелидов; повышенным содержанием SiO₂ (55—57%), Al₂O₃ (14%), CaO (≥7%), щелочей (Na₂O+K₂O ≥ 5, при возрастающей роли калия) и пониженным — MgO (4—7%) и цинка (10/50 г/т); низкими значениями отношений Ni/Cu (1—2), Ni/Co (5) и ослаблением корреляционных связей рудообразующего парагенезиса элементов (Fe, Ni, Co, S).

Приводимый вариант модели прогнозно-поискового комплекса на руды еланского типа (таблица) представляет собой последовательное установление (опознавание) геологических объектов, соответствующих металлогеническим категориям разного порядка:

металлогеническая зона, отвечающая Елань-Тамбовской рифтогенной структуре с широким развитием ортопироксенит-норит-диоритовых вулкано-интрузивных и субвулканических тел еланского комплекса в пределах Воронежского эпикратонного прогиба (Воронежская никеленосная провинция);

потенциально рудный район, совпадающий с контурами распространения сульфидоносных ортопироксенит-норит-диоритовых тел в северо-западной части металлогенической зоны (Елань-Эртильский рудный район);

потенциальное рудное поле, каждое из которых в пределах Елань-Эртильского рудного района представляет собой группу пространственно сближенных сульфидоносных норит-диоритовых тел, связанных с наиболее продуктивными очаговыми зонами (Елань-Эртильское, Троицко-Новопокровское рудные поля);

потенциальное месторождение, соответствующее потенциальному рудоносному норит-диоритовому телу в пределах рудных полей;

потенциальная рудная зона, отвечающая контуру сульфидного никелево-оруденения в норитах с серией различных по морфологии прерывистых

рудных тел (столбов), вкрапленными, прожилково-вкрапленными, брекчиевидными и массивными рудами еланского типа, наследующими внутреннюю структуру вулкано-интрузивных тел.

Комплекс базируется на накопленном к настоящему времени опыте работ и отвечает главному принципу прогнозно-поисковых исследований — последовательного приближения к геологическим объектам различных металлогенических категорий и соответствия применяемых методов опознавания поставленным целям. Такой подход обеспечивает оптимальное решение задач на каждой стадии геолого-разведочного процесса.

При разработке прогнозно-поискового комплекса особое внимание уделено выделению наиболее существенных признаков опознавания объектов, учету адекватности геологических эквивалентов эталонных и оцениваемых объектов комплексу геологических, геохимических и геофизических методов и их разрешающим возможностям при ведении поисков месторождений еланского типа. При благоприятном стечении обстоятельств признаки оруденения и сами руды могут быть обнаружены и на более ранних стадиях, что весьма существенно сокращает поиски и способствует переходу к сокращенному, экономически менее затратному варианту. Следует добавить, что в практике геологоразведочных работ различные площади Воронежского массива имеют неодинаковую структуру геолого-геофизической изученности, а сам пакет методов, который выбирается для решения локальных поисковых и частных региональных задач в связи с оценкой территории на другие виды полезных ископаемых, может быть использован для опознавания никеленосных объектов различных категорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Генезис коматитов и коматитовых базальтов. — М.: Наука, 1987.
2. Золотухин В. В., Чернышов Н. М., Молотков С. П. Об одном перспективном типе никеленосных интрузий // Докл. АН СССР, 1984. Т. 276. № 2, С. 442—445.
3. Лихачев А. П. Геология, генезис и прогнозирование медно-никелевых месторожде-

- ний: Автореф. дис. . . докт. геол.-минер. наук. — М., 1980.
4. Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна/Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, Е. В. Скляров, В. Н. Медведев//Геология и геофизика. 1986, № 12, С. 29—35.
 5. О первично-коматитовом источнике никелевых сульфидных руд в норит-диоритовых интрузиях Воронежского кристаллического массива/В. Л. Бочаров, А. Н. Плаксенко, С. М. Фролов, А. С. Касатов//Геохимия, № 3, 1987, С. 430—437.
 6. Чернышов Н. М. Новый тип сульфидного никелевого оруденения Воронежского кристаллического массива//Геология рудных месторождений. 1985, № 3, с. 34—35.
 7. Чернышов Н. М., Богданов В. М., Кривцов И. И. Структурное положение никеле-

- носных интрузий юго-востока Воронежского кристаллического массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987, № 6. С. 50—57.
8. Чернышов Н. М. Генетические типы месторождений медно-никелевой формации ВКМ//Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1988, С. 182—190.
 9. Sharpe M. B., Irvine T. H. Melting relations of the Bushveld chilled margin rocks and implications for the origin of chromitite//Annu. Rept. Dir. Geoph. Lab. Carnegie Inst. Wash. D. C. 1985. P. 295—299.
 10. Shanks R. S. V. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time//Earth Planet. Sci. Letters. 1988, Vol. 78. P. 211—213.

Принята редколлегией 29 мая 1989



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

© Коллектив авторов, 1989

УДК (553.98+553.55)/(47+57)

Нефтегазоносность бентогенных и планктоногенных карбонатных формаций в СССР

Н. В. БЕЗНОСОВ, В. Д. ИЛЬИН, В. И. КОРЧАГИН, В. В. КУТУЗОВА,
Н. К. ФОРТУНАТОВА (ВНИГНИ)

Доля отложений с содержанием карбонатов кальция и магния более 30 % составляет порядка 18 % общего объема стратисферы. Доля запасов нефти в карбонатных отложениях в мировом балансе на 1 января 1975 г. достигла 38 % и в течение последних десятилетий непрерывно росла [5].

В СССР с карбонатными отложениями связаны основные открытия последних лет в Прикаспийской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинциях, в узбекской части Амударьинской газонефтеносной провинции. Велика доля залежей в карбонатных отложениях и в ряде других нефтегазоносных провинций. Из 4438 месторождений нефти, газа и конденсата в СССР 27,4 % содержат залежи в карбонатных отложениях [4]. Примерно такое же распределение залежей по составу вмещающих отложений характерно и для США.

Помимо высокой концентрации запасов карбонатные отложения обладают еще некоторыми особенностями, привлекающими внимание нефтяни-

ков. Накопление карбонатных бентогенных формаций сопровождается в результате работы резко расчлененного аккумулятивного рельефа, погребенные под защитными формами которого (рифовые отмели и острова) могут образовывать неантиклинальные ловушки нефти и газа с большой плотностью размещения на площади. Карбонатные коллекторы сохраняют высокие емкостные и фильтрационные свойства на больших глубинах. Эти особенности весьма существенны при поисках залежей в регионах с истощенным фондом неразведанных структур по верхним этажам. Кроме этого, карбонатный коллектор нередко характеризуют высоким коэффициентом нефтеотдачи (достигающим 0,6 (в некоторых случаях 0,9) и высокой концентрацией запасов на единице площади, что повышает рентабельность разработки залежей.

Распределение запасов и залежей карбонатных отложениях крайне неравномерно и зависит, в первую очередь, от их суммарной мощности и

носительной доли пород-коллекторов в разрезе. Распределение пород-коллекторов, в свою очередь, определяется фациальной зональностью. В бентогенных формациях удельные плотности запасов на месторождениях, приведенные к 100 м толщины для отложений различных фациальных поясов составляют (в млрд м³/км² или млн т/км²): бассейна — 0,03—0,07, открытого шельфа — 0,4—0,8, пояса органических рифов — 1,8—2,8, закрытого шельфа — 0,1—0,3. Для планктоногенных формаций характерны значения, такие же как для отложений бассейна и открытого шельфа. Таким образом, для прогноза, поисков и разведки залежей в карбонатных формациях выявление их фациальной зональности имеет первостепенное значение.

Карбонатные породы могут образовываться и накапливаться в результате различных процессов осадконакопления, однако относительная роль этих процессов в создании геологически значимых карбонатных формаций неодинакова. Терригенное накопление за счет выветривания, эрозии и переотложения материала древних карбонатных толщ имеет ограниченное значение. Эти породы формируются на ограниченных участках близ источников питания и не образуют мощных и протяженных толщ, так как большая часть их при транспортировке переходит в раствор, или же образует примесь в виде линз обломочных пород и, чаще, рассеянных зерен среди пород другого состава. Значительно шире распространены механическая и биологическая структуры субфоссильных карбонатных отложений и скелетов организмов последующая транспортировка и накопление обломков и взвеси. Эти процессы составляют часть биогенного карбонатного накопления.

В современном океане между 60° СШ и 60° ЮШ поверхностные воды перенасыщены карбонатом кальция, однако при нормальном солевом составе растворенных в воде солей, химического выпадения CaCO₃ в осадок не происходит [1,2]. Химическое осаждение карбонатов кальция из океанических вод имеет место лишь в экстремальных условиях их усиленного испарения, не компенсированного подтоком нормально соленых океанических вод

и понижением концентрации Ca²⁺ и Mg²⁺ вследствие жизнедеятельности организмов. Эти процессы происходят в приливно-отливной осушаемой зоне с песчаными грунтами, в грунтовых водах надприливных равнин и намывных островах, в крайне мелководных участках с затрудненным водообменом и в изолированных от моря озерах [1,9]. Хемогенные осадки аридного пояса могут играть значительную роль в составе краевых частей бентогенных формаций, но самостоятельных формаций не образуют. Хемогенным путем карбонаты в небольшом объеме могут осаждаться во внутриконтинентальных озерах и при разгрузке подземных вод.

Основная масса карбонатов кальция и магния извлекается из океанических вод в результате жизнедеятельности организмов, т. е. биогенным путем. По принадлежности экосистем, продуцирующих карбонатные осадки, А. П. Лисицын [2] выделяет два генетических подтипа последних: планктоногенный и бентогенный. Соответственно карбонатные формации можно подразделять на планктоногенные и бентогенные.

Накопление планктоногенных формаций могло происходить начиная со времени массового развития планктонных организмов с известковым скелетом в позднем мезозое, в бассейнах с эвтрофными поверхностными водами и дном, расположенным выше критического уровня растворения карбоната кальция. При этом «чисто» карбонатные формации могли накапливаться лишь в условиях слабого влияния континентального стока, в противном случае они разбавлялись и подавлялись терригенным. Необходимы были также относительно высокие температуры поверхностных вод, обуславливающие формирование известкового скелета, ниже уровня которых преобладают планктонные организмы с кремнистым скелетом.

Суммарная масса осаждающихся скелетных остатков планктона определяется продуктивностью поверхностных вод и прямо не зависит от рельефа дна (последний влияет косвенно, через распределение течений и, соответственно, биогенов). Поэтому в первом приближении можно принять поток

осаждающихся скелетных частиц планктона в пределах эвтрофного пояса за равномерный. Однако последующее распределение осадков — фаціальная зональность планктоногенных формаций — контролируется гидрологической структурой океана (бассейна).

Современные бентогенные карбонатные осадки А. П. Лисицын [2] подразделяет на классы по таксономической принадлежности организмов извлекающих и осаждающих известь в порядке убывания абсолютных масс карбоната. Однако, если обратиться к карбонатным формациям, то среди них отсутствуют такие, материал которых извлекался и осаждался какой-либо одной или немногими таксономическими группами (лишь отдельные пласты или органогенные постройки могут быть моно- или олиготаксонными). Кроме того, классификация карбонатных осадков в порядке убывания абсолютных масс осажденных карбонатов мало пригодна для классификации карбонатных формаций, так как не учитывает концентрацию материала.

По А. П. Лисицыну на первом месте по количеству извлекаемой и осаждаемой извести находятся моллюски. Однако в геологических формациях, за исключением специфических случаев рудистовых построек, аммонитико-россо и т. п., карбонатный материал, осаждаемый моллюсками либо рассеян, либо концентрируется в форме прослоев ракушечников среди пород иного происхождения. Поэтому, представляется более целесообразным классифицировать бентогенные карбонатные формации по продуцирующим карбонатный материал палеоэкосистемам в ранге палеобиом или палеобиоформаций [6].

Среди бентосных экосистем на первом месте по количеству извлекаемого и осаждаемого карбоната кальция находятся палеобиомы шельфов тропического и аридных поясов, а внутри них биоформации органогенных рифов [8]. Роль других биоформаций сводится лишь к поставке дополнительных порций карбонатного материала. Основная масса материала бентогенных карбонатных формаций извлекается и первоначально осаждается в узких фо-

тических поясах тепловодных морей. Однако несцементированные скелетные остатки, а также обломки и взвесь, возникшие в результате биологической, химической и механической деградации скелетов, транспортируются и выпадают в осадок в поясах с пониженной относительно источника динамикой придонных вод. Типовая модель бентогенного карбонатного осадконакопления в форме схемы стандартных фаціальных поясов разработана Дж. Уилсоном [9].

Сравнивая планктоногенное и бентогенное накопление карбонатов необходимо отметить следующее.

1. Планктоногенное и бентогенное накопление карбонатов разобщено во времени и в пространстве. Если планктоногенное накопление началось с позднего мезозоя, то бентогенное — с протерозоя. Планктоногенное карбонатонакопление по существу является океаническим и приурочено к эвтрофным зонам умеренных широт. В кратонных бассейнах оно ограничено эпохами максимальных трансгрессий и низкой тектонической активности. Бентогенное карбонатонакопление в силу климатической зональности происходит на континентальных окраинах, в частности в мелководных бассейнах и, в меньших масштабах, на островных дугах и других внутриокеанических поднятиях. Суммарный объем бентогенных карбонатных формаций в пределах тропического и субтропического поясов с олиготрофными поверхностными водами. Это, конечно не означает, что в планктоногенных формациях не может присутствовать бентогенный материал и, наоборот, в бентогенных планктоногенный.

2. При планктоногенном накоплении карбонаты извлекаются из морских вод в фотическом слое на обширной территории. Осаждению частиц и переходу в осадок всегда предшествует более или менее длительная транспортировка. По отношению к рельефу дна планктоногенное осадконакопление является пассивным. Бентогенное накопление карбонатов основной массе извлекаются из морской воды в узких фотических поясах мелководий со свободным водообращением, и первоначально осаждаются в месте образования. При этом активно формируется микро- и мезорельеф мелководий.

Различия в условиях накопления планктоногенных и бентогенных карбонатных формаций обуславливают различия в их геологическом распространении и в их внутренней фаціальности. Соответственно различна их роль в общем балансе углеводородов. Планктоногенные карбонатные формации распространены в верхнем мелу, палеоцене и эоцене южной половины европейской части СССР, на западе Казахстана и Туркмении. В пределах нефтегазоносных провинций и областей этих регионов их объем составляет более 3 млн км³ [3, 8]. В них открыто 66 месторождений [4].

Бентогенные карбонатные формации и карбонатные отложения внутри терригенных формаций продуктивны на территории СССР в интервале от верхнего протерозоя до неогена включительно. Они присутствуют в осадочном выполнении большинства нефтегазоносных провинций и самостоятельных областей СССР, за исключением Северной Сибири, в которых накопление карбонатов в силу климатической зональности позднего мезозоя и кайнозоя замещено накоплением терригенных и плактоногенных кремнистых формаций. Суммарный объем бентогенных карбонатных формаций в пределах нефтегазоносных провинций и самостоятельных областей СССР превышает 13,6 млн км³, они продуктивны на 151 месторождении.

В качестве основных показателей при сравнительной оценке нефтегазоносных формаций приняты: $N_{откр}$ — число открытых месторождений (4); $N_{сум}$ — общее число открытых и прогнозируемых месторождений, рассчитываемое путем деления объема карбонатной формации ($Q_{форм}$) на удельный объем пород ($q_{уд.пор}$), приходящихся на одно месторождение в хорошо разведанной формации или ее части, принятой за эталон; $N_{ожид}$ — число ожидаемых месторождений, равное $N_{сум} - N_{откр}$. Данные по распространению карбонатных формаций в нефтегазоносных провинциях и самостоятельных нефтегазоносных областях СССР, по количеству выявленных и прогнозируемых месторождений сведены в табли-

цу, из которой следует, что в карбонатных формациях нефтегазоносных провинций СССР можно ожидать открытия еще более трех тысяч месторождений, если ориентироваться на уровень разведанности, достигнутый в настоящее время для наиболее изученных в отношении нефтегазоносности регионов. Распределение как открытых, так и прогнозируемых месторождений крайне неравномерно.

Статистически доказана закономерная связь между начальными суммарными запасами формации (региона), распределением запасов по отдельным месторождениям в порядке их открытия и общим количеством месторождений в данной формации (регионе) [10]. Из этой связи следует, что чем большее количество месторождений выявлено или ожидается, тем большие суммарные запасы содержит данная формация (регион) и тем более крупные запасы концентрируются в первых по порядку открытия месторождениях. С учетом этого, а также достигнутого уровня разведанности, на первое место по ожидаемым приростам запасов и числу открываемых месторождений в карбонатных формациях выходят палеозойские отложения Прикаспийской и Тимано-Печорской провинций (по 23 % от общего числа прогнозируемых месторождений в карбонатных формациях). Затем с большим отрывом следуют верхнеюрские подсолевые отложения Амударьинской провинции (6 %). Большое количество открытий ожидается в Волго-Уральской (32 %) и Северо-Кавказско-Мангышлакской (9 %) провинциях, однако в силу большой разведанности карбонатных формаций этих регионов, эти открытия придутся на мелкие месторождения. На остальные провинции и формации относятся доли, реже первые единицы процентов от прогнозируемого общего числа месторождений. Сравнительно низкая оценка, полученная для карбонатных формаций верхнего венда, кембрия, ордовика и силура Лено-Тунгусской провинции, в основном связана со слабой изученностью отложений и отсутствием сходных эталонов.

Резюмируя изложенное, необходимо подчеркнуть следующее.

Карбонатные формации нефтегазоносных провинций СССР
и сравнительная оценка их нефтегазоносности

Провинции, самостоятельные области [3]	Геологический возраст формации	Подтип формации	Объем формации, млн км ³	Число месторождений	
				открытых	прогнозируемых
Тимано-Печорская НГП	O ₂ -S	Бентогенная	1,5	5	—
	D ₃ f ₂ -fm	То же	0,7	13	220
	C ₁ t	"	0,016	5	11
	C ₁ v ₂ -s	"	0,35	2	348
	C ₂₋₃ P _{1a} -ar	"	0,95 0,875	15 25	90 72
Всего			4,391	65	741
Волго-Уральская НГП	D ₃	Бентогенная	2,2	103	—
	C ₁ t	То же	0,36	321	—
	C ₁ v-s	"	0,315	87	258
	C ₂ -P ₁ P ₂ kz	"	0,42 0,35	299 27	— 148
Всего			3,645	837	1036
Прикаспийская НГП	D ₃	Бентогенная	0,175	3	55
	C ₁ t ₁ -v ₁	То же	0,236	1	234
	C ₁ v ₃ -s	"	0,105	1	105
	C ₂ -P ₁ ar	"	0,28	20	260
	P ₂ kz	"	0,14	11	69
	K ₂	Планктоногенная	0,42	35	—
P ₁₋₂	"	0,05	1	24	
Всего			1,461	59	747
Днепровско-Припятская НГП	D ₃ f-fm	Бентогенная	0,1	32	—
	C ₁	Параличская	0,1	11	2
Всего			0,2	33	2
Балтийская СНО Лено-Тунгусская НГП	O-S	Бентогенная	0,05	3	Не оценивалась
	V-C	То же	1,25	3	Не оценивалась
	C	"	1,25	5	7
	O-S D ₃	"			
Всего			>3,75	5	>7
Западно-Сибирская НГП	S ₁ -D ₂	Бентогенная	1	1	—
	J ₃ K-O	То же	0,18	95	200*
	J ₃ t	"	0,004	4	8
	K ₁ b-v; K ₁ br	"	—	1	2
	K ₂	Планктоногенная	—	—	—
	K ₂	Бентогенная	—	1	Не оценивалась
	P ₁₋₂	Планктоногенная	—	—	—
P ₁	Бентогенная	0,003	1	Не оценивалась	
Всего			>0,187	102	>208

Продолжение таблицы

Провинции, самостоятельные области [3]	Геологический возраст формации	Подтип формации	Объем формации, млн км ³	Число месторождений	
				открытых	прогнозируемых
Северо-Кавказско-Мангышлакская НГП	T ₁₀	Бентогенная	0,002	11	—
	T ₁₋₂	Карбонатно-терригенная	—	3	Не оценивалась
	T ₁₀ ; T ₃	Бентогенная	—	—	—
	J ₃	То же	—	10	—
	K ₁ v-br K ₂	"	—	8	300
P ₁₋₂	"	1,35	14	Не оценивалась	
Всего			>5,372	55	>300
Причерноморско-Крымская СНО	K ₂ t-m	Планктоногенная	0,24	2	16
	C ₁	Бентогенная	0,3	1	—
Чу-Сарьсуйская ГО	K ₁	?	0,178	2	11
	J ₃	Бентогенная	0,007	2	1
Южно-Каспийская НГП	K ₂ t-m	Планктоногенная	0,018	1	—
	J ₃ k-km	Бентогенная	0,02	10	10*
Кобыстано-Куринская НГП	K ₂ t-m	То же	0,036	1	2
	P ₁ ; P ₂	"	0,016	15	80
Предкарпатская СНО	K ₂ t-m	Планктоногенная	0,072	26	92
Черноморская СНО	K ₁ al	Бентогенная	0,01	4	—
	K ₂	То же	0,01	3	—
	P ₁ ; P ₂	"	0,082	166	—
Сурхан-Вахшская СНО			0,102	23	—

* Экспертная оценка.

** В скобках — в терригенных коллекторах внутри карбонатной формации.

1. Основные запасы углеводородов карбонатных формаций (до 90 %) в СССР приурочены к бентогенным формациям. Это обусловлено преобладающей ролью бентогенных формаций, в сравнении с планктоногенными, в отложениях окраинных и кратонных бассейнов и приуроченностью к бентогенным формациям коллекторов с

максимальными емкостными свойствами.

2. Несмотря на индивидуальность конкретных карбонатных формаций, распространение в них отложений различных фашиально-генетических типов и, соответственно, пород с различными фильтрационно-емкостными свойствами, подчиняется закономерностям.

зависящим от процесса извлечения карбоната кальция из океанических вод и его перехода в осадок и породу. Эти закономерности необходимо использовать при интерпретации материалов бурения и сейсморазведки для создания седиментационно-емкостных моделей природных резервуаров и ловушек нефти и газа. Без разработки таких моделей невозможно высокоэффективное проведение геологоразведочных работ на нефть и газ.

3. С поисками залежей в карбонатных формациях связаны основные перспективы прироста запасов нефти и газа в Прикаспийской и Амударьинской провинциях и значительная их доля в Тимано-Печорской, Волго-Уральской, Днепровско-Припятской, Лено-Тунгусской и Северо-Кавказско-Мангышлакской провинциях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карбонатные породы. Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фейбриджа.— М.: Мир, 1971.

УДК 553.98

Реликтовые углеводороды в процессах преобразования органического вещества горючих сланцев

Н. Б. СЕРОВА (ИЛСАН),
О. В. БАРТАШЕВИЧ (ВНИИГеонформсистем),
С. И. ЖМУР (ИЛСАН), В. С. МЕЛАМЕДОВА (ВНИИГеонформсистем)

Реликтовые углеводороды каустобиолитов, в том числе и горючих сланцев — это биомаркирующие соединения, представляющие интерес как с позиций познания условий формирования (особенности диагенеза, глубина микробальной переработки ОВ), так и выявления их природы и источника по биопродуцентам.

Реликтовые углеводороды (в основном нормальные и изопреноидные алканы масел ХБА) рассмотрим с точки зрения поведения их в ходе процессов преобразования на стадиях катагенеза и графитизации. Для этого были определены связи индивидуальных соединений н-алканов и изопреноидов с генетическим типом ОВ, возможными исходными его биопродуцентами, особенностями окислительно-восстановитель-

2. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия.— М.: Наука, 1978.
3. Нефтегазоносные провинции СССР. Под ред. В. В. Семеновича.— М.: Недра, 1983.
4. Нефтяные и газовые месторождения СССР. Под ред. С. П. Максимова. М.: Недра, 1987.
5. Рифовые комплексы — важнейший объект поисковых работ на нефть и газ в карбонатных отложениях/С. П. Максимов, Л. Н. Смирнов, Н. В. Безнососов и др.//Геология и нефтегазосность рифовых комплексов Юга СССР. М.: 1978. Вып. 21. С. 6—15 (Тр. ВНИГНИ).
6. Собоцкий В. А. Донные сообщества и биогеография позднемоловых платформенных морей юго-запада СССР.— М.: Наука, 1977.
7. Сорокин Ю. И. Сообщества коралловых рифов//Океанология. Биология океана. Т. 2. М.: 1977. С. 133—154.
8. Справочник по стратиграфии нефтегазоносных провинций СССР/Под ред. Н. В. Безнососова. М.: Недра, 1987.
9. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории.— М.: Недра, 1980.
10. Ivankhoe L. F. Oil/gaz potential in basins estimated//Oil and gaz journal. 1976. V. No 49. P. 154—155.

Принята редколлегией 24 апреля 1989 г.

© Коллектив авторов,

ных условий диагенеза. В основу положены результаты исследований ОВ в горючих сланцах и углеродистых породах — породах, полученных с помощью методов газожидкостной хроматографии н-алканов и изопреноидов масел ХБА и оптико-петрографическим путем изучения керогена сланцев в зрачных полированных шлифах и шлифах. Объектом исследования являются сланцы Восточно-Европейской платформы, а также углеродистые сланцы нижнего протерозоя КМА.

Исходя из соотношения керогенов разнородных и второстепенных компонентов в органической массе, горючие сланцы относят к классу собственных сапропелитов и лишь менилиты Карпат — к классу гумо-сапропелитов. Среди них можно выделить четыре петрографические типа: сапро-

нит, альгинито-талломит, гумо-сапроколлинит и сапро-гумо-коллинит.*

Сапро-коллиниты широко развиты в горючих сланцах верхнего сармата (Кубинское, Диаллинское месторождения) и нижнего майкопа (проявление Джангичай) Азербайджана; верхней юры (Камелик-Чаганская площадь); верхнего девона (Южное Приуралья); диктионемовые нижнего ордовика (Маарду). Гумо-сапро-коллиниты установлены в сланцах мэотиса, верхнего майкопа и среднего коуна (Джангичай); верхней юры (Кашпирское месторождение); верхнего девона (Припятский прогиб). В составе керогена этих сланцев преобладает бесструктурная коллоидная желтовато-коричневая сапропелевая основа, включающая в гумо-сапро-коллинитах фрагменты от оранжево- до красновато-коричневой хлопьевидной и комковатой гелифицированной массы или зерна гумусового детрита.

Структурные микрокомпоненты присутствуют обычно в незначительном количестве (до 15—20%) и лишь в мукерсите Прибалтики они установлены как керогенообразующие (альгинито-талломит). К последнему относят одноклеточные колониальные водоросли с различной степенью сохранности структуры, представленные типичной синезеленой *Cloecapsomorpha*. Среди структурных мацералов керогена сланцев установлены как сингенные (отдельные талломы и колонии водорослей, гелинито-телиниты С, сопоставимые с псевдовитринитом), так и аллогенные, представленные фрагментами гелифицированных тканей высших растений.

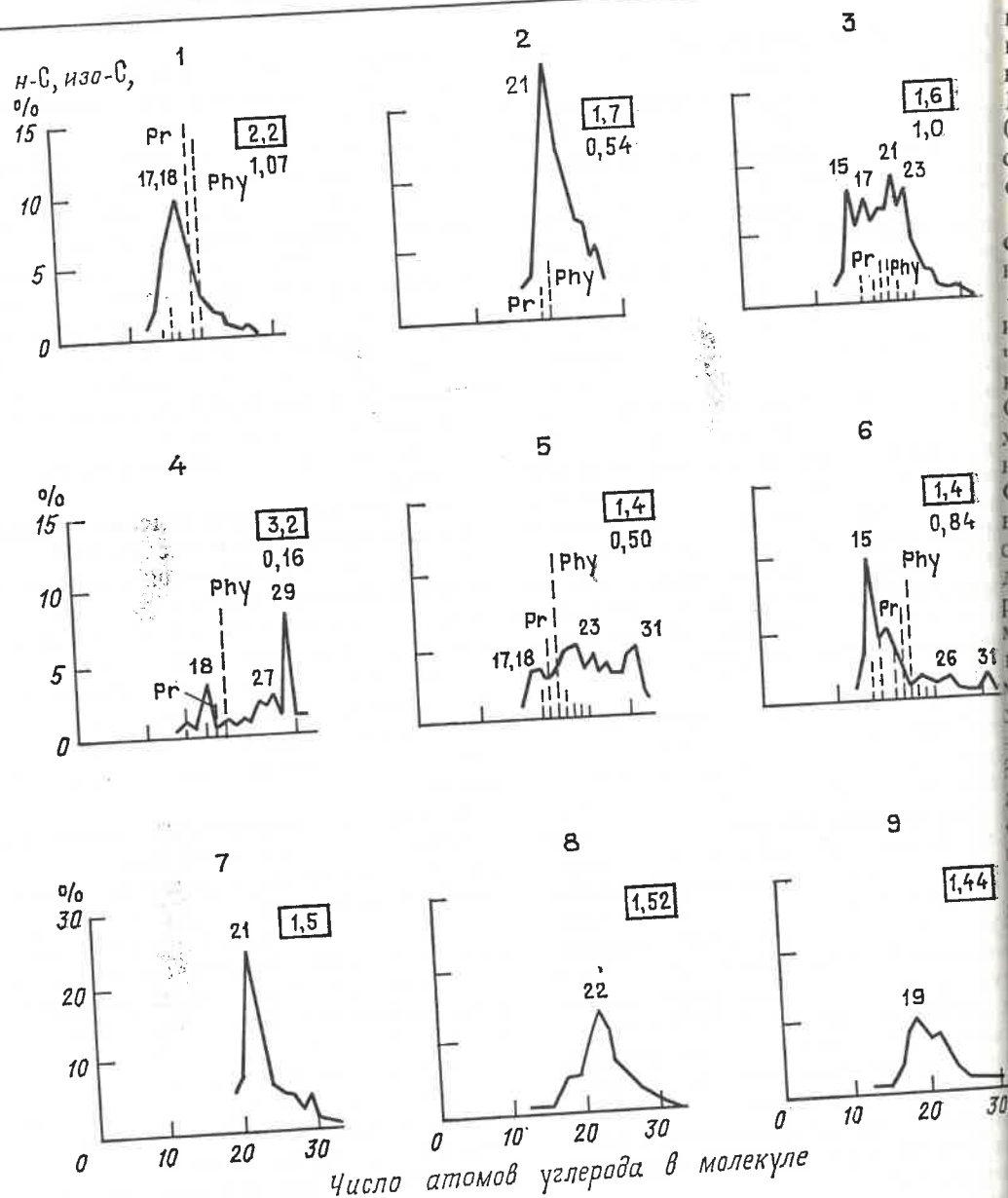
Сапро-гумо-коллинит установлен в образце менилитового сланца Карпат (Синевидное месторождение). В его составе фиксируется смесь сапро-гумо-коллинита и гумо-сапро-коллинита (сорбомикстилит, по А. И. Гинзбург, 1969) с заметным участием микрокомпонентов витринита, фюзинита и лейптинита, в котором доминирует ОВ гумусовой природы.

Компонентный состав керогена сланцев определяется по классификации Л. И. Боголюбовой, П. П. Тимофеева, С. В. Пронина (1979).

Степень преобразованности ОВ по замерам отражательной способности микрокомпонентов различных групп находится в пределах градаций ПК₂—МК₁. Сланцы со степенью преобразованности ОВ на уровне ПК₂ установлены в стратиграфическом интервале N₁—J₃, а ПК₃ — в ордовике. Лишь сланцы верхнего девона Южного Приуралья и Старобинской площади достигли стадии катагенеза МК₁. Углеродистое вещество протерозойских черных сланцев КМА претерпело метаморфизм средних степеней (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации).

Особенности распределения н-алканов и изопреноидов в маслах ХБА. Горючие сланцы отличаются достаточно близкой протяженностью ряда н-алканов, изменяющегося от C₁₂—C₁₅ до C₂₈—C₃₄. При этом для гумо-сапро-коллинитовых сланцев характерны более длинные цепи углеродных атомов — до C₃₁—C₃₄ по сравнению с сапро-коллинитовыми — до C₂₈—C₃₂ (рисунк).

В типичных сапропелевых разностях фиксируется в основном мономодальное распределение н-алканов с контрастным максимумом в области C₁₅—C₁₉ (пики на C₁₇, C₁₈, C₁₅) или C₂₀—C₂₃, а иногда (сланцы ордовика) в обеих областях. Идентичный максимум и приуроченность его к среднемoleкулярной области установлены и в ряду н-алканов углеродистых сланцев докембрия, представленных до C₃₁—C₃₄, однако в сланцах КМА отсутствуют низкомолекулярные гомологи до C₁₈ включительно [3]. В гумо-сапро-коллинитовых сланцах установлен бимодальный и более сложный характер концентрационного распределения н-алканов. Проявление максимума н-алканов выше C₂₇—C₂₈ не исключает также присутствия полициклических нафтенных — гопанов и стеранов. Последние являются производными терпеноидов и стероидов, присутствующих в растениях и микроорганизмах в виде кислородсодержащих соединений. При этом, по данным В. Л. Кретовича (1971), для низших растений (водорослей, грибов) характерны C₂₇ и C₂₈ — стеролы. В высших растениях, хотя и известны скелеты стероидного типа



Распределение нормальных и изопреноидных алканов в маслах ХБА горючих и углеродистых сланцев: 1 — Джансапропелевые разности горючих сланцев (P₂, нижний майкоп), 2 — Камелик-Чаганская гычай (P₂, нижний майкоп), 3 — Кохтла-Ярве, Эстонское (O₂); гумоплощадь (J₂), 4 — Кашпирское (J₂), 5 — Старобинская площадь (D₂); углеродистые сланцы докембрия: 7 — Тим-Ястребовская структура (AR₂), 8 — Кейвы (AR₂), 9 — Вишняки (AR₂); цифры в рате — нч/ч, ниже — Pr/Phyl

мо-сапропелевые разности горючих сланцев: Джангичай (N₁², мзотис), 5 — Кашпирское (J₂), Старобинская площадь (D₂); углеродистые сланцы докембрия: 7 — Тим-Ястребовская структура (AR₂), 8 — Кейвы (AR₂), 9 — Вишняки (AR₂); цифры в рате — нч/ч, ниже — Pr/Phyl

C₂₇—C₂₈, весьма распространен тип C₂₉. Расчет коэффициента нечетности (нч/ч), общий по всему ряду н-алканов, дал значения в пределах 1,9—0,7 в горючих сланцах и 1,5—0,98 в углеродистых докембрия (таблица). Этот коэффициент, рассчитанный для высокомолекулярной (≥C₂₃) области (по

Э. Брею, Э. Эвансу, 1961), в горючих сланцах изменялся от 3,2 до 1,0, в кембрийских углеродистых — от 1,3. В ряду изопреноидов (от изо-C₁₉ до изо-C₂₄) преобладающая роль принадлежит пристану Pr (изо-C₁₉) и фитофану Phyl (изо-C₂₀), при этом доминирует последний, а суммарное их соде-

ние от расчетного количества изопреноидов [2] достигает 75—100%. Отношение Σизо-C/Σн-С уменьшается от 1,1—0,34 в палеоген-неогеновых до 0,26—0,1 в ордовикских сланцах. В сланцах докембрия изопреноиды отсутствовали.

Реликтовые УВ горючих сланцев на стадиях катагенеза. В раннем катагенезе (ПК₂—ПК₃) основные различия в составе н-алканов связаны с типом ОВ и четко фиксируются по ряду геохимических параметров. Максимальные концентрации н-алканов в области C₁₅—C₁₉ определяются наличием в исходном веществе как УВ, унаследованных от бурых (C₁₅), диатомовых (C₁₆, C₁₈), сине-зеленых, зеленых, красных водорослей (C₁₇), так и жирных ненасыщенных карбоновых кислот (C₁₆, C₁₈), дающих УВ C₁₅, C₁₇ при декарбоксилировании, и в целом отвечают липидному комплексу морских, точнее аквагенных биопродуцентов [4, 13]. Максимальные концентрации этой области связаны с сугубо сапропелевыми разностями (сапро-коллиниты сармата Кубинского и Диаллинского месторождений, нижнего майкопа Джангичай; сукурситы среднего ордовика Прибалтики).

Область C₂₀—C₂₅ максимальных концентраций н-алкановых УВ имеет (по Э. Джонсону, Дж. Кальдеру, 1973; Э. Симонейту, В. Дидуку, 1978), по-видимому, бактериальное происхождение. Пики для н-алканов бактериальных липидов зафиксированы наряду с областью C₁₇, C₁₈ и на C₂₃ или C₂₂, обусловленных соответственно аэробной и анаэробной микробной деградацией ОВ. В их ряду не отмечено заметного преобладания нечетных атомов углерода над четными, как и в случае с водорослевыми липидами.

Область C₂₀—C₂₅ максимальных концентраций н-алканов (пики на C₂₁, C₂₃) с участием области C₁₇ установлена в образцах сапро-коллинитов Камелик-Чагана и Маарду. В сланцах с примесью гумусового материала максимальные концентрации н-алканов приурочены к области C₂₀—C₂₄ с существенным преобладанием суммы нечетных атомов углерода над четными, которую в основном связывают (по Г. Еггилтону, Р. Хамиль-

тону, 1963) с биопродуцентами терригенного генезиса. Наряду с преобладающими пиками на C₂₉, C₃₁, которые связывают с восковыми компонентами высших растений, либо спектром как нечетных (C₂₅—C₂₇—C₂₉), так и четных (C₂₆, C₃₀) н-алканов, отвечающих амикагиновому ОВ [7], фиксируется и второй (иногда он главный) максимум (на C₁₈, C₁₇, C₁₅). Главный максимум на C₂₃ у менилитового сланца, по-видимому, свидетельствует не только о его аэробной микробной переработке, но и о возможном участии пыльцевого комплекса сосны, дающего [14] до 44% н-алканов C₂₃.

В зависимости от типа ОВ и состава возможных биопродуцентов установлены различия в соотношении индивидуальных соединений н-алканов. Более значительные (20—31%) содержания «жидких» (≤C₁₆) наиболее подвижных компонентов н-алканов приурочены к типично сапропелевым разностям сланцев по сравнению с гумо-сапро- и сапро-гумо-коллинитами (4—12%). Концентрации высокомолекулярных (≥C₂₃) н-алканов составили соответственно 7—39,7 и 67—52%. Эти различия связаны не только с особенностями состава н-алканов исходных биопродуцентов гумусового и сапропелевого ОВ, но и с более поздней генерацией «жидких» УВ нефтяного типа в гумусовом веществе в ходе катагенеза в целом и при очень низких масштабах их генерации [9].

При сравнении концентрационного распределения н-алканов сланцев (ПК₂—ПК₃) платформенной области и складчатых структур в первых отмечается определенная потеря «жидких» компонентов, иногда до полного их исчезновения. Это обусловлено, помимо особенностей исходного ОВ, влиянием интенсивной аэробной микробной переработки ОВ в раннем диагенезе [8] с биодеградацией области до н-C₁₈ включительно, связанной с избирательным потреблением таких УВ микробами [12]. Примером может служить сапро-коллинит Камелик-Чаганской площади, в котором установлена минимальная концентрация (6%) гомологов до C₁₈ включительно и отсутствуют «жидкие». Микробной переработкой затронут и сланец Маарду.

ХБА

Отношения нормальных и изопрецидных алканов в маслах горючих и углеродистых сланцев

Месторождение, площадь	Возраст	Степень преобразования OB	Сорг, %	ХБА, %	н-С, изо-С	Σ изо-С / Σ н-С	н-С ₅ -н-С ₁₆ / Σ н-С, %		н-С ₂₃ -н-С ₃₄ / Σ н-С, %		нч/ч		P _Г н-С ₁₇	P _н н-С ₁₈	н-С ₂₇ / н-С ₂₇
							общ.	для ≥ н-С ₂₃	P _Г н-С ₁₇	P _н н-С ₁₈					
<i>Сапро-коллинитовые, альбиногит-галломитовые горючие сланцы</i>															
Кубинское (АзССР)	N ₁ ³ , сармат	ПК ₂	10,0	0,36	33,7, 38,5	1,14	20,5	10,7	1,3	2,6	0,17	0,47	3,6	0,05	
Диалинское (АзССР)	N ₁ ³ , сармат	ПК ₂	12,9	0,15	19,5, 13,6	0,25	16,4	39,5	1,0	1,1	0,36	1,7	3,7	0,36	
Джангичай (АзССР)	P ₃ , нижн. майкоп	ПК ₂	6,2	0,14	52,1, 32,5	0,62	31,1	6,7	1,0	2,2	1,1	1,4	1,3	0,05	
Камельяк-Чаганская (Поволжье)	J ₃	ПК ₂	32,1	0,23	94,0, 6,0	0,06	—	39,7	1,2	1,7	0,54	0,75	1,1	1,75	
Эгонское Кохля-Ярае	O ₂	ПК ₃	11,6	0,09	78,5, 10,0	0,14	23,7	23,8	1,3	1,6	1,0	0,43	0,57	0,11	
Маарду (ЭССР)	O ₁	ПК ₃	9,7	0,15	63,5, 16,4	0,26	5,5	33,2	1,2	1,3	0,62	0,70	1,3	0,36	
Атя-Покосный (БашАССР)	D ₃ ¹	МК ₁	17,9	0,26	36,0, 22,0	0,61	18,9	21,7	0,72	1,0	0,31	0,84	2,1	0,2	
<i>Гумо-сапро-коллинитовые, сапро-сумо-коллинитовые горючие сланцы</i>															
Джангичай (АзССР)	N ₁ ³ , мезогис	ПК ₂	11,4	0,39	34,9, 12,0	0,34	7,2	67,0	1,9	3,2	0,16	1,0	2,1	2,6	
Джангичай (АзССР)	P ₃ , верх. майкоп	ПК ₂	5,4	0,13	35,4, 23,9	0,64	6,2	60,4	1,4	2,3	0,25	2,5	3,9	2,1	
Синевидное, Карпаты	P ₃ ¹	ПК ₂	12,8	0,16	52,1, 33,5	0,6	11,9	63,1	1,4	2,1	2,7	9,1	2,7	1,2	
Альпийское, Поволжье	P ₃ , южн. J ₃	ПК ₂	11,8	0,19	25,2, 65,2, 20,0	0,51	3,8	61,7	1,2	1,4	0,50	1,5	3,1	1,2	
Старобинская площадь (БССР)	D ₃ ²	МК ₁	13,5	0,25	40,7, 25,6	0,63	42,5	22,4	1,5	1,4	0,84	1,3	2,4	0,16	

Углеродистые сланцы докембрия

Тим-Ястребовская структура; карбонат-амфиболитовая порода	PR ₁	Эпидот-амфиболитовая	3,0—4,0	0,008	99,6	—	—	23,2	1,5	1,5	—	—	—	—	—
То же, кварц-слюдистый метapelит	PR ₁	То же	5,0—7,0	0,0027	94,3	—	—	43,5	1,4	1,5	—	—	—	—	—
То же, кварц-слюдистый метapelит	PR ₁	"	2,45	0,0033	95,1	—	—	33,4	1,55	1,3	—	—	—	—	—
Рыльская структура, доломитовый	PR ₁	Зеленосланцевая	3,5	0,0027	99,9	—	—	40,6	1,5	1,55	—	—	—	—	—
Кейвы, кианитовый	AR ₂	Эпидот-амфиболит-гранулитовая	2,14	0,004	97,6	—	3,8	47,3	1,05	1,5	—	—	—	1,1	
Вишняки, гнейс-графитовый	AR ₂	То же	8,9	0,015	81,6	—	8,2	28,1	0,98	1,44	—	—	—	0,31	

Подобный факт установлен Л. А. Кодиной [8] при исследовании океанических черных сланцев мела (не выше ПК₂—ПК₃). Низкое содержание, а часто и отсутствие н-алканов до C₁₈ свидетельствует о достаточно высоком уровне кислорода в водах и верхних слоях осадка на начальных стадиях микробной деструкции, инициируемой аэробными микроорганизмами.

В зависимости от генетического типа ОВ и с переходом от молодых к более древним сланцам наблюдается снижение значения $nч/ч$ от 2,6 до 1,0 в сапро-коллинитовых, от 3,2 до 1,4 — в гумо-сапро- и сапро-гумо-коллинитовых. Пониженное значение (1,1) коэффициента нечетности у образца диаллинского сланца (градации ПК₂), по-видимому, обусловлено участием н-алканов амикагинов, имеющих повышенные концентрации и в области четных (C₃₀) гомологов [7].

В ряду н-алканов сапропелевых сланцев (кроме камелик-чаганского) получены минимальные (0,05—0,36) отношения C₂₇/C₁₇, характерные для водородослевых липидов. В образцах гумо-сапропелитов этот показатель значительно больше (1,0—2,6).

При сравнении юрских (ПК₂) с более преобразованными (ПК₃)* сланцами ордовика в их маслах не наблюдалось заметных различий в отношениях $\Sigma_{изо-C}/\Sigma_{н-C}$, содержаниях высокомолекулярных компонентов н-алканов, отвечающих сапропелевым сланцам. Близкие значения получены и для отношений $nч/ч$.

Концентрационное распределение н-алканов характеризуется относительно близким расположением максимума в области C₁₇—C₂₃ у кукерсита и диктионемового сланца. Однако низкая (5,5 %) доля «жидких» УВ, более короткая цепь ряда (до C₂₈), свойственная бактериальным липидам, и повышенное (0,36) в три раза по сравнению с кукерситами отношение $n-C_{27}/n-C_{17}$ свидетельствуют, с одной стороны, о значительной микробной переработке ОВ диктионемового сланца и его обедненности водородослевыми ли-

* Среди изученных сланцев градации ПК₃ гумо-сапро-коллинитовые различия отсутствовали.

пидами, а с другой — об участии н-алканов терригенного генезиса.

Различия в составе изопреноидов определяются окислительно-восстановительными условиями раннего диагенеза осадков с учетом состава биопродуктов и процессами катагенеза ОВ.

По современным представлениям пристан и фитан в осадках образуются, очевидно, из фитольной цепи хлорофилла фототрофов. Однако Р. Джонсоном и Дж. Кальдеро (1973) экспериментально установлено, что повышенное содержание пристан (Pг/Phy > 1) сопряжено с окислительным этапом раннего диагенеза осадков и в целом отвечает более окислительным обстановкам, но может быть связано [6, 7] и с его изначальным присутствием в исходном ОВ.

Для рассматриваемого стратиграфического диапазона (N₁—O₁) это соотношение изменялось от 0,16 до 2,7, преобладали значения 0,2—0,6, свидетельствующие о более восстановительных обстановках диагенеза. В указанном ряду отношений Pг/Phy не прослеживается связь более высоких значений последнего с образцами гумо-сапро-коллинитовых сланцев. Однако в гумо-сапро- и сапро-гумо-коллинитовых сланцах установлены в целом более высокие значения отношений Pг/n-C₁₇ (1,1—9,1) и Phy/n-C₁₈* (2,1—4,5) по сравнению с типичными сапропелевыми сланцами (соответственно 0,43—1,05—3,7). Это, по-видимому, вызвано только различиями окислительных восстановительных условий раннего диагенеза, но и меньшей относительной долей каждого из УВ (n-C₁₇ и n-C₁₈) в ряду н-алканов сланца. Примесь гумусового материала (13 %) по сравнению с типично сапропелевыми разностями (8—33 %).

В каждой из генетических групп меньшие значения отношений n-C₁₈ зафиксированы в сланцах, сформированных в более окислительных условиях диагенеза. Минимальное отношение $\Sigma_{изо-C}/\Sigma_{н-C}$ (0,06), отмеченное в камелик-чаганском образце

* Н-алканы C₁₇ и C₁₈ и изопреноиды Pгy являются наиболее представительными соответствующем ряду УВ, по ряду признаков идентичны и используются в основном в качестве индикаторов типа ОВ.

отсутствие «жидких» н-алканов, свидетельствуют, по-видимому, не только о высоком уровне кислорода в аэробном этапе диагенеза и интенсивной микробной переработке ОВ, но и длительности этого периода окислительной и микробной деструкции ОВ. В сланцах, сформированных в складчатых структурах (Карпаты, Кавказ), где преобладали большие скорости осадконакопления, отмечена меньшая биодегградация н-алканов (до C₁₈) и лучшая сохранность изопреноидов.

Различия в составе реликтовых УВ, связанные с окислительно-восстановительными условиями диагенеза, подтверждаются и результатами петрографических и физико-химических исследований. В вещественном составе ОВ сланцев, сформированных в более окислительных обстановках (кукерситы, сланцы нижнего майкопа Джанчиная), отмечается высокая сохранность структурных мацералов (талломы водорослей, цисты и т. д.), в смолистых компонентах ХБА — присутствие фтатов, в асфальтенах — повышенная концентрация парамагнитных центров (КПЦ) [1]. Аномально высокая КПЦ менилитовом сланце свидетельствует о значительном участии окисленных мацералов гумусового ОВ, обогащенного конденсированными ароматическими структурами.

Горючие сланцы градации МК₁ связаны с отложениями верхнего девона танково-лебедянского горизонта Приуралья. Уже в начале мезокатагенеза масла их ХБА отмечается рост отношений $\Sigma_{изо-C}/\Sigma_{н-C}$ (0,63—0,61) по сравнению с менее преобразованными платформенными сланцами (0,33—0,41).

В образце гумо-сапро-коллинитового сланца Старобинской площади установлена максимальная (42,5 %) концентрация «жидких» компонентов УВ в весьма низком содержании (до 5 %) высокомолекулярной области. Это связано, по-видимому, с деструкцией высокомолекулярных и новообразованных низкомолекулярных «жидких» УВ в процессе нарастания катагенеза.

Для Южного Приуралья при идентичном значении концентрации высоко-

комолекулярных н-алканов отмечены довольно низкий (18,9 %) для сапро-коллинитового сланца указанной градации катагенеза выход «жидких» УВ на фоне отношения $nч/ч$, равного 1, и минимальное (0,31) среди платформенных сланцев отношение Pг/Phy. Следовательно, можно говорить о более высокой восстановленности ОВ сланца доманика и частичной реализации его нефтематеринского потенциала П_{нм}, сопровождавшейся потерей «жидких» и деструкцией высокомолекулярных н-алканов. Это согласуется с составом ХБА девонских сланцев (по данным ИК-спектроскопии), где установлено повышенное содержание метано-нафтеновых структур при сравнительно низкой доле кислородных, а в смолах значительное участие конденсированных ароматических группировок. При этом в компонентном составе ХБА доманикового образца установлен минимальный (4 %) выход масел, а в смолах — повышенное содержание сульфоксидных структур (п.п. 1038—1040 см⁻¹) [1].

В концентрационном распределении н-алканов сланцев девона сохраняются определенные различия, связанные с типом ОВ (пики на C₂₆, C₃₁ у старобинского образца; пик на C₂₂ наряду с главным максимумом на C₁₇—C₁₈ у доманикового). Однако аномальный пик на C₁₅ у старобинского образца, связанный, по-видимому, и с генерацией указанного УВ, а также редуцированная высокомолекулярная область указывают на начавшееся в ряду н-алканов перераспределение различных компонентов УВ. Это согласуется с данными [5] о том, что с нарастанием катагенеза в ГФН в различных типах ОВ каустобиолитов наблюдается увеличение доли «жидких» н-алканов и смещение концентрационного максимума в сторону менее низкомолекулярных гомологов. Напротив, определенная потеря жидких УВ в сланце доманика, компенсированная частичной деструкцией высокомолекулярной части ряда, по-видимому, в меньшей мере нарушила первичную картину концентрационного распределения н-алканов.

Реликтовые УВ углеродистых сланцев на стадии графитизации. Изученный ряд углеродистых сланцев, метаморфизованных в условиях от зелено-

сланцевой до эпидот-амфиболитовой стадии, представлен карбонатными, пелитовыми и песчаниковыми разностями оскольской серии нижнего протерозоя КМА. Кроме того, приводятся данные по кианитовым сланцам Кейвы и графитовым гнейсам Центрального Приазовья, преобразованным до эпидот-амфиболитовой и гранулитовой стадий метаморфизма [10].

Для масел ХБА сланцев докембрия отмечается отсутствие изопреноидов, однотипный характер концентрационного распределения n -алканов (максимум в области $C_{19}-C_{23}$), близкие значения отношения nC_4/C_1 (1,3—1,5) для высокомолекулярных n -алканов сравнительно невелика (23,2—47,3%). При этом нивелирование параметров, свидетельствующее о стабилизации процессов преобразования ОВ на стадии графитизации, наиболее четко фиксируется в сланцах КМА, в которых полностью отсутствуют «жидкие» компоненты УВ и аномальная (до 30—40%) концентрация n -алканов приходится на C_{21} .

При сходном характере распределения n -алканов определенные различия наблюдаются в их концентрационных содержаниях в карбонатных породах. Так, с переходом от зеленосланцевой стадии метаморфизма к эпидот-амфиболитовой снижается содержание высокомолекулярных n -алканов от 40,6 (сланец доломитовый) до 23,2% (карбонат-амфиболитовая порода) и соответственно возрастает доля более низкомолекулярных ($<C_{23}$) [3].

Концентрационное перераспределение n -алканов с нарастанием метаморфизма можно объяснить [3] отщеплением концевых метильных (CH_3) и этильных (C_2H_5) групп высокомолекулярных УВ, что и обуславливает нарастание относительного содержания более низкомолекулярных n -алканов. Этот процесс идет более интенсивно в карбонатных породах по сравнению с чисто пелитовыми. Карбонатные породы при перекристаллизации в условиях метаморфизма легче высвобождают «запечатанное» ОВ, чем породы с глинистой матрицей. В первых отмечены несколько большие значения nC_4/C_1 (1,5—1,55), в последних они не превышали 1,3.

Приуроченность концентрационного максимума к области $C_{18}-C_{23}$, к которой тяготеют и рассмотренные породы архея (пики на C_{19} и C_{22}), вероятно можно объяснить усреднением состава первичных n -алканов за счет перераспределения низко- и высокомолекулярных компонентов как в среднем и позднем катагенезе, так и в условиях метаморфизма. В указанных образцах обнаружены и «жидкие» (от C_{12}) УВ (4—8%). По современным представлениям [8], лучшей сохранности способствуют слабая аэробная микробная переработка ОВ и в целом более восстановительные условия раннего катагенеза. В сланцах архея по сравнению с розойскими КМА.

Геохимическая эволюция ОВ приводит к общему снижению изопреноидов практически полного их исчезновения в высокометаморфизованных породах докембрия. Содержание и состав таких УВ наиболее заметно изменяются в условиях катагенеза, т. е. в среднем и поздних УВ в области катагенеза [7]. Имеются сведения о присутствии изопреноидов в отдельных образцах пород докембрия в частности, в аргиллитах архея Приазовья ($Pr/Phy=0,9$).

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Различия в составе реликтовых УВ (n -алканов, изопреноидов) в сланцах ХБА горючих сланцев обусловлены: генетическим типом ОВ с учетом исходных биопродукторов; особенностями катагенеза (окислительными условиями, глубиной микробной переработки исходного ОВ); структурной приуроченностью пород, определившей скорость накопления и продолжительность робного этапа катагенеза; последующими процессами преобразования ОВ в ходе катагенеза—метаморфизма.

2. В раннем катагенезе (ПК₂₋₃) реликтовые УВ сохраняют генетическую связь с источником ОВ и определяются условиями катагенеза. Это находит отражение в мономодальном (область до C_{20}) распределении концентрационного максимума n -алканов у типичных сапропелитов и бимодальном (область $C_{15}-C_{18}$ и $C_{23}-C_{35}$) — у гумо-сапропелитовых сланцев. Последние характеризуются повышенным содержанием высокомолекулярных ($\geq C_{23}$) УВ, а первые — «жидких» ($\leq C_{16}$), более длинной цепью углеродных атомов и в целом более высокими значениями nC_4/C_1 , $Pr/n-C_{17}$ и $Phy/n-C_{18}$. В ряде образцов (камелик-чаганском, восточном) отмечены следы индентифицируемых (от C_{12}) УВ, что выразилось в максимальной концентрации области $C_{20}-C_{25}$ n -алканов, наиболее короткой (до C_{28-29}) цепи углеродных атомов и существенных различиях в соотношениях $\Sigma nC_4/\Sigma n-C$ и $Phy/n-C_{18}$ в сланцах, сформированных в условиях катагенеза. При этом микробная и окислительная деструкция УВ проявилась слабее в сланцах складчатой области.

3. На стадии МК₁ наблюдается отклонение в составе таких УВ наиболее заметно изменяются в условиях катагенеза, т. е. в среднем и поздних УВ в области катагенеза [7]. Имеются сведения о присутствии изопреноидов в отдельных образцах пород докембрия в частности, в аргиллитах архея Приазовья ($Pr/Phy=0,9$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барташевич О. В., Жмур С. И., Емец Т. П. Нефтематеринский потенциал горючих сланцев платформенного палеозоя/Сов. геология. 1982. № 8. С. 9—14.
2. Барташевич О. В., Ермакова В. И., Меламедова В. С. Методические рекомендации по использованию комплекса физико-химических методов исследования ОВ пород в нефтяной геохимии.— М.: ВНИИГГ, 1979.
3. Битуминозное вещество пород нижнепротерозойской углеродистой формации КМА/С. И. Жмур, В. Е. Закруткин, Т. П. Емец и др.//Литоология и полезные ископаемые. 1985. С. 95—107.
4. Вассоевич Н. Б. Исходное вещество для нефти и газа//Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М., 1986. С. 58—93.
5. Гуляева Н. Д., Арефьев О. А., Петров Ал. А. Реликтовые углеводороды твердых каустобиолитов/Седиментация на разных этапах литогенеза. М., 1982. С. 184—190.
6. Изопреноидные углеводороды в органическом веществе осадочных пород/К. Ф. Родионова, С. П. Максимов, А. Ф. Шляхов и др.//Геология нефти и газа. 1971. № 8. С. 35—40.
7. Ильинская В. В. О влиянии геолого-геохимических факторов на состав реликтовых углеводородов нефтей и ОВ пород//Геология нефти и газа. 1980. № 2. С. 39—46.
8. Кодина Л. А. Геохимия ОВ и условия образования черных сланцев в Ангольском бассейне Атлантического океана//Геохимия. 1987. № 1. С. 112—120.
9. Основные закономерности катагенетических преобразований органического вещества пород (данные лабораторного моделирования)/Е. А. Глебовская, В. И. Резцов, Е. М. Куликова и др.//Общие закономерности литогенетических преобразований ОВ. Л., 1981. С. 7—18.
10. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия.— М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 277).
11. Уров К. Э., Клеммент И. Р. Сравнительная геохимическая характеристика ОВ докембрийских и нижнепалеозойских сланцев//Геохимия. 1979. № 11. С. 1679—1687.
12. Giger W., Shaffner Ch., Wakeham S. G. Geochim et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44. N 1. P. 119.
13. Microbial lipids of an intertidal sediment. Fatty acids and hydrocarbons/Volkman J. K., Johns R. B., Gillan F. T., Perry G. J.//Ibid. 1980. Vol. 44. N 8. P. 1133—1143.
14. Wade T. L., Quinn J. G. Geochemical distribution of hydrocarbons in sediments from mid-narragansett Bay, Rhode Island//Org. Geochim. 1949. Vol. 1. N 3. P. 157—167.

Принята редколлекцией 27 марта 1989 г.



**Формационный подход при прогнозе и поисках
колчеданных месторождений**

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ (ЦНИГРИ)

Каждое рудное месторождение формируется в определенной геологической обстановке, оказывающей решающее влияние на состав и текстурно-структурные особенности, руд, а также на размещение рудных тел в объемном пространстве, их форму и условия залегания. Под геологической обстановкой обычно понимается состав вмещающих и соседствующих с рудными месторождениями пород, их формационные, литолого-фациальные и геохимические особенности, структурные факторы локализации руд.

В настоящей статье делается попытка рассмотреть на примере семейства колчеданных месторождений влияние геологических формаций, в которых локализуются месторождения, на характер образующихся руд и формирование различных геолого-промышленных типов месторождений, а также на прогнозно-поисковое значение этих формаций, обусловившее открытие в последние годы ряда новых месторождений.

Как известно, термин «геологическая формация» в западной геологической литературе используется преимущественно как стратиграфическое понятие (свита, пачка, слой и т. д.), а под рудной формацией издавна понимаются эмпирически наблюдаемые устойчивые минеральные парагенезисы эндогенных рудных месторождений.

В отечественной науке, на рубеже 30—40-х годов нашего века Н. С. Шатский предложил придать другой смысл термину геологическая формация. По его определению [10] геологические формации — это естественные комплексы горных пород, парагенетически связанные во времени и пространстве. Изучение формаций, по мнению Н. С. Шатского, осуществляется комплексом литологических, петрологических и структурных исследований.

Н. С. Шатский рассматривал, главным образом, осадочные и вулканоген-

но-осадочные формации, однако выдвинутые им принципы формационного подхода применимы и для изучения пород магматического происхождения. При этом формации, по его мнению, должны выделяться эмпирически, в основном статистически установленной повторяемости определенных парагенезисов пород в аналогичных типу тектонических структурах. Временем, по мере расширения и углубления теоретических представлений, понимание генетических условий формирования формаций будет изменяться. Однако сами формации, выделенные на основании объективного анализа строения различных частей земной коры, останутся важнейшими геологическими объектами, отражающими основные особенности геотектонического режима, существовавшего во время их формирования.

Представления Н. С. Шатского 50-х годах нашего века на примере магматических формаций развили Ю. А. Кузнецов, а по вопросам магматических и рудных формаций Ю. А. Билибин.

В 60—70-х годах большое влияние взгляды Н. С. Шатского оказали на исследователей, изучавших эндогенные рудные месторождения, что привело к возникновению учения о рудно-промышленном анализе. Виднейшими представителями были С. С. Смирнов, Р. М. Константинов и В. А. Кузнецов. С. С. Смирновым и Р. М. Константиновым [2] под термином «рудная формация» понимается группа месторождений со сходными по составу и функционально связанными с породами, в которых происходит их становление. Так, слабо дифференцированная базальтовая формация, с которой связаны существенно медные месторождения кипрского типа, формирующаяся в условиях океанических рифтов;

ассоциация или группа рудных месторождений сходного минерального состава, образующихся в близких геологических условиях» [5]. Таким образом в понятие рудной формации входит характеристика геологической формации, с которой ассоциирует оруденение, структурные условия рудообразования и минеральный состав руд. Независимо от учения о геологических и рудных формациях в начале 60-х годов нашего века В. М. Крейтером [3] было выдвинуто понятие о геолого-промышленных типах месторождений полезных ископаемых. Последние, по В. М. Крейтеру, представляют собой природные геолого-минералогические проявления, которые обеспечивают более 1% мировой добычи определенного полезного ископаемого. В. М. Крейтер утверждал, что только немногочисленные геолого-минералогические типы месторождений выполняют эту задачу, в то время как другие многочисленные типы проявлений данного полезного ископаемого не играют сколько-нибудь существенной роли в мировой добыче. Он подчеркивал, что в этом определении отражены природная повторяемость ценного геолого-минералогического комплекса и международный орно-эксплуатационный и технологический опыт человечества.

Как справедливо отмечает Р. М. Константинов [2], понятие о геолого-промышленных типах месторождений, пользуясь терминологией логики, находится в отношении частичного совпадения с понятием о рудной формации. Наиболее промышленно важным для рудных формаций, а понятие о рудных формациях хотя и близко, но шире, чем понятие о геолого-промышленных типах месторождений.

Петролого-минералогические особенности геологических и сопряженных с ними рудных формаций в значительной степени определяются геодинамическим режимом развития тех областей, в которых происходит их становление. Так, слабо дифференцированная базальтовая формация, с которой связаны существенно медные месторождения кипрского типа, формирующаяся в условиях океанических рифтов;

дифференцированная последовательная риолит-андезит-базальтовая или риолит-базальтовая контрастная формация с медно-цинковым оруденением уральского типа возникает в обстановке окраинно-континентальных островных дуг, развитых на коре гранулит-базальтового состава [6, 1]; в близкой обстановке (островные дуги, но на континентальной коре) в связи с контрастной базальт-риолитовой формацией образуются колчеданно-полиметаллические месторождения рудноалтайского типа.

Значительная часть медно-порфировых месторождений формируется в барьерных зонах островодужных геоструктур [4], а большая часть стратиформных свинцово-цинковых месторождений миссисипского типа, часто совместно с месторождениями нефти, газов и эвапоритов, связана с накоплением мощных терригенно-карбонатных толщ, обогащенных органическим веществом и локализирующихся в пределах пассивных окраин континентов и на авлакогенах [7].

Зависимость между геодинамическим режимом развития той или иной области и формационными характеристиками геологических и сопутствующих им рудных образований удобно проследить на примере семейства месторождений колчеданных руд, этих консервативных рудных образований, отличающихся многими общими типоморфными особенностями, устойчивыми на протяжении всей истории развития земной коры — от архея до наших дней. Вместе с тем различия в составе коры и в геодинамике развития колчеданосных геологических провинций или их частей определяют достаточно широкие вариации составов руд, масштабы и специфику условий локализации рудных тел. В связи с этим рудно-формационный анализ представляет надежную теоретическую базу на всех стадиях проведения геологосъемочных, поисковых и оценочных работ на колчеданные руды.

С учетом разработок многочисленных исследователей, суммированных А. Г. Злотник-Хоткевичем, по геодинамическому режиму развития колчеданосных провинций выделяются следующие типичные обстановки:

срединно-океанические хребты, в которых рудообразование связано с толеитовыми глубокоководными базальтами; в этой обстановке в частности происходит современное отложение колчеданных руд, причем известны многочисленные рудопроявления, но лишь отдельные из них достигают масштабов мелких месторождений;

зоны раздвигов на континентах — здесь продуктивен также толеитовый базальтоидный магматизм с редуцированными проявлениями кислого вулканизма, состав руд определяется высоким содержанием цинка и меди при весьма незначительном содержании свинца — красноморский тип;

зоны заостроводужного спрединга, с характерным развитием офиолитовых формаций — кипрский тип* ($Cu : Pb : Zn = 5 : 1 : 0,1$);

фронтальные и тыловые зоны островодужных систем, развитые на базитовой (с отдельными блоками сиалической) коре — уральский тип, продуктивны на колчеданные руды контрастной риолит-базальтовой формации натриевой серии ($Cu : Pb : Zn = 1,5 : 0,1 : 1$). К этой группе принадлежит большинство промышленно важных медно-цинковых объектов, среди которых присутствуют многие крупные и уникальные;

фронтальные зоны островодужных систем на смешанной коре при существенном значении базитового слоя с андезит-риолитовой формацией — малокавказский тип ($Cu : Pb : Zn = 10 : 1 : 5$), с многочисленными мелкими и средними месторождениями;

фронтальные и тыловые зоны островодужных систем на континентальной в основном сиалической коре, продуктивны на колчеданные руды, представлены дацит-риолитовыми кали-натровыми формациями при подчиненной роли базальтоидов и широком развитии вулканогенно-осадочных пород — алтайский тип ($Cu : Pb : Zn = 1 : 1 : 3$). К этому типу относятся многочисленные, в том числе крупнейшие месторождения свинца и цинка;

* Месторождения двух последних типов в большинстве также относятся к мелким по масштабам и только в отдельных случаях достигают значения средних объектов.

окраинные моря, развитые на континентальной коре, сопряженные с рифтами, с характерным для них колчеданно-свинцово-цинковым и медным оруденением — филизчайский тип; авлакогены, где вулканы имеют щелочной (с высоким содержанием калия) характер, а оруденение богато свинцом и цинком — атасуйский тип.

Геодинамическая обстановка формирования месторождений, отраженная в характере геологических формаций является важнейшим критерием для определения общего металлогенического потенциала крупных металлогенических единиц — рифтогенных структур, островодужных систем и т. д. При этом тип геоструктуры и слагающих ее геологических формаций позволяют не только предсказывать металлогенический профиль оруденения, но в ряде случаев и наметить предполагаемый масштаб запасов руд потенциальных месторождений. Дальнейший системный подход к выделению более мелких рудоносных потенциально продуктивных площадей, многократно применявшийся в прогнозно-поисковых комплексах [8], в сущности также базируется на данных формационного анализа.

При выделении рудных районов в пределах каждого типа геоструктур в качестве ведущего признака выступают структурно-формационные зоны (или подзоны), в пределах которых развиты рудоносные геологические формации. Рудные поля определяются как входящие в состав рудных районов области развития частей этих формаций, во времени и пространстве тесно связанных с процессами рудообразования. Это обуславливает необходимость расшифровки внутреннего строения этих формаций, осуществляемой широким привлечением методов палеореконструкций, с целью восстановления структурных форм, существовавших в период рудоотложения и деливших размещение в них месторождений и потенциально благоприятных участков.

Изложенные подходы к оценке площадей на разных стадиях геологического процесса играют существенную роль для планирования и проведения геологоразведочных работ и

случаев приводят к открытию новых объектов. В качестве примера рассмотрим это положение применительно к двум крупнейшим в СССР колчеданосным провинциям — Уральской и Алтайской соответственно с медно-цинковым и колчеданно-полиметаллическим оруденением.

В пределах Урала анализ размещения благоприятных по геодинамической обстановке структурно-формационных зон с соответствующими геологическими формациями позволил в последние годы выделить ряд новых, не считавшихся ранее перспективными колчеданосных структурно-формационных зон. Основным критерием их выделения явилось установление здесь продуктивных на колчеданные руды контрастной риолит-базальтовой и нерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций натриевой серии. К ним в первую очередь относятся рифтогенные и островодужные системы в пределах Восточно-Уральского поднятия, выделенного геологами Уральско-производственного геологического объединения (Б. А. Попов, К. К. Зобов, Г. В. Петров, Е. С. Контарь др.). В целом ряде из них установлены колчеданные проявления, требующие дальнейшего освещения, и выявлено несколько месторождений промышленной значимости. Е. П. Шираем обосновано представление о продолжении продуктивных структурно-формационных зон Среднего Урала на северо-восток, в области Полярного Урала, в связи с чем ставится задача оценки перспектив этой еще малоизученной области.

С учетом положений рудно-формационного анализа В. А. Прокиным было высказано предположение о простирании к югу давно изучавшейся высокопродуктивной зоны развития вулканических с колчеданным оруденением, перекрытых более молодыми вулканогенно-осадочными отложениями. Обширными работами подтверждено предположение, открыто новое рудное поле со значительными запасами колчеданных руд. Таким образом, формационный анализ даже в хорошо изученных провинциях Урала, явился обоснованием обнаружения новых рудоносных рудных районов и полей.

Весьма эффективным было применение этого метода и для расширения сырьевой базы уже известных рудных полей и месторождений. Особенно наглядным в этом отношении является рудное поле в Оренбургском Урале, где расшифровка рудомещающей вулканической структуры, основанная на детальном анализе фаций вулканистов продуктивной формации, способствовала открытию новых рудных залежей, по запасам намного превосходящим первоначально установленные рудные тела. Особое значение как в этом, так и в других примерах имеет прослеживание конкретных литолого-стратиграфических уровней, обычно разделяющих отдельные ритмы продуктивного вулканизма. Эти уровни, определяемые по данным литолого-фациального анализа в сочетании с геохимическими исследованиями и выявлением благоприятных палеовулканических структурных форм (межкупольных, надкупольных, присклоновых депрессий и т. п.), служат одним из руководящих элементов при поисковых работах.

Изложенные принципы обеспечили открытие геологами Учалинского горно-обогатительного комбината и Башкирского производственного геологического объединения новой залежи колчеданных руд в южной части Учалинского района. Это слепое рудное тело, перекрытое пострудными вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями до глубины несколько сот метров, найдено в депрессионной структуре на южном склоне купола риодацитов, к северному склону которого приурочена известная Учалинская залежь колчеданных руд.

Хорошим примером региона, в котором на основе рудно-формационного анализа за последние 30 лет была открыта серия новых полиметаллических месторождений, залегающих на расстоянии в десятки и первые сотни метров от современной земной поверхности, является Рудный Алтай. Один из важнейших выводов, сделанный здесь в течение этих лет, заключался в установлении парагенетической связи между вулканогенными породами контрастной базальт-риолитовой формации и полиметаллическими месторождениями, что позволило резко ог-

раничить районы проведения поисков, так как породы указанной формации развиты на Рудном Алтае только в отложениях среднего девона и франского яруса верхнего девона.

Таким образом, слагающие большую часть площади Рудного Алтая вулканиты андезитовой формации фаменского яруса и базальтовой формации нижнего карбона, так же как и терригенные отложения нижнего палеозоя, девона и карбона, не содержащие прослоев вулканитов базальт-риолитовой формации, для поисков полиметаллических месторождений не представляют практического интереса. При этом оказалось, что с базальтсодержащей риолит-известково-кремнисто-терригенной существенно калиевой субформацией ($K_2O : Na_2O > 1$) связаны свинцово-цинковые месторождения с низкими концентрациями меди и сравнительно небольшим количеством пирита, в то время как с базальт-риолит-кремнисто-терригенной калиево-натриевой и натриевой ($K_2O : Na_2O \sim 1$ или < 1), ассоциируют полиметаллические месторождения с существенно колчеданными (пиритовыми) рудами богатыми медью. Следовательно объем базальтов и соотношение калия и натрия в кислых вулканитах, оказывают влияние на состав встречающихся с ними руд.

Важно отметить, что колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая ассоциируют не со всеми разновидностями риолитов, а лишь с определенными — известными под названием флюид-порфиров [12] или газонасыщенных риолитов [9]. Эти породы имеют по сравнению с другими типами риолитов ограниченное распространение и образуют главным образом субвулканические образования. Они содержат повышенное количество фтора, хлора, фосфора и воды, что находит отражение в присутствии в составе вулканитов биотита, флюорита, апатита. Высокая степень газонасыщенности подтверждается изучением двухфазовых первичных магматических включений, которые выполнены кристаллами галита, сильвина и флюорита, с интестициями, заполненными насыщенным водным раствором рассолом и газовыми пузырьками. Эти включения гомогенизируются по дан-

ным Т. Г. Колдаевой при температуре 640 ± 10 °С, а по данным Л. К. Филатовой — $360—750$ °С. Все изложенное позволяет выделить среди территорий сложенных кислыми вулканитами протективной базальт-риолитовой формации, участки развития флюид-порфировых тел и их ближайшую периферию, как наиболее перспективные для поисков колчеданно-полиметаллических месторождений.

Важным поисковым критерием в Рудном Алтае являются вулканогенные структуры. Колчеданно-полиметаллические месторождения чаще всего размещаются в краевых частях межвулканических депрессий или пределах вершинных депрессий крупных вулканопольных структур типа стратовулканов, реже в экструзивных куполах [12].

Определенное значение для прогноза и поисков имеют окolorудные изменения. В известных рудных районах и в потенциально благоприятных структурах широко развиты метасоматиты кварц-серицитовый формационный антиклинали. В результате Карбонат-хлоритовая субформация рассматривается как составная часть перспективных участков этой антиклинитовой формации и проводили буровых работ в период с 1972 по 1982 гг. были получены следующие результаты:

- 1) существенно увеличены масштабы Зырянского месторождения; колчеданные метасоматические колчеды Зырянского месторождения; колчеды Зырянского месторождения;
- 2) пересмотрены представления о геологической обстановке формирования рудных тел Греховских месторождений, которые ранее рассматривались как мелкие линзы, а в действительности оказались трубами, прослеженными по падению на расстоянии более 1 км;
- 3) открыты два сравнительно небольших месторождения прожилково-крапленых руд, расположенные в относительной близости от Зырянского месторождения.

Однако главным достижением проведенных исследований следует считать открытие глубоких горизонтов известного как мелкое Малеевского месторождения (в том числе и одноквасной залежи).

Таким образом прогнозные исследования последних лет в Зырянском районе, основанные на рудно-формационном анализе, позволили обеспечить Зырянский свинцовый комбинат сырьевыми ресурсами на несколько

ко десятилетий. Все вновь выявленные запасы расположены в пределах Ревнюшинской антиклинали, которая еще в конце 60-х годов считалась бесперспективной.

За последние 15—20 лет в СССР было открыто и разведано значительное количество стратиформных свинцово-цинковых месторождений, локализованных в карбонатных породах (Западный Тянь-Шань, Восточная Якутия). В результате их изучения и сопоставления с зарубежными удалось определить геологические обстановки благоприятные для локализации месторождений данного типа. По своей региональной геотектонической позиции они располагаются в активизированных чехлах древних и молодых платформ аналогично месторождениям Мидконтинента в США и Верхней Силезии в Польше, или приурочены к перикратонным прогибам на границах платформ и смежных складчатых систем (Сардана в СССР). Иногда они локализируются в структурах типа парамогеосинклиналей, развивающихся на срединных массивах (месторождение хребта Каратау в Южном Казахстане).

Вмещающие породы этих месторождений представлены карбонатными отложениями известково-доломитовой формации, содержащей наряду с известняками значительное количество протодоломитов. Часто вблизи районов стратиформных свинцово-цинковых месторождений располагаются нефтегазоносные бассейны, наличие которых следует рассматривать как своеобразный поисковый критерий. Среди территорий, сложенных известково-доломитовыми отложениями, наиболее благоприятны площади, в которых происходит смена фациальных типов пород от рифовых или прибрежно-морских к лагунным. Рудовмещающие отложения в этих породах обычно обогащены органическим веществом, содержание которого нередко достигает нескольких процентов. Рудолокализирующими структурами являются борта и участки воздымания конседиментационных впадин, осложненные разломами. Хорошим поисковым признаком служит эпигенетическая доломитизация, часто широко и интенсивно проявляющаяся в непосредственной близости от руд-

ных тел и развивающаяся по известнякам и протодоломитам.

В заключение следует подчеркнуть, что изучение геологических и колчеданных рудных формаций Рудного Алтая и Урала и их взаимоотношений привело к открытию в этих регионах большого количества новых месторождений, залегающих на расстояниях в десятки и сотни метров от земной поверхности. Это обстоятельство свидетельствует о большом практическом значении изучения геологических и рудных формаций других полезных ископаемых в разных районах мира, что неоднократно отмечалось рядом исследователей.

Однако в настоящее время исследования геологических и рудных формаций, даже в сравнительно хорошо геологически изученных районах и выявление потенциально рудоносных формаций пока еще не могут нас удовлетворить. Пути решения этой проблемы, а следовательно и повышения эффективности поисков рудных месторождений, вероятно, заключаются в необходимости проведения детальных литолого-геохимических исследований осадочных отложений и петролого-геохимического изучения магматических пород с целью выявления отличительных критериев рудоносных формаций и отбраковки сходных по составу образований, при обычных наблюдениях не представляющих потенциально рудоносными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковалев А. А. Стадия эволюции литосферы и геотектонические классификации месторождений полезных ископаемых // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений

УДК 551.24 : 553.632(571.53)

Структура Непского калиеносного бассейна и ее эволюция

А. В. СИНЦОВ (ВостСибНИИГГиМС)

С открытием месторождения калийных солей на севере Иркутской области [1] существенно пополнились сведения о структуре Непской части Иркутского амфитеатра. Региональные и деталь-

полезных ископаемых. Л.: Недра, 1987. С. 64—69.

2. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973.
3. Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1946.
4. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений.— М.: Недра, 1983.
5. Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных месторождений // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975. С. 6—14.
6. Основы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжеский, М. М. Константинов и др. // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIV. М., Наука, 1985. С. 178—186.
7. Павлов Д. И., Горжеский Д. И., Кривцов А. А. Формирование стратиформированной свинцово-цинковой минерализации как результат эволюции осадочных бассейнов. Стратиформные рудные месторождения. М., Наука, 1987. С. 60—67.
8. Прогнозно-поисковые комплексы. Вып. 1. Комплексирование работ по прогнозу поискам скрытых медноколчеданных месторождений / А. И. Кривцов, М. Б. Бородаевская, А. Г. Волчков и др.— М., ЦНИИРИ, 1983.
9. Пугачева И. П. Литолого-фациальная характеристика и некоторые условия формирования рудовмещающей толщи среднего девона в Зырянском рудном узле (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геол. и разв. № 10. С. 44—54.
10. Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Труды совещания по осадочным породам. М., 1955. С. 7—100.
11. Яковлев Г. Ф. Рудоносные вулканогенные структуры эвгеосинклиналей // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. геол. 1976, № 6. С. 3—10.
12. Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюид-порфировые комплексы юго-западного Алтая // Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. геол. 1973, № 2. С. 72—86.

Принята редколлегией 30 октября 1986 г.

© А. В. Синцов,

ные площадные сейсморазведочные работы, поисковое и глубокое бурение нефти, газ и калийные соли дали полнотелый фактический материал о строении района, позволили про-

дуть особенности и эволюцию его структуры по отложениям, вмещающим залежи калийных солей.

Инфракристаллы образования фундамента Сибирской платформы в пределах района залегают на отметках от —2200 до —1300 м, наиболее приподняты в верхнем течении р. Чоны. Перекрываются они осадочными породами венда, кембрия и ордовика, в общем виде представляющими трехслойную систему. Нижний комплекс сложен терригенно-карбонатными отложениями мотской свиты венда мощностью 230—300 м. Выше располагается соленосный комплекс мощностью от 1200 м на северо-востоке до 1850 м на юго-западе, в состав которого входят усольская, бельская, булайская, ангарская и литвинцевская свиты нижнего-среднего кембрия. На отложениях соленосного комплекса залегают надсолевые красноватые карбонатно-терригенные породы верхоленской и илгинской свит среднего—позднего кембрия и средне-верхнеордовикской терригенной свиты (500—600 м). Разрез нарастает континентальными угленосно-туфогенно-терригенными осадками перми, юры мощностью 150—250 м. Изверженные породы представлены долеритами, залегающими в виде силлов, даек или покровов.

Промышленные скопления калийных солей выявлены в ангарской свите, залегающей в основном доломитами и аменной солью, в меньшем количестве присутствуют ангидриты, ангидридо-доломиты, известняки, сильвиниты, арналлититы. Ее нижняя часть, вмещающая калийные соли, выделяется в булайскую пачку, соответствующую самому соленосному горизонту [10]. В верховьях рек Непы и Нижней Тунки до водораздела последней с Чоной располагается область развития калийных солей — Непский калиеносный бассейн [4]. Длина его 250 км, ширина 80—90 км. Подстилается пачкой доломитов и ангидрито-доломитами булайской свиты.

Внутренняя структура Непского бассейна в период накопления калиеносных отложений устанавливается на основании совместного анализа фаций и мощностей отложений булайской свиты, гаженской пачки и ее подразделений (подстилающие ангидриты, ниж-

ние каменные соли, калийные соли, верхние каменные соли, верхние ангидриты). Характер усложнения конседиментационных структурных элементов при последующих тектонических движениях определяется по картам современной структуры выделяемых подразделений.

Среди конседиментационных структурных элементов выделены продольные и поперечные относительно простираения бассейна [8]. Икское, Хавориктинское, Бурское, Дулисьминское, Соснинское продольные поднятия и разделяющие их Окичский, Буориктинский, Гаженский, Поймыгинский прогибы ориентированы в северо-восточном направлении. Поперечные элементы представлены Даниловским плато, Ужмунской террасой, Чангильским и Ирешкинским бортовыми уступами и сравнительно небольшими поднятиями и прогибами, осложняющими их.

Постседиментационные структурные элементы подразделяются на первичные и наложенные. Первичные образованы на месте зачаточных конседиментационных структурных элементов и в значительной степени наследуют их морфологические особенности. Наложенные — группируются в зоны, ветви, пучки складчато-разрывных деформаций, под значительным углом (20—30°) секущих и перерабатывающих первичные.

Формирование конседиментационной структуры бассейна началось в булайский период, когда территория будущего калиеносного бассейна прогибалась в большей степени, чем окружающие. Хотя повсеместно отлагались доломиты и доломито-ангидриты, в бассейне р. Непы они более чистые, в обрамлении же в них присутствуют прослои известняков, имеется примесь терригенного материала.

Мощность сульфатно-карбонатных осадков булайской свиты в окружении бассейна достигает 120 м и более (рис. 1), а на его территории она существенно меньше. В нем намечается полоса северо-восточного простираения (Хавориктинское поднятие) с мощностью булайских доломитов 84—94 м, разделяющая участки с их мощностью 70—78 м. На юго-востоке бассейн ограничен Соснинским поднятием, где мощность доломитов 140 м и более. На

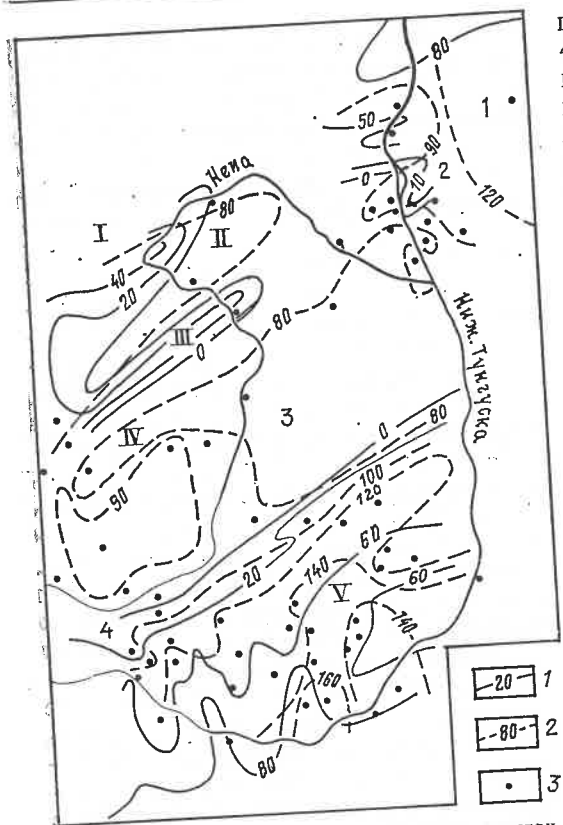


Рис. 1. Карта мощностей «подстилающих ангидритов» гаженской пачки ангарской и булайской свит: 1 — изопахиты «подстилающих ангидритов», м; 2 — изопахиты булайской свиты, м; 3 — скважины; продольные структурные элементы: I — Икское, II — Хавориктинское, V — Соснинское поднятия; III — Окичский, IV — Буориктинский прогибы; поперечные структурные элементы: 1 — Даниловское плато, 2 — Чангильский бортовой уступ, 3 — Ужмунская терраса, 4 — Ирышкинский бортовой уступ

северо-западе бассейна располагалась серия поднятий-порогов, препятствующих оттоку рапы из бассейна. Высота их нарастает к северо-западу. Так, на Икском поднятии, расположенном северо-западнее Хавориктинского, мощность доломитов уже более 100 м.

С наступлением ангарского времени наметившаяся ранее дифференциация структуры бассейна еще более усилилась. На водоразделе Нижней Тунгуски и Чоны (Даниловское плато) и на Соснинском поднятии продолжали накапливаться сульфатно-карбонатные осадки, но уже с преобладанием сульфатов: доломито-ангидриты и ангидриты. Мощность их на Даниловском плато 70—80 м, на Соснинском поднятии — 90 м и более (см. рис. 1). Аналогичные осадки наблюдаются и на северо-западе района, юго-западнее П-образного изгиба р. Непы (Икское

поднятие), где их мощность достигает 40 м. В самом бассейне в начале ангарского периода продолжает скапливаться рапа, из которой выпадали галит и калийные соли. Однако и здесь в районе П-образного изгиба р. Непы имелся барьер (Хавориктинское поднятие) северо-восточной ориентировки, на котором отлагались сульфатно-карбонатные осадки. Мощность их меньше 30 м. В дальнейшем и они перекрываются галогенными осадками.

К востоку и западу от Хавориктинского поднятия в районах преимущественного развития галогенных осадков (практически без подстилающих ангидритов) различие в знаках структурных элементов четко фиксируется по изменению мощности нижних калиеносных солей гаженской пачки. В центральной части бассейна она составляет в среднем 60—70 м, убывая к периферии [8]. На этом фоне наблюдаются ее довольно значительные колебания: в Окичском и Буориктинском прогибах она увеличена до 85—90 м, на Хавориктинском поднятии — уменьшена до 50 м.

В распределении мощностей и фациальных условиях осадков конседиментационные структурные элементы играют весьма существенную роль [6]. Накопление калийных солей происходило практически на всей площади бассейна, ограничиваясь на северо-востоке Даниловским поднятием, на юго-востоке Ирышкинским бортовым уступом и на юго-западе Соснинским поднятием, где в это время продолжали отлагаться сульфатно-карбонатные осадки. В Окичском прогибе мощность продуктивного горизонта более 60 м при средней 40—45 м, в остальных частях бассейна она достигает максимумом 30 м. На Хавориктинском — 25 м. К востоку от последнего мощность калиеносных осадков свыше 40 м. Вблизи Соснинского поднятия в этот период наблюдается Поймыгинский прогиб; мощность калийных солей в нем 20—30 м, к бортам она снижается до 10—15 м и полностью выклинивается на Соснинском поднятии.

На северо-востоке переход от рифтовой соленосной зоны к Даниловскому поднятию довольно резко выражен (Чангильский бортовой уступ).

Из-за осложнения уступа локальными поднятиями и прогибами, ориентированными в общем поперечно простиранию бассейна, перепады мощности продуктивных осадков весьма значительны: от 15—20 до 75—90 м. На участке пересечения продольного Буориктинского и поперечного прогиба, осложняющего Чангильский бортовой уступ, находится месторождение калийных солей. Локальные поперечные поднятия и прогибы, но меньшей амплитуды, существовали и в центральной части бассейна. Один из прогибов расположен в верховье р. Суриды. Мощность продуктивных осадков в месте его пересечения с Поймыгинским прогибом достигает 50—70 м. Аналогичные поперечные структурные элементы отмечаются по изменению мощности и на Ирышкинском бортовом уступе, ограничивающем бассейн с юго-запада. Так, в прогибе вдоль р. Ирышки мощность калийных солей более 40 м, к бортам она быстро уменьшается до полного выклинивания.

Изменение литолого-фациального состава пород продуктивного горизонта также в значительной степени обусловлено структурными факторами и ли весьма существенную роль [6]. Калийные соли продуктивных отложений представлены в основном карналлитовыми и сильвинитовыми породами, ограничиваясь на северо-востоке Даниловским поднятием, на юго-востоке Ирышкинским бортовым уступом и на юго-западе Соснинским поднятием, где в это время продолжали отлагаться сульфатно-карбонатные осадки. В Окичском прогибе мощность продуктивного горизонта более 60 м при средней 40—45 м, в остальных частях бассейна она достигает максимумом 30 м. На Хавориктинском — 25 м. К востоку от последнего мощность калиеносных осадков свыше 40 м. Вблизи Соснинского поднятия в этот период наблюдается Поймыгинский прогиб; мощность калийных солей в нем 20—30 м, к бортам она снижается до 10—15 м и полностью выклинивается на Соснинском поднятии.

В период накопления покровных калиеносных солей структура бассейна осложнилась заложением Гаженского прогиба, расчленившего область между Буориктинским и Поймыгинским прогибами на Бурское и Дулисьминское поднятия. Эти структуры четко фиксируются по увеличению соленакопления и мощности гаженской пачки в направлении прогиба. На Бур-

ском поднятии ее мощность в пределах 100 м, на Дулисьминском 150—160 м, а в Гаженском прогибе 250—270 м; нарастая до 300 и даже 420 м в местах пересечения с локальными поперечными прогибами или уменьшаясь до 220—230 м на участках пересечений с аналогичными поднятиями. На Соснинском поднятии мощность пачки не более 150 м, на Даниловском плато — 90 м. В этих структурах каменные соли имеют малую мощность или полностью отсутствуют. Буориктинский прогиб к концу накопления покровной каменной соли полностью замкнулся и совместно с Хавориктинским поднятием вошел в состав восточного борта Окичского прогиба. В последнем накопление покровных каменных солей шло весьма интенсивно, что привело к увеличению мощности гаженской пачки до 400 м.

Таким образом, в период формирования калиеносной гаженской пачки бассейн соленакопления с северо-востока, востока, юга и юго-запада ограничивался приподнятыми участками (Даниловское плато, Соснинское, Хавориктинское и Икское поднятия), служившими местом отложения ангидритов. Остаточная соленосная рапа скапывалась с них в пониженные и прогибавшиеся участки бассейна. Северо-западнее и юго-восточнее Даниловского плато бассейн был открыт.

В дальнейшем зачаточные конседиментационные структуры преобразовались в антиклинальные и синклинальные складки соответственно на месте поднятий и прогибов, а бортовые уступы — во флексурные уступы.

Продольные Икская, Хавориктинская, Бурская, Дулисьминская, Соснинская антиклинали и разделяющие их Окичская, Буориктинская, Гаженская, Поймыгинская синклинали на уровне кровли булайской свиты прослеживаются на расстоянии 150—200 км при ширине антиклиналей от 10—15 до 25—30 км, синклиналей до 30—35 км. Амплитуда их от 40—60 до 120—150 м (рис. 2). На уровне кровли ангарской свиты амплитуда складок уменьшается, достигая максимумом 120—130 м. Складки смещаются к югу, укорачиваются.

Продольные унаследованные структуры в совокупности обрисовывают бо-

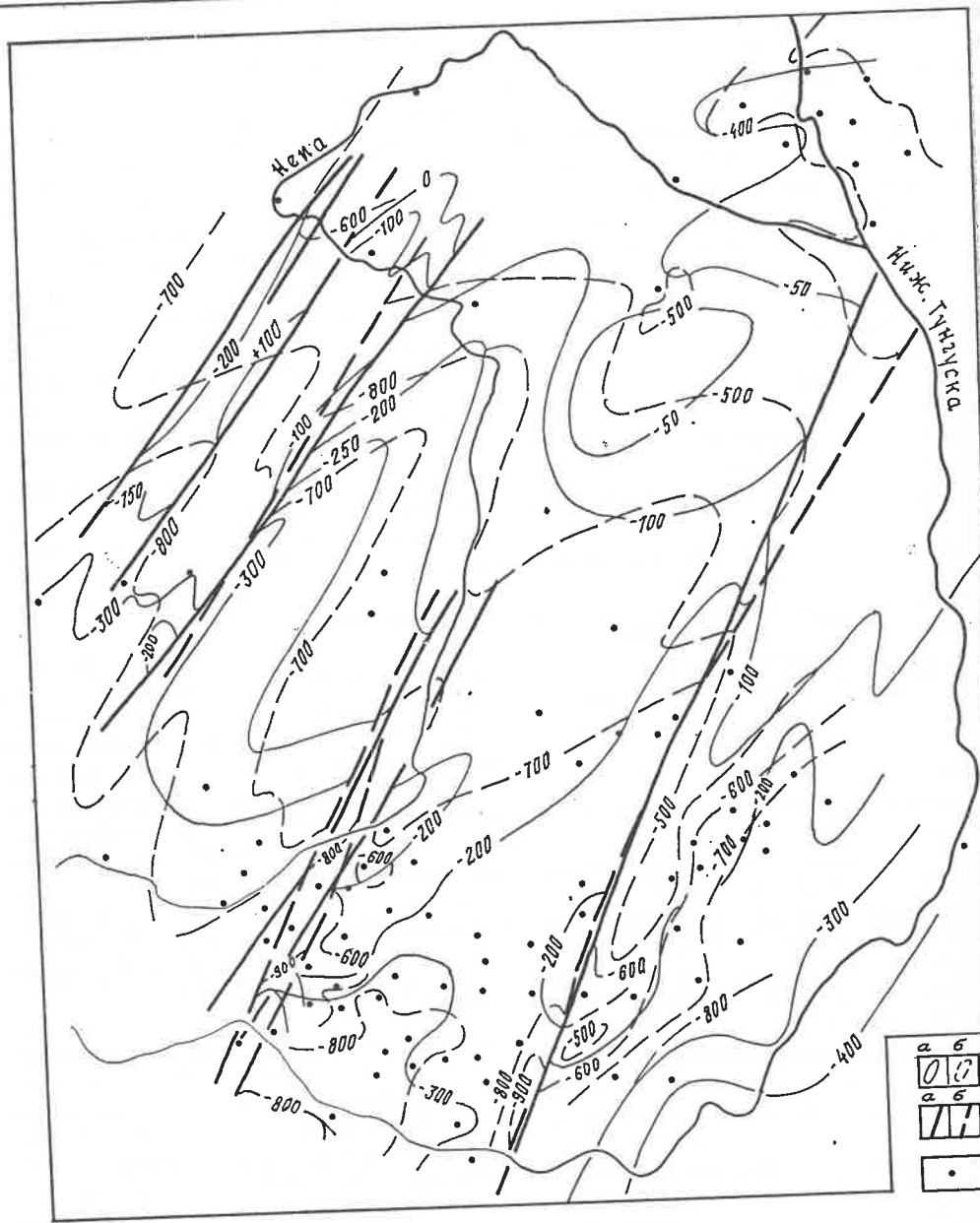


Рис. 2. Структурная карта поверхностей ангарской и булайской свит:
1 — изопахиты поверхности, м: а — ангарской свиты,

более крупную антиклинорную структуру по фундаменту платформенных отложений — Кутский выступ [9]. В сечении на северо-востоке выступа отметки кровли булайской свиты в его замковой части находятся в пределах от —570 до —600 м (скв. 6, 7 и 8 разведочные), снижаясь до —750 м (скв. 151 нефтяная) на северо-западном крыле и от —630 до —650 м

б — булайской свиты; 2 — разрывные нарушения: а — на уровне кровли ангарской свиты, б — на уровне кровли булайской свиты; 3 — скважины

(скв. 109 нефтяная) на юго-востоке. На северо-западном крыле выступают осложняющие его структуры, направленные к северо-западу, а на юго-востоке — к юго-востоку. В результате осевые поверхности образуют веерообразный массив, открытый вверх. Замковые части структур северо-западного крыла выступают на уровне кровли ангарской свиты и направлены к северо-западу относительно

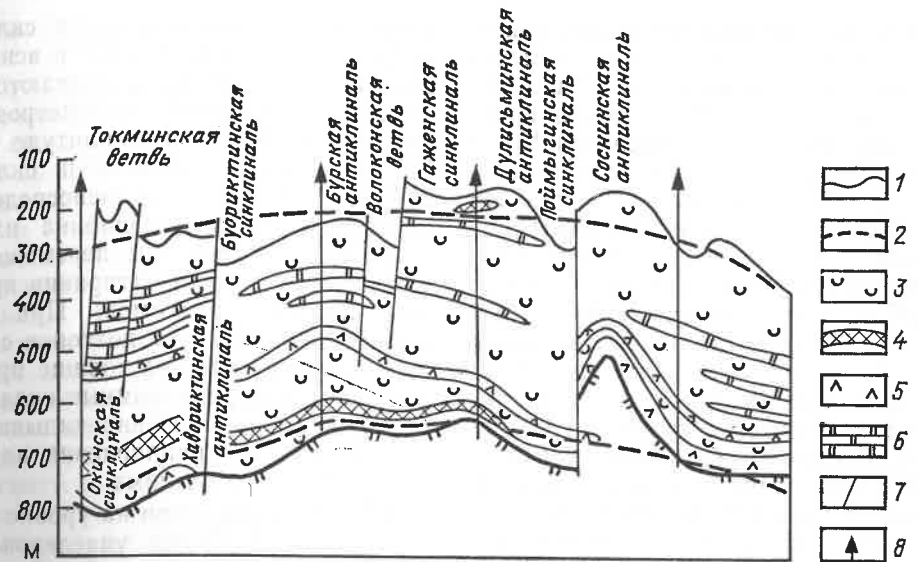


Рис. 3. Поперечный профиль Непского калиевого бассейна:
1 — поверхности стратиграфических подразделений (булайевская и ангарская свиты); 2 — огибающая

складки поверхности (зеркало складчатости); 3 — каменные соли; 4 — калийные соли; 5 — ангидриты, доломито-ангидриты; 6 — доломиты, ангидрито-доломиты; 7 — разрывные нарушения; 8 — скважины

их положения на уровне кровли булайской свиты, а юго-восточного крыла — с юго-востоку (рис. 3).

Погружение шарнира Кутского выступа в юго-западном направлении происходит неровно, ступенчато. На левобережье р. Нижней Тунгуски расположено пологозалегающее Даниловское плато, ограничивающее Непский бассейн с северо-востока. Поверхности как булайской, так и ангарской свит здесь деформированы значительно сильнее, чем на остальной части бассейна. Продольные складки при приближении к плато затухают и выполаживаются или замыкаются. Ограничивается оно относительно пологим Чангильским флексурным уступом. В плане уступ, поясывая плато, изменяет простирание от субширотного в приустьевой части р. Непы до субмеридионального на левобережье р. Нижней Тунгуски на ее водоразделе с р. Чоной (см. рис. 2). Высота уступа по кровле булайской свиты около 300 м, ширина его на 25 км, ширина уменьшается к северу на 120—150 м, амплитуда уменьшается к югу. В результате площадь Даниловского плато увеличивается. Границы уступа из-за его значительного выпо-

лаживания становятся расплывчатыми, нечеткими.

Аналогичный Ирышкинский флексурный уступ ограничивает Непский бассейн на юге. Ширина его по кровле булайской свиты не менее 80 км, амплитуда до 200—250 м. По кровле ангарской свиты его северная граница смещается к югу; ширина не менее 40—45 км, амплитуда возрастает до 300—350 м.

Рельеф уступов имеет довольно сложную морфологию. Они осложнены сравнительно небольшими, довольно узкими, иногда большеамплитудными, согласными с простиранием уступов синклиналями, антиклиналями и флексурами. В сочетании с отголосками линейных складок эти структурные элементы создают сложный рисунок перекрестной складчатости.

В пределах уступов в результате сопряжения разнонаправленных структур возникают овальные или близкие к изометричным складки, амплитуда которых или увеличивается, или наоборот уменьшается в местах пересечений. Картина осложняется еще и смещением к югу верхней границы уступов на более высоких стратиграфических уровнях. В результате на месте синклинали по кровле булайской сви-

ты на уровне кровли ангарской свиты возможна антиклиналь или на месте антиклинали — синклинали. Так, на месторождении калийных солей кровля булайской свиты опущена на 131 м в скв. 4 (отметка — 623 м) относительно скв. 185 (отметка — 492 м). По кровле же ангарской свиты взаимоотношения обратные: скв. 4 встретила отложения ангарской свиты на отметке — 27 м, тогда как скв. 185 — на отметке — 87 м (амплитуда подъема 50 м). Следовательно, здесь мы имеем структуру линзовидного облика, выпуклостью обращенную как вверх, так и вниз. По кровле булайской свиты — это Таловская синклинали, а по кровле гаженской пачки и вышележащим горизонталам — Заводская антиклиналь [3].

Между Чангильским и Ирышкинским уступами располагается полого-залегающая Ужмунская структурная терраса. Ширина ее как на булайском, так и на ангарском уровнях 40—45 км. По кровле ангарской свиты терраса смещена относительно булайского уровня на 25 км к югу. В ее пределах продольные структурные элементы имеют более простое строение, чем на других поперечных структурах.

Наложённые структурные элементы Непского бассейна группируются в Токминскую (на северо-западе), Волоконскую (на юго-западе) и Соснинскую (на юго-востоке) ветви интенсивно дислоцированных пород. Токминская и Волоконская ветви обычно объединяются в одну Непскую зону складчато-разрывных деформаций. Строение зоны и ветвей определяется разломной тектоникой, сопровождающейся сложной межразломной и приразломной складчатостью, получившей в литературе название «непской» [2, 5 и др.]. Размещение наложенной складчатости контролируется полем развития траппов [7]. Непская зона обрамляет поле траппов с северо-запада, а Соснинская ветвь — с юго-востока. Над центральной, наиболее мощной частью трапповой «постели» наложенная складчатость не проявлена или проявлена очень слабо.

Строение зон и ветвей «непской» складчатости обусловлено сложным сочетанием надвигов, взбросов и изгибов слоев. Выделяются симметричные

складки, складко-надвиги и складко-взбросы [5]. Симметричные и асимметричные складки прослеживаются на нескольких десятках километров при ширине до 10 км и амплитуде 250—270 м. Складко-надвиги и складко-взбросы наблюдаются непосредственно вблизи разломов, ширина их 3—4 км. Они образованы перемещение отложений вкрест простирания крутых или пологих разломов. При этом фронтальные части аллохтонов сминаются, образуя уже настоящие приразломные и внутриразломные складки крутым падением и запрокидывание зависящим от направления падения родоначального разлома.

В Токминской ветви на уровне кровли булайской свиты унаследованные (первичные) структурные элементы нарушены слабо и сохраняют свои морфологические особенности. Только в ядренной части Хавориктинской антиклинали проходит разлом, перекрывающий ее по диагонали. В результате на северо-востоке, в районе П-образного изгиба р. Непы северо-восточная центриклинали Окичской синклинали приходится в соприкосновение с северо-западным крылом Буориктинской синклинали (см. рис. 2). По кровле ангарской свиты Токминской ветвью полностью переработаны Икская синклинали, Окичская синклинали и Хавориктинская антиклиналь, а также юго-западное окончание Буориктинской синклинали и почти все ее северо-западное крыло (исключая северо-точное продолжение).

Волоконская ветвь Непской заходит в Непский бассейн только своим северным окончанием. Переломке подвергнуты юго-восточное крыло Бурской антиклинали, юго-западные окончания Гаженской синклинали и Дулисьминской антиклинали. Временная структура Волоконской ветви аналогична Токминской. Однако в наряду со складко-взбросами, складко-надвигами, симметричными и асимметричными складками, наблюдаются сравнительно небольшие, изометричные, куполовидные, дисгармоничные антиклинали, связанные со значительными перетоками разломных осадков. Амплитуда их достигает 500—550 м. По кровле булайской свиты (—254 м в скв. 15; —820 м в скв. 13), сни-

до 170—180 м по кровле ангарской свиты (—74 м в скв. 15; —251 м в скв. 13).

Юго-восточная Соснинская ветвь имеет более простое строение. Она под углом 25—30° пересекает и перерабатывает юго-восточное крыло, часть ядра и северо-восточное окончание Поймыгинской синклинали, северо-восточное окончание Дулисьминской антиклинали. Тектонические движения проявились в усложнении Соснинской антиклинали, северо-западное крыло которой оборвано разломом, по которому она поднята над соседним блоком на 100—150 м по кровле булайской свиты и до 100 м по кровле ангарской свиты (см. рис. 3). Шарнирно-антиклинали по простиранию ундулирует, обособляя ряд более мелких структур на ее западном продолжении. Амплитуда осложняющих антиклиналей достигает 100—150 м по кровле булайской свиты и 70—80 м по кровле ангарской свиты. Юго-восточное крыло Соснинской антиклинали по кровле булайской свиты моноκлинально погружается на юго-восток (от —485 м в скв. 61 до —875 м в скв. 44). На уровне кровли вышележащей ангарской свиты оно осложняется полужитительными складками шириной 12—15 км, протяженностью 100—110 км, амплитудой от 50—70 до 110—120 м. Последние являются отголосками складок типично «непского» типа более верхних горизонтов осадочного чехла. Таким образом, современная структура Непского калиеносного бассейна сформировалась в результате сложной длительной эволюции. В период булайско-ангарского соленакопления были сформированы конседиментационные структурные элементы, формирование которых проходило постепенно. Впервые из прогибов заложились продольный Окичский и поперечные, осложняющие бортовые уступы. В дальнейшем структура бассейна сложилась Буориктинским прогибом, затем Поймыгинским. Уже после отложения калийных солей оформился Гаженский прогиб. Порядок заложения прогибов определил мощность продуктивных осадков в них (и, соответственно, их перспективность): от наиболее мощных в Окичском до их полного отсутствия в Гаженском.

При последующих тектонических движениях, связанных с ростом Непского свода, складчатые формы развились унаследовано на месте ранее существовавших конседиментационных структур. Эти унаследованные структурные элементы, а вместе с ними и залежи калийных солей были переработаны и дезинтегрированы наложенными зонами повышенной деформации пород («непская» складчатость). Зоны наложенных складчато-разрывных дислокаций образовались после нижнего силура, но до верхнего палеозоя, поскольку они с перерывом и угловым несогласием перекрыты верхнепалеозойскими отложениями. Размещение их контролировалось полем распространения траппов в нижнекембрийских отложениях [7]: ранее возникшие структуры усложнялись в краевых маломощных частях поля траппов или его «окнах».

Выявленные закономерности формирования структуры Непского калиеносного бассейна позволяют наметить в его пределах наиболее перспективные участки. Это, в первую очередь, центральная часть Буориктинской синклинали, пересечение ее и Поймыгинской синклинали Ирышкинским флексурным уступом (бассейн р. Ирышки), северо-восточное продолжение Окичской синклинали вблизи западного ограничения Даниловского плато. В зонах и ветвях наложенных деформаций можно встретить участки, где мощности калийных солей значительно увеличены, но они едва ли могут представлять промышленный интерес из-за ограниченных размеров и весьма сложных горно-технических условий разведки и обработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин В. Ф., Другов Г. М., Бахтин В. И. Непское месторождение калийных солей//Разведка и охрана недр. 1984. № 4. С. 13—16.
2. Дубровин М. А. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы — Новосибирск: Наука, 1979.
3. Замаев С. М., Малых А. В., Гелетий Н. К. О некоторых структурных особенностях Гаженского месторождения в Непском калиеносном бассейне Восточной Сибири//Докл. АН СССР, 1984. Т. 279. № 5. С. 1177—1180.
4. Непский калиеносный бассейн Восточной Сибири и условия его формирования/

- Э. И. Чечель, Я. Г. Машович, Ю. Г. Гилев, Г. И. Чаузова//Основные проблемы соленакопления. Новосибирск, 1981. С. 113—122.
5. Рязанов Г. В. Морфология и генезис складок Непской зоны.—Новосибирск: Наука, 1973.
6. Синцов А. В. Роль структурных факторов в распределении фаций и мощностей калиеносных отложений Непского бассейна//Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, 1983. С. 43—44.
7. Синцов А. В. Влияние Усольского силла траппов на структуру Непской зоны дислокаций//Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поис-

- ками полезных ископаемых. Красноярск, 1983. С. 131—132.
8. Синцов А. В. Структура зоны Непской дислокации по нижнеангарским отложениям//Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 122—125.
9. Синцов А. В., Корчагин В. П. Перспективы калиеносности северной части Иркутского амфитеатра//Сов. геология. 1986. № 1. С. 52—59.
10. Чечель Э. И., Машович Я. Г., Гилев Ю. Г. Закономерности строения солоненосных отложений кембрия юга Сибирской платформы.—М.: Наука, 1977.

Принята редколлегией 27 февраля 1989

УДК 553.897 : 553.46(479.25)

Новая находка бирюзы в Армении

В. Б. СЕЙРАНЯН (КИМС), А. К. КАЗАРЯН (ПО «Армгеология»)

Проявление бирюзы обнаружено в южной Армении (А. К. Казарян, 1987), в рудном поле детально разведываемого золото-полиметаллического месторождения, в строении которого участвуют слабо стратифицированные вулканогенно-осадочные отложения верхнего эоцена-миоцена. Их интродуцируют штоково- и линзообразные тела умеренно кислых и щелочных порфировых пород. Распространены отщепленные и самостоятельные серии даек, преобладающая часть которых контролируется крутыми разрывными нарушениями северо-западного и субмеридионального направлений. Разрывы косо и вкрест пересекают субширотно вытянутую небольшую антиклинальную складку и, благодаря подвижкам вдоль них, разбивают рудное поле на ряд мелких блоков. Относительно приподнят центральный блок, в интенсивно измененных породах которого локализованы около 80% рудных тел и бирюзоносная зона (рис. 1).

Гидротермальная минерализация представлена в форме субмеридиональных жил, выполняющих трещины отрыва. Наряду с обо-

собленными одиночными жилами, прослеживаются до 300—350 м при мощности 0,3—0,4 до 2—3 м, наблюдаются прерывистые выдержанные по элементам залегания руды почти параллельных прожилков, которыми почти параллельно сопровождаются вкрапленной местами сопровождаются вкрапленной м разлацией того же состава.

Рудные тела сложены продуктами одной или нескольких стадий минерализации: сфалерит, галенит, пирит, молибденит, рудит, кварц, биотит, турмалин и др. (табл. 1). Они часто отличаются по интенсивности проявления отдельных ассоциаций, элементного состава, характеру жильного заполнения и др.

Минерализация бирюзы в виде спорадически выполненной линейной полосы шириной до 10 м прослеживается на 35—40 м в центральной части эндоконтакта штокообразного граносенит-порфира, вблизи выраженной доконтролирующей структуры субмеридионального направления. Бирюзоносная зона слабо катаклазирована, турмалинизирована, пиритизирована.

Таблица 1

Минеральный состав жил и прожилковых зон

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Гипогенные	Кварц, шерл, актинолит, сфалерит, галенит	Серпентин, мусковит, барит, биотит, эпидот, хлорит, альбит, калиевый полевой шпат, флюорит, кальцит, арсенопирит, вольфрамит, энаргит, молибденит, реальгар, аурипигмент, магнетит	Гранат, циркон, рутил, халцедон, шпинель, апатит, топаз, аллофан, пирит, гессит, бурнонит, биотит, шеелит, колумбит, блеклая руда, пирролизит, бирюза
Гипергенные	—	Гидромусковит, каолинит, хлорит, смитсонит, ярозит, лимонит, гематит, англезит	Церуссит, халькозин, кобальтит, кальцит, метатгаллуазит

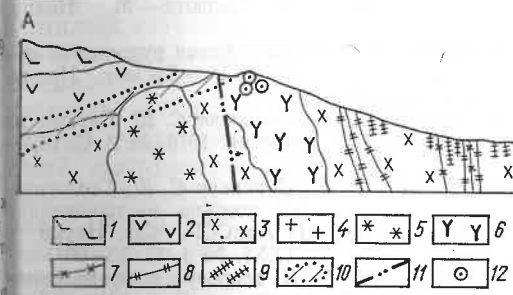
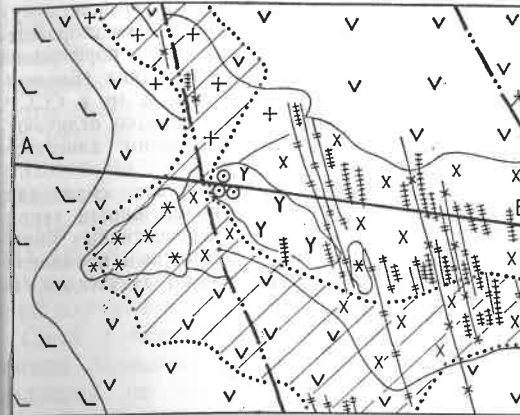


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бирюзоносного проявления:

1 — лавовые потоки пропилитизированных базальтов андезит-базальтов; 2 — лавовые потоки и туфы пропилитизированных и окварцованных андезитов и дацитов с линзами туфоконгломератов; 3 — диорит кварцевый диорит, превращенные в березиты и вторичные кварциты; 4 — слабоберезитизированный моноклит и кварцевый моноклит; 5 — порфириловидный гранодиорит; 6 — граносенит-порфир; 7 — дацитовый и кварцевый дацитовый порфирит; 8 — диоритовый и кварц-диоритовый порфирит; 9 — кварц-сульфидные жилы и зоны; 10 — грейзены, грейзенизированные породы; 11 — разрывные структуры; 12 — минерализация бирюзы

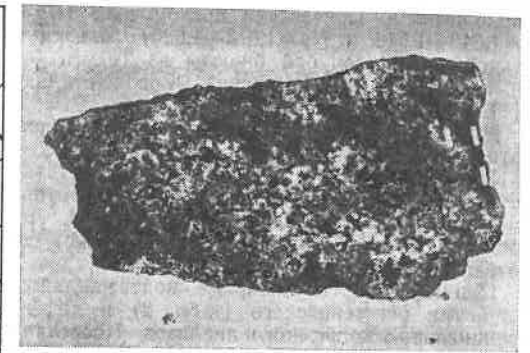


Рис. 2. Пятнистый характер распределения бирюзы (светлое) в актинолит-турмалиновом прожилке. Штуф

Бирюза концентрируется в кварц-турмалиновых прожилках, часто ветвящихся, в окончатых переходящих в кварц-актинолит-турмалиновые с молибденитом «швы». Размеры кристаллов турмалина достигают 2 см, по химическому составу он соответствует шерлу с высоким содержанием дравитового компонента. Кроме актинолита и бирюзы, содержатся также биотит, серпентин, сфен, магнетит, пирит, молибденит и др. Бирюза в прожилках распределяется неравномерно: полосы, линзовидные выделения, вкрапленники, пятна, слагающие от 10 до 55—60% объема (рис. 2).

Цвет минерала голубой, ярко-голубой, изредка появляется заметный зеленоватый оттенок. Белесые, мелоподобные или ярко-зеленые разновидности бирюзы, характерные для Тухутского месторождения [4], здесь не обнаружены. Бирюза плотная, практически не затронута процессами окисления или выщелачивания.

Минерал представлен крипнокристаллическим агрегатом голубой, реже — зелено-голубой окраски; слабо анизотропен, оптически

Таблица 2

Исследованная бирюза*		Тухутская бирюза**		IPDF, 1968
голубая	голубая с зеленоватым оттенком	голубая	светло-голубая	
8,9 (2)	8,9 (2)	9,20 (29)	9,05 (25)	9,09 (50)
6,73 (4)	6,68 (3)	6,66 (39)	6,79 (33)	6,73 (50)
6,20 (5)	6,16 (4)	6,20 (42)	6,20 (42)	6,17 (70)
4,80 (4)	4,78 (4)	4,781 (32)	4,60 (28)	4,80 (60)
4,07 (1)	4,06 (1)	4,04 (40)	4,08 (52)	4,06 (10)
3,66 (10)	3,67 (10)	3,675 (100)	3,69 (500)	3,68 (100)
3,41 (6)	3,42 (5)	3,420 (46)	3,427 (42)	3,44 (70)
3,26 (5)	3,271 (4)	3,280 (42)	3,265 (38)	3,28 (70)
2,897 (8)	2,897 (8)	2,899 (68)	2,899 (63)	2,91 (80)

* ИГН АН АрмССР, аналитик Н. В. Ревазова.
** КИМС, аналитики Н. П. Вяхирев, Э. Г. Амирханова.

положителен. Показатели преломления ($N_g = 1,640-1,648$ и $N_r = 1,613-1,620$) близки к таковым для голубой бирюзы из Техута [3] и некоторых месторождений Средней Азии [1].

Для исследованных образцов характерна относительно высокая микротвердость 4205—5174 МПа (прибор ПМТ-3), свидетельствующая о принадлежности минерала к 4-й группе микротвердости по классификации С. И. Лебедевой. Эти же данные по шкале Мооса соответствуют твердости 4,5—5,5.

Принадлежность к бирюзе подтверждается данными рентгеновского (табл. 2) и дифференциально-термического анализов. Последним установлено, что кривые нагревания имеют отчетливые пики: эндотермические при 370—400 °С, а экзотермические при 750—815 °С. Характер кривых нагревания в общем отвечает эталонным и известным в литературе [1, 3].

Связь бирюзовой минерализации с разрывными структурами, одновременно контролирующими сульфидную минерализацию, хорошая сохранность сульфидов и других гидротермальных минералов в «сообществе» бирюзы, отсутствие в рудном поле сколько-нибудь заметной роли минералов зоны окисления (в их числе карбонатов меди) свидетельствуют в пользу гипогенной природы «голубого минерала». Антагонизм в распространении бирюзы и малахита (азурита), в свою очередь, благоприятен для формирования промышленных скоплений фосфата [1, 4].

Совокупность указанных признаков, наряду с приуроченностью минерализации к порфировому телу, позволяет отнести выявленное про-

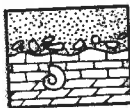
явление к кураминскому (бирюзаканскому) геолого-промышленному типу — «месторождения в магматических породах порфировой формации» [1]. Объекты этого типа (Бирюзакан, Унгурикан, Ак — Турпак и др. в СССР, Нишапур в Иране и т. д.) нередко отличаются крупными запасами и высоким качеством бирюзы.

Новая находка подтверждает справедливость прогноза [4] о принадлежности территории Армении к числу перспективных бирюзоносных провинций с возможным проявлением месторождений не только техутского, и кураминского типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Менчинская Т. И. Бирюза. — М.: Недра, 1981.
2. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. — Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958.
3. Сейранян В. Б., Саркисян С. Ш. Бирюза в Армении // Сов. геология. 1976. № 2. С. 14—148.
4. Сейранян В. Б., Саркисян С. Ш. Геологические предпосылки поисков месторождений бирюзы // Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле. 1981. Т. XXXI. № 1. С. 52—60.
5. Смолин Ю. К. К вопросу о проявлении бирюзы в Центральном Кызыл-Куме // Геология, петрография, минералогия эндогенных месторождений Средней Азии. М., 1981. С. 28—31.

Принята редколлегией 30 января 1982 г.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 56.074 : 551.79

Стратиграфия четвертичных отложений Кавказского шельфа и континентального склона Черного моря по микрофауне

В. В. ЯНКО, Л. В. ГРАМОВА (Одесский гос. университет)

Район исследований представляет собой участок шельфа и континентального склона Черного моря, ограниченный на северо-западе побережьем между городами Батуми и Потти, на юго-востоке изобатой 1222 м. Цель работ — обеспечение микропалеонтологического обоснования стратиграфического обоснования стратиграфических отложений, вскрытых на данном участке, под геологическую съемку 1 : 200 000. Изучены фораминиферы и остракоды из восьми скважин колонкового бурения и 36 трубок, мощностью керна соответственно до 65 м и 3,5 м (общая длина керна 423 м) [9].

Исследования проводились по разработанной ранее методике [8], которая в целом сходна с общепринятой в микропалеонтологии. Частота отбора проб 10—20 см, при хорошей сохранности керна отбор сплошной. При геологических исследованиях применялся СЭМ. Количественные подсчеты раковин (численность, экз.; содержание, %) приводятся на 100 г воздушно-сухой породы.

Литолого-палеонтологическая характеристика разреза. Максимально вскрытая мощность 65 м. Фораминиферы представлены 56 низшими

формами, остракоды — 67, составляющими ископаемые комплексы (табл. 1, 2). Несмотря на однообразие литологического состава, затрудняющее проведение стратиграфических границ, по миграционной последовательности комплексов микрофауны выделены 16 слоев. За исключением слоев 1, 2, вскрытых двумя скважинами и пятью колонками, все остальные выдержаны по всей изучаемой площади.

Слой 1 вскрыт только одной скважиной. Мощность не известна, так как подошва не пройдена. Представлен глинистой. Фораминиферы отсутствуют. Комплекс остракод включает 28 видов (до 2000 экз.). Доминантные виды — *Bacuniella dorsoarcuata*, *Cytherissa bogatschovi*, *Caspiella acronasuta*, акцессорные — *Candona schweyeri*, *Leptocythere multipunctata* и др. Характерная особенность — высокое содержание (89 %) олигогалинных форм. Большинство (60 %) видов ныне обитают в Каспийском море при солености 12—14 ‰ и наиболее распространены на глубинах 100—120 м [7]. В Черном море они встречаются в основном в приустьевых акваториях при солености 1—5 ‰.

Слой 2 (максимальная мощность 12,5 м) вскрыт двумя скважинами, сложен глинами с гидротроилитом. Комплекс фораминифер состоит из двух форм (10 экз.) — *P. martcobi schaudicus* и *Elphidium* sp., остракод — из 14 видов (до 2000 экз.). По сравнению с остракодовым комплексом слоя 1 в нем исчезают пресноводные *C. schweyeri* и некоторые олигогалинные формы, появляются морские каспийские виды *L. gibboides*, *L. mitridata* и др. Отличительная особенность фораминиферового комплекса — его олигогалинный характер.

Слой 3 (9,5 м) в большинстве разрезов несет следы размыва в подошве кровле. Представлен песками, алевритовыми и пелитовыми илами, часто с высоким содержанием органики, детрита и целых раковин моллюсков. Комплекс фораминифер включает во многом низших таксонов (до 1000 экз.), остракод — 18 (до 70 экз.). Ядро комплекса фораминифер составляют доминантные виды *A. novoeuxinica* и *A. tepida*, акцессорные — *E. caspicum azoicum*, *P. subgranosus mediterranicus*

и др. Характерная черта комплекса — присутствие олигогалинных и голэвригалинных (60 %) форм. Среди остракод преобладают олигогалинные (65 %) виды, наряду с которыми встречаются пресноводные, голэвриктеэвригалинные. Доминантные виды — *Loxosconcha lepida*, *Leptocythere bacuana*, акцессорные — *L. quinquetuberculata* и др., характерный вид — *Leptocythere martha*. Похожие комплексы обитают ныне в опресненных лиманах северо-западного Причерноморья — Березанском, Днестровском, низовьях рек (остракоды) при солености 1—7 ‰, на глубинах до 12 м. Обращает на себя внимание наличие среди остракод вида *L. quinquetuberculata*, который не переносит повышения солености более 5 ‰ [7].

Слой 4 (6 м) внизу представлен песками, сверху — переслаиванием их с илами. Комплекс фораминифер образован 11 видами и подвидами (до 1000 экз.), остракод — 16 видами (до 50 экз.). В данных комплексах микрофауны появляются средиземноморские стриктеэвригалинные и полигалинные формы. Отличительная особенность комплексов — присутствие видов с различными экологическими характеристиками — от олигогалинных до полигалинных. Ядро комплекса фораминифер составляют *A. tepida*, *P. subgranosus mediterranicus*, иногда *M. brotzkajae*. В акцессорную группу входят *H. anglica* и др. В остракодовом комплексе доминируют *C. littoralis*, *L. lepida*. Современные аналоги этих комплексов встречаются ныне в Одесском заливе на глубине до 10 м при солености 3—12 ‰.

Слой 5 (3,7 м) сложен песками. В составе комплекса фораминифер участвуют три вида (до 1000 экз.), остракод — семь (до 50 экз.). В первом преобладают *A. tepida*, во втором — *L. lepida*, от предыдущего данный комплекс фораминифер отличается развитием только олигогалинных и голэвригалинных (60 %) форм. Среди остракод повышается (до 35 %) роль олигогалинных видов. В современном Черном море сходные комплексы микрофауны обнаружены в приустьевых акваториях Дуная, Днепра, Днестра и др. с соленостью 5—7 ‰.

полигаллиными видами, содержание которых достигает 72 %, позволяет говорить о привносе пресноводных форм рекami при повышении скорости течения вследствие понижения уровня моря. В целом комплексы микрофауны из этого слоя сходны с таковыми мелководья (до 35 м) Кавказского шельфа с соленостью 18—19 ‰.

Слой 14 (8,4 м) — переслаивание песков, алевропелитовых и пелитовых илов. Комплекс фораминифер включает 28 видов (до 3000 экз.), остракод — 14 (до 100 экз.). Среди фораминифер доминируют представители рода *Ammonia*, иногда встречается *P. martcobi ponticus*. По экологической характеристике ископаемые комплексы микрофауны близки таковым слоев 8, 10, а из современных — мелководным комплексам Кавказского шельфа.

Слой 15 (1,8 м) сложен песками с прослоями алевропелитовых илов. Комплекс фораминифер содержит 16 видов (до 200 экз.), остракод — три (до 10 экз.). В ядро входят фораминиферы *Q. aspera* и *Q. oblonga*, остракоды *P. tschernjawschii*. Особенностью комплекса является увеличение роли мелководных голэвригаллиновых форм (*H. anglica* и др.). Абиотические условия образования слоя сходны с обстановкой формирования слоя 13.

Слой 16 (максимальная мощность 6,3 м, иногда она сокращается до 1 м) — пески, илы. Комплекс фораминифер состоит из 26 видов (до 4000 экз.), остракод — из 11 (до 70 экз.). Абсолютно тождественные комплексы обитают ныне на мелководье Кавказского шельфа, в местах стока пресных вод. В качестве примера можно привести участок внутреннего шельфа, примыкающий к побережью между городами Батуми и Поты, где соленость понижена до 17 ‰ по сравнению с другими районами Кавказского шельфа. Структура комплексов (сочетание всех экологических групп микрофауны) является отражением неустойчивого режима солености.

Геохронологический и палеогеографический анализ. Изученная толща относится к четвертичной системе, так как слой 1 содержит комплекс остракод, идентичный таковому из нижней части стратотипа нижнеплейстоценовых (чаудинских) отложений, находя-

щегося на мысе Чауда (Керченский полуостров). Анализ миграционной направленности комплексов микрофауны по разрезу, их таксономический состав и структуры, а также их размещения под воздействием течения вмещающих пород позволяют произвести стратиграфическое расчленение вскрытой толщи и палеогеографические реконструкции.

Слои 1, 2 с каспийскими комплексами остракод, по составу и структуре очень близкими таковым из стратотипа на мысе Чауда, имеют раннеплейстоценовый (чаудинский) возраст. Слой 1 формировался в условиях трансгрессии каспийского моря при отсутствии связи Черного моря со Средиземным, и, напротив, ее наличие (свободной и односторонней) с Каспийским морем. О срединном этапе трансгрессии говорит смешение пресноводных (10 %) и морских (90 %) каспийских видов.

Комплексы микрофауны из слоя чрезвычайно близки к таковым верхней части стратотипа. В отличие от слоя 1 здесь нет пресноводных форм, а присутствуют только солесодержащие каспийские виды, что может свидетельствовать о продолжении трансгрессии за счет притока каспийских вод. Подтверждением этому служит появление в кровле слоя 2 видов фораминифер. Глубина бассейна была не менее 100—150 м, соленость 5—7 ‰. Не исключено, что в этих глубинах уже имело место водородное заражение, на что мы указываем наличие в слое 2 трюилита.

Возраст слоя 3 по составу микрофауны новозвксинский. Фораминиферы и остракоды представлены мелководными формами. Вместе с ними встречены в низах колонок, датированных с глубин 400—1220 м. На присутствие мелководных моллюсков в больших глубинах обратили внимание еще А. Д. Архангельский и Н. М. Хов (1938), указав, что остатки новозвксинских моллюсков залегают в большей по сравнению с прибрежной глубине, в связи с чем при определении батиметрических условий формирования новозвксинской фауны приходится исходить из сопоставления установленных ископаемых ком-

плексов с биоценозами Каспийского моря. Наши данные подтверждают эту точку зрения. Наличие шельфовых представителей микрофауны на значительных глубинах является результатом их перемещения под воздействием течения, турбидитных потоков, оползней, хотя прогибание дна бассейна в новозвксинское время, безусловно, также имело место. В кровле (слои 2, 3), по подсчетам (слои 3) отмечаются следы размыва (переотложенные перекарстированные раковины остракод *dorsoarcuata* в подошве слоя 3) в периоды регрессии, в течение которых были размывы отложения среднего и почти всего верхнего плейстоцена.

Слой 3 (кровля) — 16 относятся к голоцену. Граница между слоями 3 и 4 проводится по появлению первых средиземноморских иммигрантов, количество которых вверх по разрезу неоднократно меняется, отражая сложный ход голоценовой трансгрессии. Установленные колебания уровня Черного моря довольно уверенно коррелируются с фазами подъема и спада трансгрессии в этом регионе [1, 3, 6]. Слои, содержащие характерные комплексы микрофауны, сопоставляются с общепринятыми климатическими подразделениями голоцена [4], которые рассматриваются нами в качестве экон — от добореальной до субатлантической. Увязка выделенных стратиграфических подразделений голоцена приведена в табл. 3.

В подошве голоценовых отложений почти во всех скважинах наблюдаются следы размыва (базальный горизонт, переотложенные раковины новозвксинских остракод). Судя по абсолютным отметкам залегания слоев 3 и 4, уровень моря в предголоценовую трансгрессию падал не менее чем на 85—100 м. Толща голоценовых отложений насчитывается на 13 слоев (рис. 1, 2). Расчетные номера соответствуют регрессивным фазам, четные — трансгрессивным.

Новозвксинские слои (слой 3, кровля) сопоставляются с предбореальной эпохой. В скважине, пробуренной в бухтском заливе Черного моря, они имеют абсолютный возраст по ¹⁴C около 10 тыс. лет [8].

Бугазские слои (4) четко фиксируются по появлению значительного ко-

личества средиземноморских видов или по резкому увеличению численности *A. terida*. Гидрологический режим бассейна в это время был неустойчивым, о чем свидетельствуют пестрый литологический состав, смесь различных по экологии видов. Соленость не превышала 7 ‰, хотя в отдельные отрезки (например, в начале этого времени) могла возрасти до 12 ‰. Уровень моря на пике трансгрессии достигал изобаты —30... —35 м. Колхидские слои (5) формировались в условиях понижения солености до 5 ‰ и глубины до 50 м.

Витязевские слои (6) с уже довольно хорошо развитой средиземноморской микрофауной накапливались в условиях подъема уровня моря до —30... —35 м при солености до 12 ‰. Вместе с бугазскими и колхидскими слоями они отвечают бореальной экон. Во время образования понтийских слоев (7) уровень моря, возможно, понижался до изобаты —40 м. Соленость уменьшалась незначительно.

Каламитские слои (8—10) по времени формирования отвечают оптимуму голоцена, однако по качественному и количественному составу микрофауны ему более соответствуют джеметинские слои (12), что вполне согласуется с особенностями развития полузамкнутого бассейна, каким является Черное море. По моллюскам это ранее было отмечено Л. А. Невеской [3]. Вместе с понтийскими каламитские слои отвечают атлантической экон, а джеметинские — суббореальной. Последние в разрезах выделяются по наиболее богатым комплексам микрофауны. В каламитское время уровень моря повысился почти до современного, хотя в середине его имел место спад (слой 9), а в джеметинское даже превышал современный уровень на 2—3 м. Максимальной была и соленость — 21 ‰.

Фанагорийские слои (13) соответствуют фазе довольно глубокой регрессии, имевшей место 2,5 тыс. лет назад, когда уровень моря понизился до 13 м [5], а соленость не изменилась. Последующая нимфейская трансгрессия (слой 14) выразилась в повышении уровня моря до современного при такой же солености. Корсунская регрессия (слой 15) проявилась только на

Схемы стратиграфии голоценовых отложений Черного моря

Таблица 3

Л. А. Невеская, 1965		П. В. Федоров, 1978		Д. В. Цергели, 1975		В. В. Янко, 1989															
Горизонт	Слои	Горизонт	Слои	Трансгрессия	Регрессия	Раздел	Эвено	Горизонт	Слои	Номер слоя	Индекс	Трансгрессионо-перессывный цикл	Абсолютный возраст, тыс. лет	Экзонны							
Ново-эвк-син-ский	Новозвк-синские	Ново-эвк-син-ский	Новозвк-синские	Новозвк-синская	Новозвк-синская	Эгриская	Верхнее	Новозвк-синский	Новозвк-синские (верхние)	3	ne	I	8,6	PrBo							
															Бугазские	Новозвк-синские	Новозвк-синские	Новозвк-синские	Бугазские	Бугазские	4
Витязевские	Витязевские	Древнечерноморские	Древнечерноморские	Верхнечерноморская	Верхнечерноморская	Понтийская	Среднее	Древнечерноморский	Витязевские	6	vt	II	7,8	Bo							
															Колхидские	Колхидская	Колхидские	Колхидские	5	kh	1
															Понтийские	Понтийская	Понтийские	Понтийские	7	pt	II
Каламитские	Каламитские	Ново-эвк-син-ский	Ново-эвк-синские	Фазисская	Фазисская	Голоценовая	Среднее	Ново-эвк-синский	Каламитские	10	kl ₃	III	4,5	SB							
															Средние (регрессионные)	Средние (регрессионные)	Средние (регрессионные)	Средние (регрессионные)	9	kl ₂	III
															Верхние	Верхние	Верхние	Верхние	11	eg	III
Джеметинские	Джеметинские	Новозвк-синский	Новозвк-синские	Эгриская	Эгриская	Эгриская	Верхнее	Новозвк-синский	Эгриские (Хаджибейские)**	12	dz	IV	2,7	SA							
															Бугазские	Бугазские	Бугазские	Бугазские	13	fn	IV
															Фанагорийские	Фанагорийские	Фанагорийские	Фанагорийские	14	nf	V
															Нимфейские	Нимфейские	Нимфейские	Нимфейские	15	ks	V
Слои	Слои	Горизонт	Слои	Современная	Современная	Современная	Верхнее	Современные	Современные	16	Rec	VI	0,4	SA							
															Трансгрессия	Трансгрессия	Трансгрессия	Трансгрессия	16	Rec	VI

* Корсунская регрессия выделена К. К. Шиликом (1974).

** Хаджибейская регрессия выделена В. М. Воскобойниковым и др. (1982).

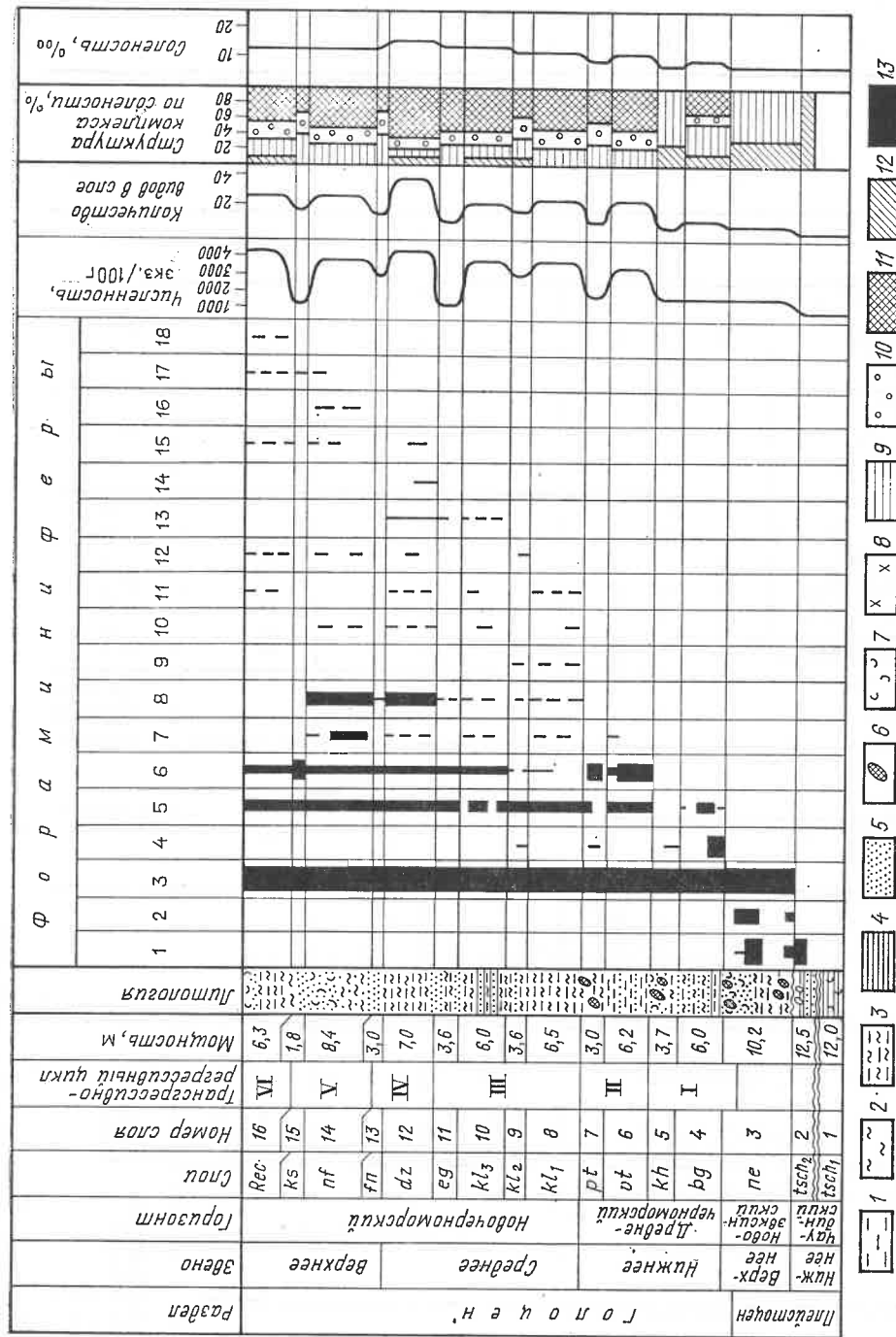


Рис. 1. Вертикальное распространение фораминифер в сводном разрезе четвертичных отложений Кавказского шельфа:

1 — илы пелитовые; 2 — илы алевритовые; 3 — илы алевро-пелитовые; 4 — глины; 5 — пески; 6 — органическое вещество; 7 — ракуша; фораминиферы и остракоды: 8 — пресноводные, 9 — голзвргалинные, 10 — стриктеэвргалинные, 11 — полигалинные, 12 — олигогалинные; 13 — относительное содержание фораминифер и остракод (от 1 до 100 %); фораминиферы: 1 — *Elphidium* sp., *Porosonion martcobi tschadicus*, 2 — *Porosonion subgranosus pshadicus*, *Ammonia caspica*, 3 — *Ammonia novoeuxinica*, *A. tepida*, *Porosonion subgranosus mediterranicus*, *Elphidium caspicum azovicum*, 4 — *Mayerella brotzkajae*, 5 — *Ammonia parasovica*, *A. compacta*, *Fissurina lucida*, *Haynesina anglica*, *Porosonion martcobi ponticus*, *Criboelphidium aspera*, 6 — *Ammonia caucasica*, *Quinqueloculina poeyanum*, *Nonion matagordanus*, *Quinqueloculina seminulum*, *Q. oblonga*, *Q. sp.*, *Q. laevigata*, *eggerella scabra*, 7 — *Quinqueloculina consobrina*, 8 — *Ammonia ammoniformis*, 9 — *Discorbis vilardeboana*, 10 — *Fissurina fragilis*, *F. solida*, *F. porrecta*, 11 — *Parafissurina ex gr. lateralis*, 12 — *Aubignyna perlucida*, *Criboelphidium percursum*, *Canalifera ex gr. verruculata*, 13 — *Esosyrinx jatzkoi*, *Quinqueloculina milletti*, 14 — *Articulina tubulosa*, *Laryngosigma williamsoni*, *Miliolinella subrotunda*, *Orthomorphina*

calomorphia, *Parafissurina dzemetinica*, *Pateoris dilatatus*, *Quinqueloculina atlantica*, *Sigmella distorta*, 15 — *Elphidium ponticum*, *Discamina imperspica*, *Masilina secans*, *Quinqueloculina bicornis*, *Lagena vulgaris*, 16 — *Quinqueloculina inflata*, 17 — *Criboelphidium translucens*, 18 — *Jadammina polystoma dacica*, *Canalifera parkerae*, *Cibicides disparis*; остракоды: 19 — *Pontoniella acuminata*, *Trachyleberis azerbaijanica*, *Bacuniella dorsoarcuata*, *Caspiella acronasuta*, *Cytherissa bogatschovi*, *Leptocythere camelii*, *Trachyleberis pseudoconvexa*, *Loxococoncha bairdyi*, *Caspiella sp.*, *Leptocythere andrussovi*, *L. multituberculata*, *L. trituberculata*, *L. arevina*, *Candona sp.*, *Caspiocypris subdeclivis*, *Leptocythere bosqueti*, *Loxococoncha sp.*, *Paracypris sp.*, *Trachyleberis sp.*, *Leptocythere sp.*, *Loxococoncha peiasus*, *Leptocythere quadrituberculata*, 20 — *Loxococoncha mitridata*, 21 — *Cyprideis littoralis*, 22 — *Eucypris crassa*, *Candona neglecta*, *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis*, 23 — *Loxococoncha lepida*, 24 — *Leptocythere multipunctata*, *L. devexa*, 25 — *Carinocythereis rubra*, 26 — *Loxococoncha granulata*, 27 — *Pontocythere ichernjawsckii*, 28 — *Candona combibo*, 29 — *Carinocythereis carinata*, 30 — *Loxocauda mülleri*, 31 — *Cytheroma variabilis*, *Semicytherura euxinica*, *Leptocythere pediformis*, 32 — *Paradoxostoma simile*, *Hemicytherura videns*, *Paradoxostoma sp.*, 33 — *Leptocythere histriana*, 34 — *Ilyocypris bradyi*, 35 — *Cyprideis torosa*, 36 — *Callistocythere crispata*

мелководье и, очевидно, была низкоамплитудной. Современная трансгрессия началась около 500 лет назад и продолжается в настоящее время.

Слои 13—16 отвечают субатлантического экотона.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Выделено шесть трансгрессивно-регрессивных циклов развития бассейна в голоцене. Трансгрессивным стадиям отвечают расцвет микрофауны за счет средиземноморских иммигрантов и повышение численности, регрессивным — сокращение обоих параметров. Миграционная последовательность комплексов фораминифер и остракод в разрезах — основа построения региональной стратиграфической схемы голоцена Кавказского шельфа.

2. Наиболее сильные колебания солености имели место в начале голоцена (слои 4—7), позднее гидрологический режим бассейна стабилизировался (слои 8—16). Максимального значения (21‰) солености достигла в джеметинское время.

3. В плейстоцене во время глубоких регрессий южная часть Кавказского шельфа неоднократно подвергалась размыву, в результате которого в изученном районе не обнаружены отложения среднего (древнеэвксинские, узунларские) и большей части верхнего (карангатские, тарханкутские) плейстоцена. Аналогичная ситуация отмечается на Болгарском шельфе Черного моря [2].

4. Между верхнечаудинскими и новоэвксинскими слоями наблюдается резкое стратиграфическое несогласие. Мощность новоэвксинских слоев сильно сокращена вследствие предшествующей и последующей регрессий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балабанов И. П., Квирквелия Б. Д., Островский А. Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пинунда.— Тбилиси, 1981.
2. Геология и гидрология западной части Черного моря/Под ред. Я. П. Маловичко.— София, 1979.
3. Невеская Л. А. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология.— М.: Наука, 1965. (Тр. ПИН АН СССР. Вып. 105).
4. Стратиграфия СССР: Четвертичная система.— М.: Недра, 1984. Полутом 2.
5. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия.— М.: Наука, 1978 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 310).
6. Церетели Д. В. О синхронности поздней и послеледниковой истории развития Черноморского и Балтийского бассейнов//Координационный центр стран-членов СЭВ по проблемам Мирового океана (декабрь 1974, Таллинн): Информ. бюл. № 3. М., 1975. С. 72—83.
7. Шорников Е. И. Вопросы экологии Азово-Черноморских остракод//Биология моря. Киев, 1972. С. 53—88.
8. Янко В. В., Троицкая Т. С. Позднечетвертичные фораминиферы Черного моря.— М.: Наука, 1987 (Тр. СО АН СССР. Вып. 694).
9. Янко В. В., Грамова Л. В. Изучение микрофауны шельфа и континентального склона Черного моря на участке гг. Батуми—Поти: Отчет о НИР/Одесский гос. университет. Номер госрегистрации 01860125831. Одесса, 1988.

Принята редколлегией 26 сентября 1988 г.



УДК 551.243(571.51)

© Коллектив авторов, 1990.

Саяно-Енисейский разлом — структура сквозного типа

Г. В. ФИЛИППОВ, Б. И. СУГАНОВ, Г. Г. КАРАСЕВА,
В. В. НЕКОС (ПГО «Красноярскгеология»)

Центральная часть Алтае-Саянской складчатой области представляет собой сочетание разновозрастных глыбо-складчатых (блоковых) структур и мощных зон смятия. Ведущая роль в формировании и развитии блоковых структур отводится продольным (субширотным) глубинным разломам докембрийского заложения [5, 7, 9, 13 и др.]. Вместе с тем, в ряде работ отмечается важное значение поперечных (субмеридиональных) разломов в развитии геологических структур и рудоносности [1, 6, 8 и др.]. Эти разломы, по сравнению с продольными, слабо проявлены на современном эрозионном срезе, относятся к скрытым (теневым) и установлены в большинстве случаев при металлогенических исследованиях.

В процессе составления прогнозно-металлогенических карт на цветные металлы южной части Красноярского края масштаба 1:500 000 авторы обратили внимание на значительную смещенность зон медного и молибденового оруденения в меридиональном направлении. Совокупность данных по геологическому строению, медно- и молибден-порфировому типам оруденения Восточного и Западного Саяна указывает на горизонтальное перемещение смежных мегаблоков (западного и восточного) на 120 км относительно друг друга. Осевая линия смещения проходит в северной части Восточного Саяна по Беретьскому приразломному прогибу, между Таловским поднятием и Манским прогибом, далее на юг — вблизи Джетского выступа, ограниченная с востока Беллыкское поднятие, по Западному Саяну вкострости его структур (рис. 1 и 2).

В реконструированных мегаблоках находят продолжение медные, молибденово-медные и молибденовые узлы и зоны с входящими в них рудными объектами. Они вытянуты в виде преры-

вистой цепи и образуют сквозные рудоносные пояса: Сорско-Беллыкско-Агульский существенно молибденовый и Хараджульско-Маинско-Кандатский: существенно медный (рис. 3). В состав этих поясов входят площади*, включающие рудные узлы: Ипчульский, Тибекский, Сорский в Кузнецком Алатау, Беллыкский, Джезлыкский, Джетский, Минский, Пезинский, Агульский в Восточном Саяне (первый пояс), Чистобайский, Новопокровский, Маинский, Бороксанский в Западном Саяне, Кандатский, Аксугский в Восточном Саяне (второй пояс). Протяженность каждого из этих поясов около 500 км при ширине 20—50 км.

Многие из известных глубинных разломов северо-западного и субширотного простирания при характеризуемом смещении имеют свое продолжение, сохраняя общую направленность структурного плана региона. Так, северо-западное продолжение Восточно-Саянского разлома (западный мегаблок) совмещается с восточным продолжением Беллыкско-Копьевского (восточный мегаблок), западная часть последнего — с восточным продолжением Чулымо-Енисейского разлома (см. рис. 2). Среди разломов субширотного направления Солгонский совмещается с восточным продолжением Сорско-Агульского, западная часть Бирикчульско-Таятского (северная его ветвь) — с северо-восточной ветвью (Копско-Окуневская зона) Северо-Саянского, Бирикчульско-Таятский (южная его ветвь) — с восточным продолжением Северо-Саянского, Кандатский — с Иджимским и Абдырский — с Каахемским.

Саяно-Енисейский разлом проявляется в виде межблоковых разрывных нарушений с характерными коллено- и сту-

* Площади выделены по совокупности 26-ти геологических и геофизических признаков.

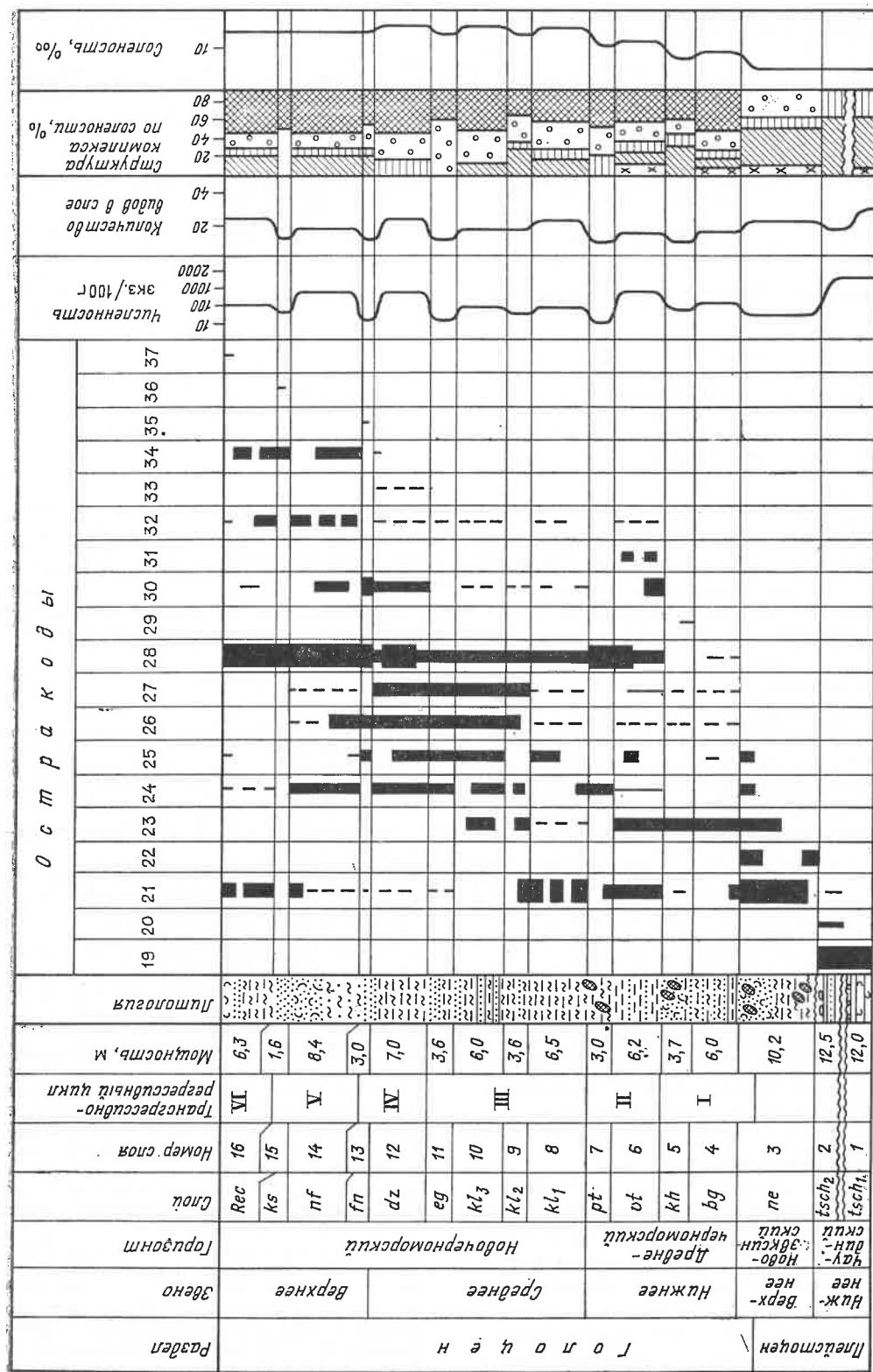


Рис. 2. Вертикальное распространение разлома в сквозном разрезе четвертичных отложений Кавказского шельфа.

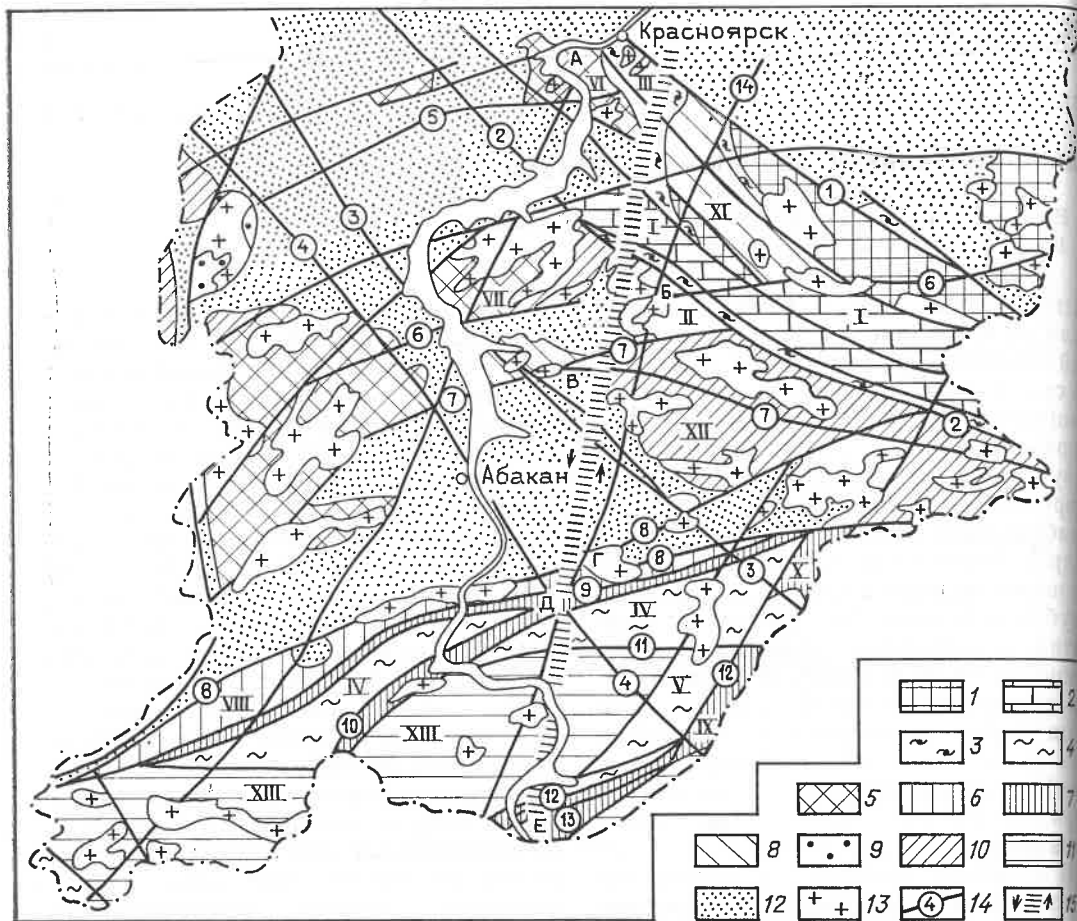


Рис. 1. Схема расположения Саяно-Енисейского сквозного разлома в геологических структурах юга Красноярского края:

геологические структуры: 1 — добайкальские выступы фундамента; байкальские структуры: 2 — зачехленные выступы срединных массивов (I — Дербинский антиклинорий, II — Джетский выступ), 3 — приразломные прогибы (III — Беретский); рифейско-раннекаледонские структуры: 4 — антиклинории шовного типа, сформированные при инверсии приразломных прогибов (IV — Джебашско-Амыльский, V — Иджирский), 5 — конседиментационные поднятия (VI — Таловское, VII — Беллыкское), 6 — унаследованные эвгеосинклинальные прогибы (VIII — Северо-Саянский), 7 — наложенные прогибы приразломного типа (IX — Куртушибинский, X — Кизасско-Ойский), 8 —

пенеобразными изгибами. Согласно геолого-геофизическим данным, он относится к глубинным мобильным и длительно развивающимся, как важный металлогенический и структурный элемент выполняет роль основной рудораспределяющей структуры. Судя по смещенности узлов и зон с различным оруденением — молибденовым, пространственно и генетически связанным с силурийскими гранитоидами грано-

наложенные миогеосинклинальные прогибы (XI — Манский); каледонские структуры: 9 — конседиментационные поднятия, 10 — унаследованные эвгеосинклинальные прогибы (XII — Сисим-Казырский), 11 — остаточные миогеосинклинальные прогибы (XIII — Центрально-Саянский); 12 — герцинские наложенные краевые и межгорные впадины; 13 — гранитоиды; 14 — основные глубинные разломы (1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — Восточно-Саянский, 3 — Беллыкско-Копьевский, 4 — Чулымо-Енисейский, 5 — Солго-Сорский, 6 — Сорско-Агульский, 7 — Бирикчульско-Таянский, 8 — Северо-Саянский, 9 — Кандатский, 10 — Бурский, 11 — Абдырский, 12 — Иджимский, 13 — Харачемский, 14 — Аянгатинско-Баджейский, 15 — Хемчикско-Куртушибинский); 15 — зона Саяно-Енисейского сквозного разлома и направление движения смежных мегаблоков

диорит-гранитовой формации (комплексы беллыкский, кутурчинский в Восточном Саяне, джойский в Западном Саяне), и медным, связанным с ранне-среднекембрийскими гранитоидами трондъемитовой формации (манский комплекс) и силур-девонскими гранитоидами граносиенит-гранитовой формации (комплексы сютхольский, аксугский, бреньский) — последующее максимальное оживление разломом по-

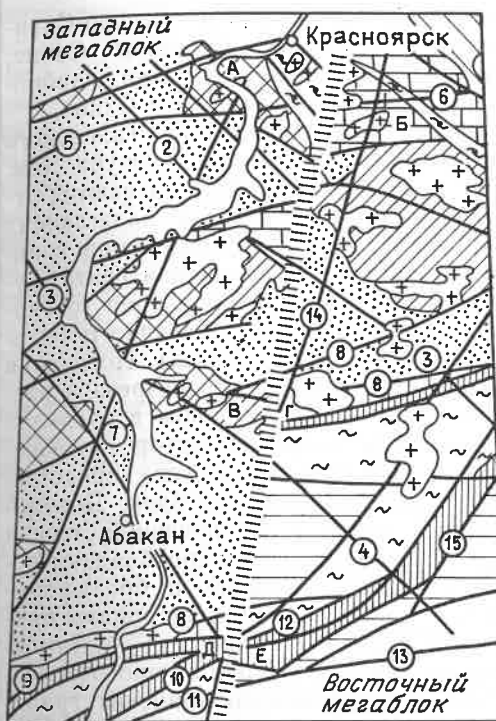


Рис. 2. Фрагмент реконструированных мегаблоков: условные обозн. см. рис. 1

лучил в заключительную стадию каледонского и начальную — герцинского тектогенеза.

С этим процессом, вероятно, связано и крупноамплитудное горизонтальное

перемещение смежных мегаблоков по шву Саяно-Енисейского разлома. В сферу его влияния вовлечены блоки зачехленных выступов Восточно-Саянского срединного массива, интенсивно переработанные салаирской складчатостью (Джетский выступ, Дербинский антиклинорий), приразломные прогибы (Беретский), в том числе унаследованные эвгеосинклинальные (Северо-Саянский) и наложенные приразломного типа (Кизасско-Ойский, Куртушибинский), антиклинории шовного типа, сформированные при инверсии приразломных прогибов (Джебашско-Амыльский, Иджирский), наложенные (Манский), унаследованные эвгеосинклинальные (Сисим-Казырский), остаточные миогеосинклинальные (Центрально-Саянский) прогибы и конседиментационные (Таловское) поднятия (см. рис. 1).

Зона Саяно-Енисейского разлома в этих структурах на современном уровне проявлена нечетко. К явно выраженным структурным «аномалиям» крупного масштаба при региональном перемещении относится загиб северной половины Манского прогиба к северу при общем южном смещении восточного мегаблока. В целом же структуры в зоне влияния насыщены продуктами каледонского и герцинского магматиз-

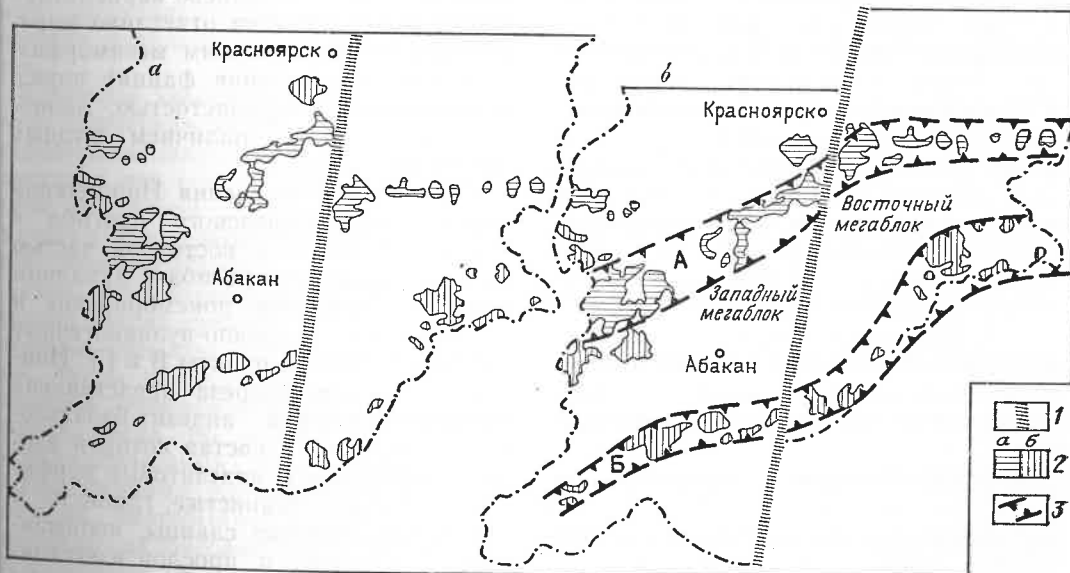


Рис. 3. Схема расположения перспективных на медное и молибденовое оруденение площадей на юге Красноярского края (а) и в реконструированных мегаблоках (б):

1 — зона Саяно-Енисейского сквозного разлома; 2 — площади, перспективные на молибденовое (а) и медное (б) оруденение; 3 — рудоносные пояса (А — Сорско-Беллыкско-Агульский, Б — Харачульско-Манский-Кандатский)

ма, свидетельствующими об унаследованности и активном оживлении его в конце каледонского и начале герцинского тектогенеза, хотя соотношение каледонид и герцинид в пограничной полосе изучено слабо.

Анализ геолого-геофизических данных В. В. Самкова, А. П. Щеглова и других исследователей показывает, что Саяно-Енисейский разлом проходит вблизи (субпараллельно) скрытого разлома фундамента, показанного на схеме под названием Аянгатинско-Баджейского (см. рис. 1). Последний совместно с Саяно-Енисейским разломом, возможно, входит в одну тектонически активную зону. Хотя глубинное строение Саяно-Енисейского разлома неясное, однако преобладание в полосе его развития интрузивных массивов кислого состава над массивами габброидов дает основание предположить корово-подкоровое его заложение. По-видимому, на глубине он имеет крутое падение к западу. Этому не противоречат данные о магнитном поле Сисим-Казырского прогиба. Сравнительно спокойное в средней части этого прогиба поле по направлению к разлому постепенно усложняется и переходит в относительно интенсивное с переменным знаком в зоне разлома с отдельными аномалиями, обусловленными, вероятно, интрузивными массивами. То же характерно для восточного окончания Северо- и Южно-Минусинской впадин, выполненных девонскими и каменноугольными вулканогенно-осадочными отложениями, вуалирующими отдельные звенья этого разлома (местами они унаследованно отражены в виде линейных зон трещиноватости). Отдельные звенья разлома в районе Краснокаменского и Ирбинского железорудных узлов в Восточном Саяне, по И. М. Преображенскому, подчеркиваются резкой границей положительных и отрицательных значений трендовой поверхности магнитометрических данных.

Крупноамплитудное смещение западного и восточного мегаблоков находит подтверждение в сходстве геологического разреза реконструированных их частей: а) Таловского поднятия и Джетского выступа в Восточном Саяне; б) Инишетской части Сисим-Казырского прогиба в Восточном Сая-

не и восточной части Северо-Саянского прогиба в Западном Саяне в) Северо-Саянского и Куртушибинского прогибов в Западном Саяне.

На участке сочленения Таловского поднятия и Джетского выступа (см. рис. 2, пункты А и Б) вскрываются отложения двух согласно залегающих верхнепротерозойских формаций: сланцево-карбонатной (манская свита, кувайская серия) и карбонатной (овсянковая, павловская, частично тюбинская и жистыкская свиты). Последняя слагает верхнюю часть разреза и распространена в основном в пределах Таловского поднятия, которое относительно Джетского выступа представляет собой опущенный блок. Докембрийские толщи в значительной степени дислоцированы, в них преобладают поля развития линейных и брахиформных складок с линейными зонами смятия, рассланцевания и метаморфизма. Они насыщены многочисленными интрузиями силурийских гранитоидов гранодиорит-гранитовой формации (беллыкский комплекс), единичными интрузиями ранне-среднекембрийских габброидов габбро-диоритовой формации (дзезлыкский комплекс) и дайками основного и среднего состава, ориентированными преимущественно в субмеридиональном направлении. Сланцево-карбонатная формация отличается отчетливо выраженным приконтактным метаморфизмом (зеленосланцевая фация) пород повышенной углеродистостью, молибденоносностью и наличием рудных объектов.

На участке сочленения Инишетской части Сисим-Казырского прогиба в Восточном Саяне с восточной частью Северо-Саянского прогиба в Западном Саяне вскрываются докембрийские кембрийские осадочно-вулканогенные толщи (см. рис. 2, пункты В и Г). Инишетская часть разреза представлена нижнекембрийской андезит-базальтовой формацией, в состав которой входят диабазовые и андезитовые порфириды, их туфы, глинистые, глинисто-углисто-кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники и прослои известняков (колпинская свита). Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и интенсивно дислоцированы образованием линейных складок, ори-

ентированных в субширотном направлении. Они несогласно перекрыты среднекембрийскими карбонатно-терригенными отложениями, представленными чередованием сланцев различного состава, кремнистых пород типа лидитов, аргиллитов, песчаников (осиновская свита), мергелей и известняков (уярская свита). Разрез венчается эффузивами основного, среднего и кислого состава и их туфами (тыгдинская свита). Все породы интенсивно раздроблены и осложнены разрывной тектоникой. Вулканогенные образования отличаются повышенной меденосностью и наличием рудопроявлений меди гидротермального (жильного) типа.

В разрезе восточного совмещенного блока обнажены интенсивно метаморфизованные (эпидот-амфиболовая и зеленосланцевая фации) кристаллические, хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-карбонатные, эпидот-актинолитовые сланцы, кварциты и мраморы, входящие в состав глинисто-кремнисто-метабазито-сланцевой формации (амыльская свита E_2 ?, частично джебашская серия PR_2) и слагающие Джебашско-Амыльский антиклинорий. Породы формации смяты в многочисленные складки линейного типа с общим северо-восточным, близким к широтному простиранием осей, осложненные дополнительной складчатостью высших порядков вплоть до плйчатости.

Северное крыло антиклинория среzano Борусским глубинным разломом, ограничивающим Северо-Саянский прогиб с юга (см. рис. 1). В этом прогибе на данном участке вскрываются многокилометровые по мощности толщи нижнекембрийских образований базальт-риолитовой формации. В ее состав входят спилиты, диабазы, кераатофиры, риолиты, туфы разного состава, линзы и пачки яшм, кремнистых сланцев (нижнемонокская свита), которые вверх по разрезу сменяются кристаллическими, глинисто-кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками, кварцитами, известняками и пачками диабазовых и андезитовых порфиридов (верхнемонокская свита). Отложения базальт-риолитовой формации интенсивно метаморфизованы и дислоцированы в общем северо-восточ-

ном, близком к широтному направлении с преобладанием пликтивных структур линейного типа. На тектоническое развитие этого участка, как и Северо-Саянского прогиба в целом, большое влияние оказали глубинные разломы, способствовавшие формированию различной подвижности, интенсивному проявлению эффузивного (нижне- и верхнемонокская свиты) и интрузивного (массивы ранне-среднекембрийских гранитоидов майнского комплекса, относящихся к трондъемитовой формации) магматизма. С последним пространственно и генетически связано медно-колчеданное оруденение, рудные объекты которого широко распространены в вулканогенных формациях.

Инишетская и Северо-Саянская части разреза обнаруживают литолого-фациальную совместимость пород, их медную направленность и в особенности общую ориентировку структурного плана, несмотря на некоторую опущенность западного блока (относительно восточного) при общем сбросо-сдвиговом характере перемещения мегаблоков по шву Саяно-Енисейского разлома.

Реконструкция перемещенных западного и восточного мегаблоков Саяно-Енисейского разлома видна из сопоставления Северо-Саянского, Кизасско-Ойского и Куртушибинского прогибов в Западном Саяне, выполненных осадочно-вулканогенными толщами. Эти толщи насыщены многочисленными интрузиями гипербазитов, контролирующимися Кандатским и Хемчикско-Куртушибинским глубинными разломами и образующими вдоль них линейно вытянутые гипербазитовые пояса [12]. Сопоставление перемещенных блоков проведено по разрезу Бороканской части Северо-Саянского и Кизасско-Ойского прогибов и Ходыннской части Куртушибинского прогиба (см. рис. 2, пункты Д и Е). Обе части разреза выполнены многокилометровой толщей нижнекембрийских терригенно-вулканогенных образований, относящихся к базальт-риолитовой (нижне-, верхнемонокская свиты Северо-Саянского прогиба) и базальт-фтанисто-сланцевой (чингинская свита Кизасско-Ойского и Куртушибинского прогибов) формациям, метаморфизован-



Рис. 4. Схема сочленения Саяно-Енисейского сквозного разлома с разрывными структурами за пределами центральной части Алтае-Саянской области: 1 — зона Саяно-Енисейского сквозного разлома (а) и предполагаемое его продолжение (б); 2 — главная Приенисейская зона разломов, по О. А. Вотаху; 3 — зона Кузнецко-Алтайского разлома, по О. Г. Жеро и Л. В. Смирнову

ным в зеленосланцевой фации, типичной для зон крупных разломов.

Для обеих частей разреза характерны: а) широкое распространение в породах медной минерализации; б) наличие горизонтов и пачек яшмовидных пород и радиоларитов среди углитоглинистых сланцев и зеленокаменно измененных эффузивов чингинской свиты в Бороксанской части разреза, что находит непосредственное продолжение в породах чингинской свиты Ходынникской части разреза; в) состав,

возраст и металлогеническая (хромитовая) специализация интрузий раннекембрийских гипербазитов (дунино-гарцбургитовая формация), присутствие в породах базальт-фтанитосланцевой формации наложенных прогибов приразломного типа; г) высокая дислоцированность пород, выражающаяся в образовании складок линейного типа и зон меланжа. Все это свидетельствует о единстве геологического развития и металлогении реконструированных Северо-Саянского и Куртушибинского блоков, в особенности об однотипности базальт-риолитовой базальт-фтанитосланцевой формации с входящими в состав последней Северо-Саянским и Куртушибинским гипербазитовыми поясами.

Протяженность Саяно-Енисейского разлома не ограничивается пределами центральной части Алтае-Саянской складчатой области (рис. 4). К северу от Красноярска он пространственно совмещается с главной Приенисейской зоной разломов, протягивающейся вдоль западной окраины Сибирской платформы [2]. В южном направлении его положение определяется сериями протяженных разломов, долинами р. Чадана и Улуг-Хондергея в Туве и совпадением с Кузнецко-Алтайским разломом, разграничивающим древнюю структуру Монгольского Алтая с наложенными долинами озер Убсу-, Хиргис- и Хара-Нур северо-западной Монголии [4, 11]. Совокупность приведенных данных позволяет считать Саяно-Енисейский разлом структурой сквозного типа, которая, по М. А. Фаворской [10], относится к типу континентальных.

Анализ геологической и структурной обстановки в зоне Саяно-Енисейского разлома показывает, что перемещение западного и восточного его мегаблоков произошло в период и после внедрения силурийских молибденоносных гранитоидов гранодиорит-гранитовых формаций. В реконструированных мегаблоках молибденовые и медные узлы и зоны с входящими в них рудными объектами образуют сквозные молибденоносный и меденосный пояса, уступающие пределы распространения доюрного и раннегерцинского оруденения юга Красноярского края. Поскольку реконструкция мега-

блоков с известным оруденением в основном определяется положением Саяно-Енисейского разлома, то дальнейшее его изучение в геологическом и металлогеническом плане должно привлечь пристальное внимание исследователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боровиков А. М. Типы поперечных сочленений линейных тектонических элементов (на примере Шапшалского тектонического узла).— М.: Наука, 1971.
- Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы.— М.: Наука, 1968.
- Геологическая карта Тувинской АССР масштаба 1:500 000/Главные редакторы А. А. Подкаменный, М. Л. Шерман.— Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области//Геотектоника, 1974 № 5. С. 52—60.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Коллеганов Ю. М. Тектоника и палеозойские магматические формации северо-восточной части Западного Саяна//Геология

УДК 551.243.4(479)

Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа

К. О. СОБОРНОВ (ВНИГНИ)

Изучение геологического строения и поиски залежей нефти и газа в пределах северо-восточного склона Кавказа имеют более чем вековую историю. Не-Енисейский разлом структурой сквозного типа, которая, по М. А. Фаворской [10], относится к типу континентальных. Анализ геологической и структурной обстановки в зоне Саяно-Енисейского разлома показывает, что перемещение западного и восточного его мегаблоков произошло в период и после внедрения силурийских молибденоносных гранитоидов гранодиорит-гранитовых формаций. В реконструированных мегаблоках молибденовые и медные узлы и зоны с входящими в них рудными объектами образуют сквозные молибденоносный и меденосный пояса, уступающие пределы распространения доюрного и раннегерцинского оруденения юга Красноярского края. Поскольку реконструкция мега-

Широкое распространение надвигов на северо-восточном склоне Кавказа признано большинством геологов. Од-

и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971. С. 85—90.

- Ляцкий В. Б. Байкало-Енисейский разлом (общая характеристика)//Сов. геология, 1966. № 6. С. 156—160.
- Науменко А. И., Самков В. В., Нефедова Л. И. Теневые поперечные разломы Западного Саяна и Тувы//Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1974. С. 13—19 (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 182).
- Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области//В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Д. Ф. Уманцев и др.— М.: Недра, 1973.
- Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений//М. А. Фаворская, И. К. Волчанская, Е. Н. Сапожников и др.— М.: Наука, 1985.
- Тектоническая карта северной Евразии масштаба 1:5 000 000/Главные редакторы А. В. Пейве, А. Л. Яншин.— М.: Аэрогеология, 1979.
- Филиппов Г. В. О закономерностях размещения хромитового оруденения юга Красноярского края и Тувы//Полезные ископаемые Средней Сибири. Красноярск, 1974. С. 68—73. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 144).
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 7. С. 3—26.

Принята редколлегией 21 ноября 1988 г.

© К. О. Соборнов, 1990

нако по вопросу о преобладающей вергентности, размахе надвиговых дислокаций и порождающих их причинах высказываются самые разные мнения.

Вопреки широко распространенным представлениям, что горно-складчатые сооружения, как правило, надвинуты на смежные прогибы, в пределах исследуемого региона развиты разрывы, по которым осадочные комплексы надвинуты из Предкавказского краевого прогиба на мегантиклинорий Кавказа. Эти нарушения обнажены на поверхности и вскрыты большим числом скважин. Данные факты были положены рядом исследователей в основу вывода о господствующем перемещении масс в южном направлении [1, 3, 9, 12].

Другие исследователи рассматривают эти надвиги как второстепенные. За последние 10—15 лет в результате глубокого бурения и сейсморазведки МОГТ получены данные, свидетель-

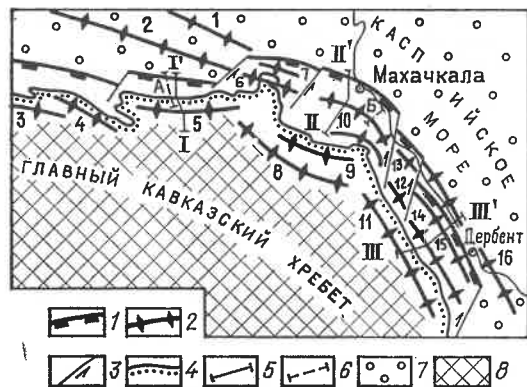


Рис. 1. Схема основных структурных элементов северо-восточного склона Кавказа:

1 — фронт предгорных складчато-надвиговых дислокаций по поверхности верхнего мела; 2 — антиклинальные зоны и складки (1 — Терская, 2 — Сунжерская, 3 — Уошкортская, 4 — Гехинская, 5 — Варандийская, 6 — Хадумская, 7 — Шамхалбулакская, 8 — Ирганайская, 9 — Кадарская, 10 — Талгинская, 11 — Муринская, 12 — Селли-Гашинская, 13 — Избербашская, 14 — Западная, 15 — Восточная, 16 — Приморская); 3 — сбросо-сдвиги; 4 — границы выхода на поверхность меловых отложений; 5 — геологические разрывы; 6 — сейсмические профили МОГТ; 7 — Терско-Каспийский прогиб; 8 — мегантиклинорий Большого Кавказа

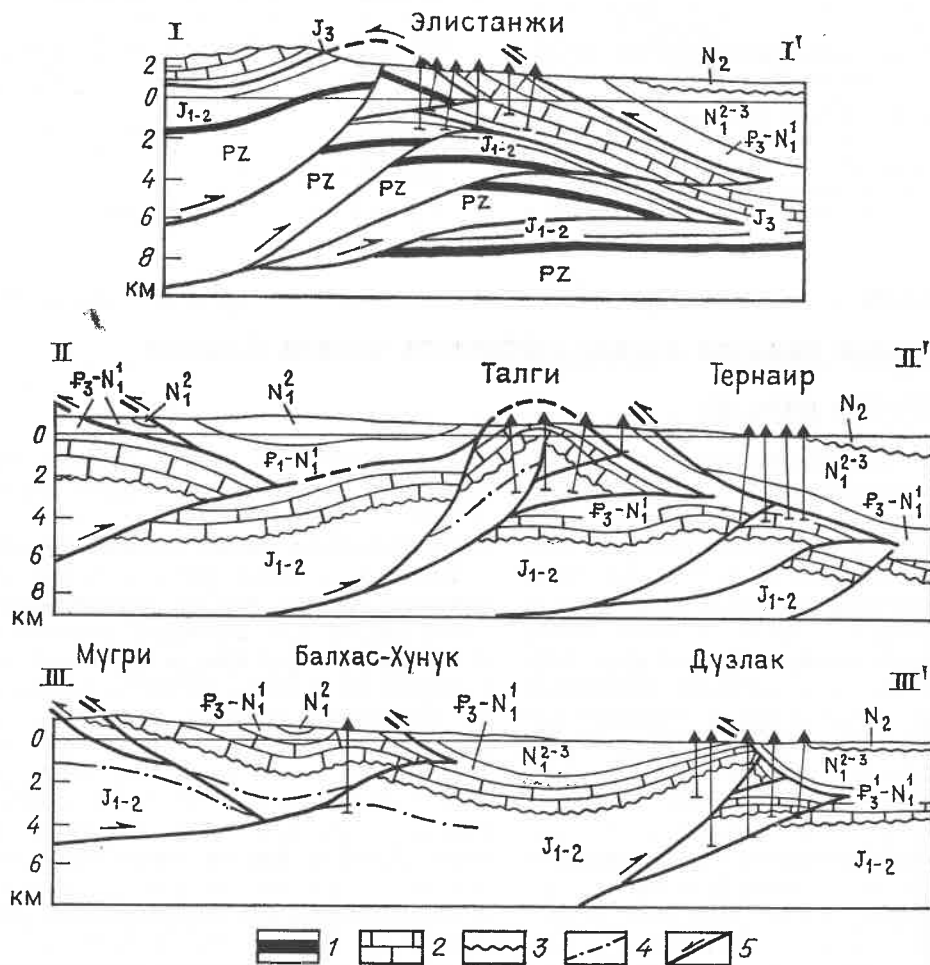


Рис. 2. Геологические разрезы северо-восточного склона Кавказа (составлены с использованием данных Б. А. Соколова):

1 — пермские (?) известняки; 2 — мел-эоценовые тер-

ригенно-карбонатные отложения; 3 — стратиграфические несогласия; 4 — реперные горизонты; 5 — разломы (стрелкой показано направление перемещения); 6 — горизонтальный и вертикальный масштабы равны

ствующие о наличии крупных надвигов противоположной — северной вергентности. Ряд геологов придает этим дислокациям основное значение в структуре региона [2, 4, 7, 9, 11].

Сложность структурной интерпретации в значительной мере усугубляется тем, что разнонаправленные надвиги установлены не только в пределах одних зон, но и на одних площадях — Дузлак, Талги и др. (рис. 1 и 2). Кроме того, надвиги с встречным падением сместителей обнаруживаются как на разных, так и на одних и тех же стратиграфических уровнях. Так, в предгорьях Дагестана неогеновые отложения разбиты на чешуи, перемещенные на юг, а юрско-эоценовые слагают пластины, надвинутые на север. В то же время в передовых хребтах Северной Осетии и Чечено-Ингушетии и юрско-эоценовые, и более молодые толщи взброшены к югу (см. рис. 2).

Внешняя противоречивость этих данных привела к возникновению большого числа различных концепций, в которых нередко значение тех или иных фактов или преуменьшается, или игнорируется полностью. Между тем в настоящее время имеются реальные возможности для разработки новой структурной модели региона, которая согласуется со всеми известными фактами и открывает возможности для целенаправленного поиска новых залежей нефти и газа.

Основным содержанием предлагаемой структурной модели являются представления о клиновидной форме пластин, утоняющихся в направлении тектонического перемещения и внедряющихся в чехол Терско-Каспийского прогиба. Эти образования сложены преимущественно компетентными толщами. Их фронтальные, перемещенные в сторону прогиба части облекаются более молодыми пластичными породами. Надвиговые плоскости, ограничивающие пластины сверху (кровельные) и снизу (подошвенные), взаимосвязаны и сливаются перед фронтальными частями клиньев.

Многочисленные, но, как правило, малоамплитудные надвиги южной вергентности представляют собой своего рода «стружку», образующуюся над вклинивающимися в прогиб пластинами. Формирование этих надвигов, по-

видимому, является пассивной реакцией вышележащих толщ на напряжения, порождаемые глубинными подвижками. Вклиниваясь и расщепляя осадочный чехол вдоль пластичных горизонтов, эти пластины одновременно надвигаются на нижележащие одно-возрастные комплексы и пододвигаются под вышележащие, более молодые. Напряженность и морфология внутренних деформаций надвиговых «клиньев» имеют мало общего со структурой подстилающих и перекрывающих комплексов. Данная модель позволяет рассматривать пространственно взаимосвязанные надвиги в качестве единой целостной системы дислокаций. Близкие представления на природу встречных надвигов в исследуемом регионе развиваются Н. В. Короновским, Б. А. Соколовым и И. С. Дотдуюевым.

Существование аналогичных клиновидных надвиговых зон установлено в целом ряде районов мира [13—15 и др.]. Наиболее детально их строение изучено в предгорьях Кордильер Канады [14], где сложнодислоцированные пластины палеозойско-нижнемеловых отложений вклиниваются в глинистые породы верхнего мела. Складчато-надвиговая внутренняя структура аллохтонных пластин, содержащих многочисленные залежи газа, не находит отражения в поднадвиговом автохтоне бассейна и маскируется системой взброшенных в противоположном направлении верхнемеловых-кайнозойских толщ прогиба Альберта.

На северо-восточном склоне Кавказа внедрение клиновидных пластин происходило не на одном, как в приведенном примере, а, по-видимому, на трех стратиграфических уровнях: в глинах майкопа, солях титона и сланцах нижней—средней юры. Этот вывод следует из того, что в надвигании на мегантиклинорий Кавказа в пределах различных структурных зон региона участвуют толщи разного стратиграфического объема: олигоцен-неогеновые в Дагестане и соседних территориях Чечено-Ингушетии, титонско-неогеновые в Черных Горах ЧИАССР, среднеюрско-неогеновые в Северной Осетии и на юге Дагестана.

О проникновении надвиговых пластин в майкопскую толщу и титонские эвалориты свидетельствуют достаточно

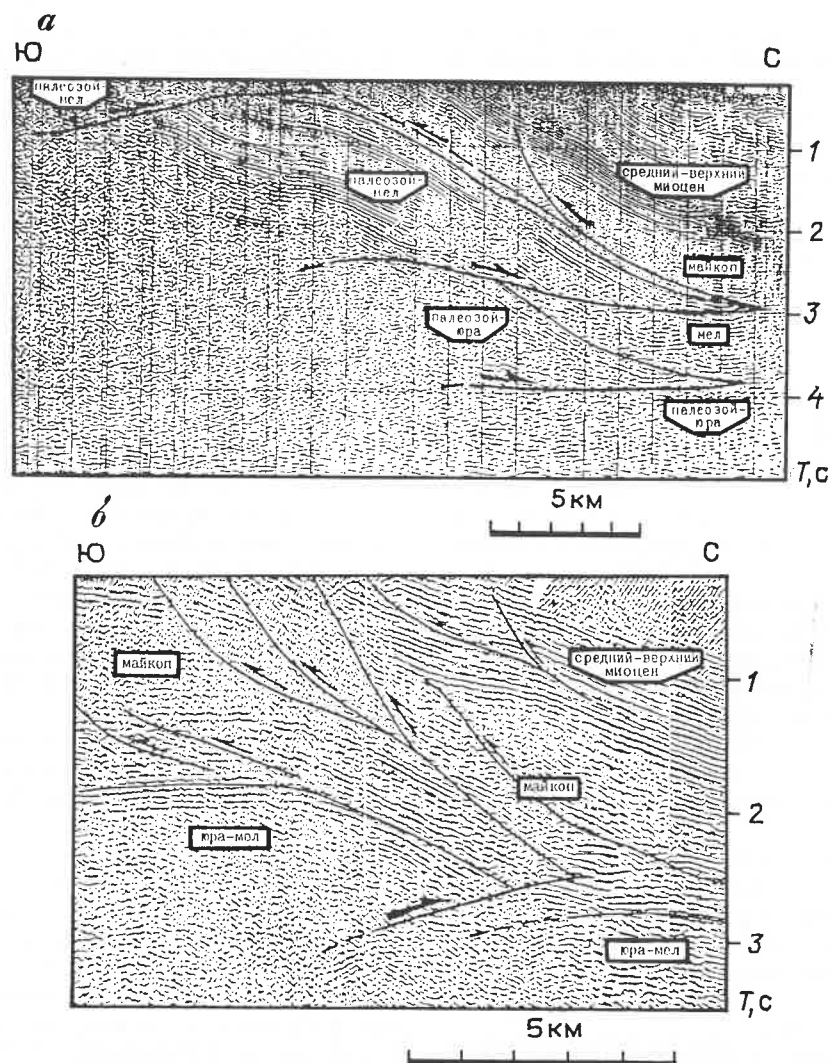


Рис. 3. Сейсмические временные разрезы МОГТ (данные треста «Грознефтегеофизика»):

а — северный склон Варандийской антиклинали; б — восточная периклиналь купола Талги — месторождение Димитровское

убедительные аргументы. В то же время для сланцев нижней—средней юры это предположение еще не имеет веских доказательств.

Особенно широко распространены и доступны для исследования клиновидные пластины в объеме майкопской серии на территории предгорного Дагестана. В этом районе клиновидная структура пластин, сложенных мезозойско-эоценовыми отложениями, доказана бурением и сейсморазведкой [8]. Примером может служить площадь Дузлак, где встречены надвиги, расположенные один над другим, вскрыты скважинами, кроме того кро-

вельный надвиг выражен в поверхностных слоях (см. рис. 2). Клиновидная морфология пластин достаточно четко проявляется и на сейсмических временных разрезах МОГТ (рис. 3, б). Характерной особенностью сейсмической картины является «облекание» осадочными комплексами аллохтонного клина. Нередко удается обнаружить «веера» кровельных надвигов, расходящихся от поверхности вклиненной пластины.

Как полагают некоторые исследователи, кровельные надвиги порождены перемещениями пластин, а не диапризмом глин, что подтверждается про-

никновением этих нарушений до самого основания майкопских отложений. Так, в скважине Димитровская—1, находящейся в створе приведенного сейсмического разреза (см. рис. 3, б), по идентичности каротажных характеристик устанавливается удвоение пачки нижнемайкопских глин, это свидетельствует о наличии здесь надвига. Кроме того, специальные полевые наблюдения позволили проследить незакартированные нарушения типа пластовых надвигов в основании майкопской серии в районе Хадумского и Талгинского куполов (см. рис. 2) и в других зонах.

Вклинивание пластин палеозойско-юрских пород в толщу титонских эвапоритов видно на примере Варандийской антиклинали. На ее северном крыле, на площади Элистанжи профилем глубоких скважин вскрыт крупный надвиг, амплитуда которого по кровле среднеюрских отложений составляет не менее 3 км, а по верхне-меловым сокращается до первых сотен метров (см. рис. 2). В разрезе верхнеюрско-меловых отложений, участвующих в строении складки, отсутствуют какие-либо признаки конседиментационного формирования надвигов (угловые несогласия, брекчии и др.) и вся совокупность известных данных свидетельствует в пользу того, что складчатость и надвигание в исследуемом регионе происходили в кайнозое [6, 9]. Отмеченное несоответствие амплитуд горизонтального перемещения по различным комплексам противоречит механизму простого надвигания.

Указанное противоречие легко устраняется, если допустить, что первоначально пластина палеозойско-юрских пород вклинивалась в соли титона. Вследствие затруднений в дальнейшем перемещении внутри этого горизонта подошвенный надвиг в ее основании прорвался через меловые толщи и внедрился в майкопские глины. Лишь после этого в надвигание на север были вовлечены отложения мела. Поэтому амплитуда надвигов в меловых слоях значительно меньше, чем в юрских.

Кроме того, характерные черты клиновидной структуры вырисовываются на некоторых сейсмических профилях, пересекающих северный склон Варандийской антиклинали (см. рис. 3, а). Сейсмические материалы не только

подтверждают установленную бурением надвиговую структуру складки, но и позволяют проследить клиновидные вдвижки на глубинах, не освещенных бурением. Обращает на себя внимание, что одна из выделяемых двух погруженных клиновидных пластин внедряется в нижнемайкопские отложения, а другая, залегающая под ней — в толщу более древних, по-видимому, титонских пород.

Логично предположить, что подобно верхней разбуренной пластине первый из рассмотренных клиньев также сначала вклинивался в титонские отложения и лишь позднее «прорвался» на более высокий майкопский уровень. Наиболее глубинная клиновидная пластина перемещалась полностью за счет внедрения в титонские породы (рис. 4).

Важным дополнением аргументом в пользу представлений о вклинивании тектонических пластин в толщу солей юры является присутствие на южном крыле Варандийской антиклинали взбросов и надвигов с северным падением сместителей в юрских меловых и миоценовых отложениях [9]. Эти нарушения, очевидно, относятся к категории кровельных дислокаций клиновидных структур.

Вклинивание тектонических пластин в ниже-среднеюрские сланцы в настоящее время не имеет прямых подтверждений. Предположение о возможности этого процесса основано на том факте, что непосредственно на продолжении клиновидных структур Чечено-Ингушетии и предгорного Дагестана, на территории Северной Осетии и на восточном склоне Мугринской антиклинали Южного Дагестана (см. рис. 2) в надвигании на Кавказ участвуют не только мел-кайнозойские, но и средне-верхнеюрские отложения. Учитывая принадлежность этих регионов к единой структурной зоне, можно допустить, что на этой территории также развиты клиновидные надвиговые структуры, но они расщепляют осадочный чехол на уровне ниже-среднеюрских сланцев. За счет этого здесь увеличен стратиграфический объем толщ, взброшенных в южном направлении.

Между зонами развития клиновидных надвигов на каком-либо стратиграфическом уровне и особенностями литолого-формационного состава бас-

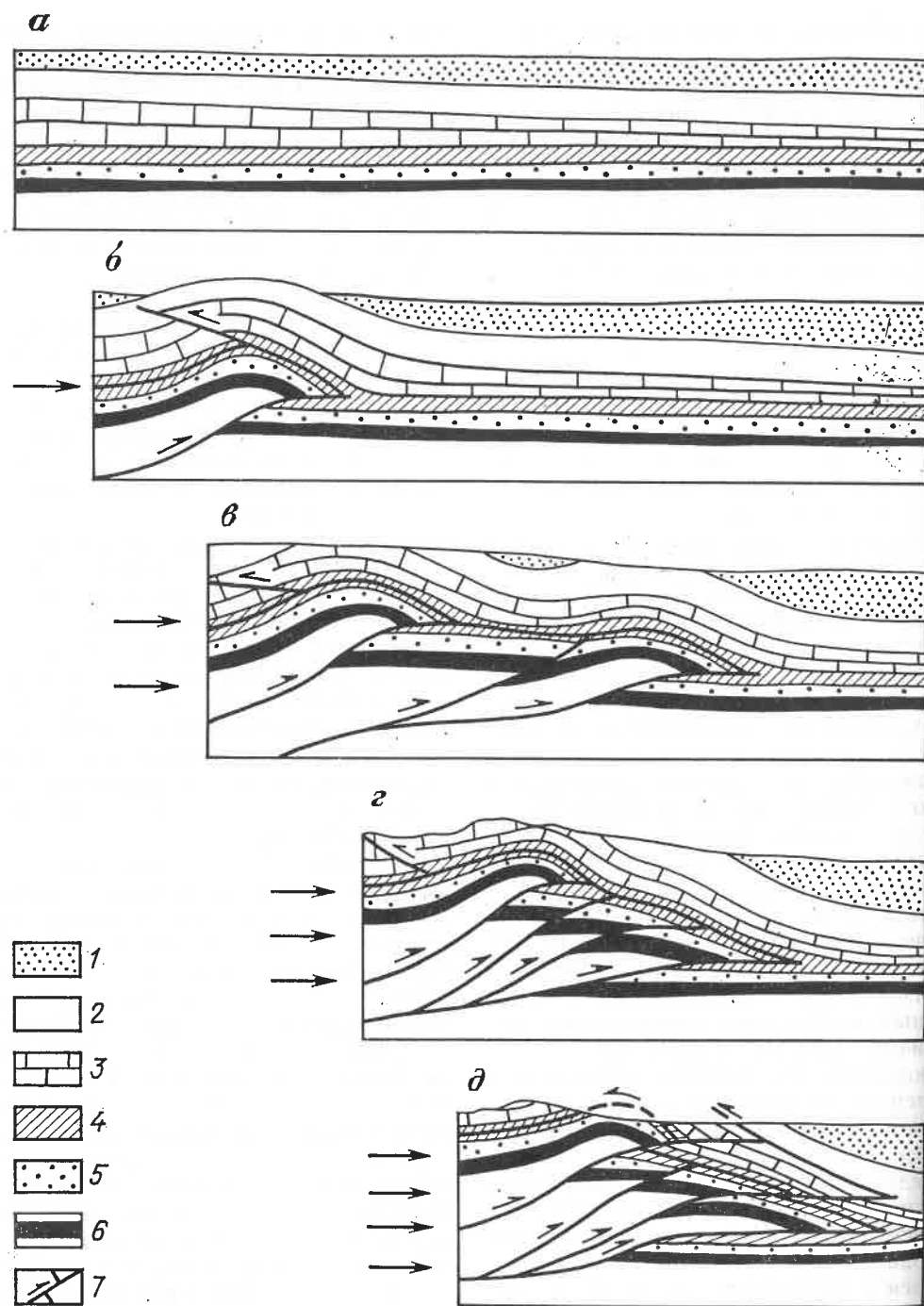


Рис. 4. Гипотетическая схема формирования Варандийской антиклинали:

стадии эволюции: а — миоцен — моноклинальное залегание стратиграфических комплексов, б—в—г — плиоцен — поэтапное вклинивание пластин, сложенных палеозойско-юрскими отложениями, в соли титонского

тона, д — антропоген — усложнение клиновидной структуры. «прорыв» надвигов через толщу титонско-эоцена и вклинивание в кайкопекские глины; стратиграфические комплексы: 1 — средне-верхнемиоценовый, 2 — майкопский, 3 — мел-эоценовый, 4 — верхнеюрский, 5 — нижне-среднеюрский, 6 — палеозойский, 7 — разломы

сейна обнаруживается связь, позволяющая говорить о литологическом контроле структурообразования. Она состоит в том, что вклинивание происходит лишь внутри тех фациальных зон указанных стратиграфических комплексов, которые сложены мощными толщами пластичных пород.

Так, в центральной части предгорного Дагестана в зоне наибольшего развития клиновидных пластин в майкопских отложениях отмечаются максимальные значения их мощностей и глинистости. Вклинивание в титонские эвапориты устанавливается главным образом в Чечено-Ингушетии, где они содержат самые мощные толщи солей и ангидритов. В зоне передовых хребтов Северной Осетии и на юге Дагестана названные комплексы сокращены в мощности и представлены иными фациями, однако большей мощности здесь достигают толщи сланцев нижней и средней юры. Это обстоятельство также дает основание полагать, что в пределах зон вклинивание могло происходить на ниже-среднеюрском уровне.

С точки зрения развиваемых представлений о формировании клиновидных надвиговых пластин на разных стратиграфических уровнях становится понятной не только противоположная вергентность надвигов в одних и тех же комплексах, но и некоторые особенности планового распределения дислокаций. Это относится, в частности, к различию в ширине зоны передовой складчатости и резкой смене стиля деформаций в ее отдельных сегментах.

Так, например, резкое сужение зоны предгорной складчатости и значительное сокращение напряженности дислокаций в кайнозойских и меловых слоях на западе предгорного Дагестана (см. рис. 1) совпадает с зоной перехода клиновидных пластин с титонского уровня на майкопский. Из-за этого сложная надвиговая структура палеозойско-юрских отложений к западу оказывается замаскированной под мелокайнозойской Черногорской моноклиналию. Прорыв клиньев на майкопский уровень в Дагестане привел к смятию мел-палеогеновых толщ на обширной территории. В результате условия залегания данного комплекса в этих соседних районах существенно различны.

Процесс формирования клиновидной надвиговой структуры, по всей вероятности, весьма молод и отвечает позднемиоцен-антропогенному орогенезу. Этот вывод следует из того, что в разрезе мезозоя — верхнего миоцена отсутствуют крупные региональные несогласия, которые возникли бы в условиях структурной перестройки. Они появляются лишь в верхах миоцена и более молодых отложениях. Причем, начиная с олигоцена и до конца миоцена, области современного распространения надвигов соответствовала зона максимальной мощности осадков. Лишь позднее, очевидно, вследствие внедрения в чехол надвиговых клиньев и связанного с этим воздымания рельефа она переместилась на север. Кроме того, надвиговые пластины отчетливо выражены в рельефе: взброшенные по кровельным надвигам комплексы отложений образуют предгорные хребты (Нараттубинский, Искирбашский и др.) [6]. Процесс формирования надвиговой структуры, вероятно, продолжается и в настоящее время, на что указывает высокая мелкофокусная сейсмичность региона на глубинах 3—7 км [7].

Создается впечатление, что клиновидные пластины, зарождаясь на глубине и прорываясь в верхние горизонты чехла, использовали возможности для перемещения внутри него вдоль пластичных толщ. При этом, подобно трапповым пластовым телам, они расщепляли их и вклинивались в эти ослабленные зоны. При наличии в разрезе нескольких достаточно мощных пластичных горизонтов вклинивание могло осуществляться поэтапно, захватывая разные стратиграфические уровни. В некоторых частях региона, например, в пределах Варандийской антиклинали клиновидные пластины громоздились одна над другой, образуя структуру, в разрезе напоминающую трезубец (см. рис. 2).

Основной причиной реализации механизма вклинивания, по-видимому, является то, что разрывы, секущие хрупко деформирующиеся компетентные отложения, не могли прорвать достаточно мощную толщу вышележащих пластичных пород, так как внутри нее не происходило эффективной передачи напряжений. В этих условиях

крупноамплитудные надвиги «рассыпались» на веера небольших разрывов и частично гасились пластовыми подвижками и хаотической складчатостью, характерной для нижнемайкопских отложений. Вероятно, из-за этого амплитуда подошвенных надвигов пластин значительно больше, чем у производных от них кровельных разрывов. Иллюстрацией может служить разрез Дузлакской складки, где амплитуда подошвенного надвига по меловым отложениям составляет около 3 км, а кровельного надвига в миоценовых слоях — около 300 м (см. рис. 2).

Глины и соли, облегающие пластины, служили естественной смазкой, кроме того, их низкая проницаемость затрудняла отток жидкостей и газов и, вероятно, способствовала эпизодическому возникновению «воздушной подушки» в основании аллохтонов, что значительно облегчило надвиговое перемещение масс пород. Периодические прорывы флюидов приводили к образованию многочисленных нептунических даек и грязевых вулканов, широко распространенных в предгорьях Дагестана и тяготеющих к фронтам клиновидных пластин.

Реализации механизма вклинивания, по-видимому, способствовало и то обстоятельство, что породы, слагающие пластины, обладают большей плотностью, чем вмещающие их толщи. Так, плотность мезозойско-эоценовых отложений предгорного Дагестана изменяется в пределах 2,42—2,84 г/см³, а майкопских глин — около 2,40 г/см³ [10]. Вероятно, что из-за своей более высокой плотности клиновидные пластины «тонули» во вмещающей пластичной массе.

В настоящее время нефтяная промышленность Северного Кавказа остро нуждается в новых перспективных объектах нефтепоисковых работ. Предлагаемая модель строения региона позволяет прогнозировать дополнительные возможности для обнаружения залежей нефти и газа. Главным резервом новых открытий, вероятно, являются неопределенные ловушки, связанные с палеозойско-мезозойскими отложениями, которые слагают клиновидные надвиговые пластины, а также перекрытые ими складки и моноклинальные экранированные блоки. Сохран-

ность заключенных в них скопления может быть обеспечена майкопскими глинами и титонскими солями, облегающими вклинившиеся пластины. Помимо экранирующей роли, майкопские толщи, обладающие высоким нефтегазоматеринским потенциалом [4], вероятно, обеспечивают насыщение ловушек углеводородами. Этому способствует АВПД майкопских глин и большая поверхность контакта с вклинившимися в них пластинами.

Хотя количество фактических данных, освещающих глубинное строение региона, невелико, ряд перспективных объектов может быть рекомендован для постановки бурения. К ним в первую очередь относятся Агачаульская, Северо-Шахмалбулакская и Карабудакхентская складки [4, 8]. Прогнозируемые залежи в их пределах связаны с юрско-меловыми отложениями на глубинах 3,0—5,5 км. Для выявления новых ловушек необходимы специальные геолого-геофизические исследования, включающие параметрическое бурение и сейсморазведку. Проведение этих работ позволит выявить новые перспективные объекты.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Встречные надвиги, широко распространенные в исследуемом регионе, являются ограничениями клиновидных тектонических пластин, которые перемещались в сторону предгорного прогиба путем расщепления осадочной толщи и внедрения (вклинивания) жестких пластин в пластичные горизонты.

2. Вклинивание пластин происходило внутри глин майкопской серии, соленосных отложений титона и, возможно, сланцев нижней—средней юры.

3. Тектонические пластины на указанных стратиграфических уровнях присутствуют там, где эти отложения представлены мощными депрессионными фашиями и почти не содержат комплектных пород.

4. В благоприятных условиях в одной структурной зоне вклинивание могло реализовываться на двух и, возможно, более стратиграфических уровнях. Клиновидные пластины зарождались в глубинных условиях, а затем распространялись на более высокие горизонты.

5. Формирование надвигов отвечает новейшему позднемиоцен-антропогенному этапу развития.

6. Новая структурная интерпретация позволяет прогнозировать объекты поисков нефти и газа в зонах клиновидных надвигов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение восточной части Северного склона Кавказа//Труды Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ)/Ред. И. О. Брод. Л., 1960, вып. 2. С. 164—272.
2. Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника, 1986, № 4. С. 94—106.
3. Зангиев Ш. Д. О строении и нефтегазоносности мезозойских отложений Сулакского выступа//Тр. ИГ ДагФАН СССР, 1979. Вып. 4 (23). С. 57—65.
4. История нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в мезозойских отложениях Восточного Кавказа и Предкавказья/Б. А. Соколов, Ю. И. Корчагина, Н. П. Москалев и др.//Тр. ИГ ДагФАН СССР, 1986. Вып. 34. С. 69—76.
5. Левкович Р. А., Асманов О. А. Сейсмоактивная область Дагестанский клин//Тр. ИГ Даг ФАН СССР, 1985. Вып. 33. С. 5—17.
6. Никитин М. Ю. Неотектоника Восточного Кавказа//Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1987. Т. 62. Вып. 3. С. 21—36.
7. Новые представления о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Черногорской тектонической зоны ЧИ

АССР/В. И. Коновалов, Н. И. Кононов, В. А. Станулис, В. Ф. Хлуднев//Геология нефти и газа, 1986, № 9. С. 30—35.

8. Соборнов К. О. Поднадвиговые зоны нефтегазоаккумуляции — новый объект поисков нефти и газа в Предгорном Дагестане//Геология нефти и газа, 1988, № 2. С. 8—12.
9. Строение Варандийской антиклинали в известняковом Дагестане/А. И. Гушин, С. И. Дотдугев, Н. В. Короновский и др.//Вест. МГУ, Сер. геол. 1986, № 4. С. 24—30.
10. Тепловой режим осадочных толщ/Х. И. Амирханов, В. В. Суетнов, Р. А. Левкович и др.—Махачкала, 1972.
11. Шарафутдинов Ф. Г. К тектонике Сулакского тектонического выступа в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений//Тр. ИГ ДагФАН СССР, 1975. Вып. 9. С. 103—106.
12. Шевченко В. И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа).—М.: Наука, 1984.
13. Banks C. J., Warburton J. „Passive-roof“ duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan//J. Struct. Geol. 1986. Vol. 8. N 2—3. P. 229—237.
14. Jones P. B. Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills//Geol., studies of the Cordilleran thrust belt. Rocky Mountain Assoc. of geologists. 1982. Vol. 1. P. 61—74.
15. Mitra S. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential//Bull. AAPG. 1986. Vol. 70. N 9. P. 1087—1112.

Принята редколлегией 27 февраля 1989 г.



МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.35 : 552.578

© А. А. Геодекян, А. Забанбарк, А. И. Конохов, 1990

Нефтегазоносные комплексы континентальных окраин различного тектонического строения

А. А. ГЕОДЕКЯН,
А. ЗАБАНБАРК (Институт океанологии АН СССР),
А. И. КОНОХОВ (МГУ)

Зоны, переходные между континентальной и океаном, весьма разнообразны по геологическому строению. Одни представляют собой край континента, часть которого погружена под уровень воды и разделяется на шельф, континентальный склон и его подножие (глубоководный желоб). Другие, помимо края континента, включают островную вул-

каническую дугу или целую систему дуг (активных и остаточных) и малые океанические впадины (окраинные моря). От океана они отделены активной вулканической дугой и глубоководным желобом. Первые принято называть континентальными окраинами, выделяя среди них пассивные и активные; вторые можно определить как остро-

дужные или сложнопостроенные зоны перехода от континента к океану.

Окраины континентов в Атлантическом и Индийском океанах относятся в основном к пассивным, тогда как Тихий океан окружен с востока активными континентальными окраинами, а на севере и западе — островодужными переходными зонами. Последние в целом характеризуются активным тектоническим режимом: высокой сейсмичностью, наземным и подводным вулканизмом. Однако некоторые элементы в тыловой части островодужных зон (собственно край континента, древние островные дуги, называемые остаточными, а также обрамляемые ими малые океанические впадины) в течение длительных промежутков времени (миллион лет и более) развиваются как пассивные. Разнообразная же магматическая и вулканическая деятельность интенсивно проявляется в пределах фронтальной вулканической дуги и находящейся за ней междугубовой океанической впадины (например, Западно-Марианской). Продукты вулканизма играют здесь важную роль в процессах осадконакопления.

Помимо резко выраженных геоморфологических признаков край континента характеризуется значительным увеличением мощности осадочного чехла, которая на отдельных участках составляет 14—15 км, достигая иногда 20—21 км. Лишь некоторые из молодых в геологическом отношении пассивных окраин и активные окраины в областях скупивания и аккреции континентальной коры (тихоокеанская окраина Южной Америки) лишены мощной линзы неметаморфизованных осадочных пород. Формационный облик отложений в пределах зон перехода от континента к океану, а также условия аккумуляции и консервации скоплений нефтяных и газообразных углеводородов в осадочных толщах различны. К нефтегазоносным комплексам в зонах перехода континент — океан относятся, кроме традиционных для континентального сектора стратисферы терригенных дельтовых, аллювиальных и мелководноморских образований, также осадки необычного для континентов генезиса: оползневые серии турбидитов и другие гравититы. Большое значение имеют карбонатные

коллектора рифовой и нерифовой природы и, кроме того, отложения кремнистого состава.

В зонах перехода с пассивным режимом последовательность формаций в осадочных разрезах более выдержана: внизу — терригенные красноцветные молассоидного облика с пачками лав, вулканитов и солей, соленосные формации и сменяющие их карбонатные, в том числе рифовые толщи [5], вверху — терригенные, морские и дельтовые отложения, комплексы нанноилов и мергелей, магнезиальные глины и (кремнисто)-карбонатно-терригенные образования различного генезиса. Осадки здесь изменяются во времени как по составу, так и в генетическом отношении — появляются турбидиты, контуриты, приливно-отливные образования и др.

Иное строение имеют осадочные разрезы на активных окраинах андийского и невадийского типов, где в основании мезозоя развиты морские карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы, включающие вулканогенные образования (или замещающиеся по простиранию). Их постепенно вытесняют чисто терригенные и вулкано-терригенные серии осадков морского, дельтового и подводно-дельтового происхождения, вслед за которыми в толще складчатого пояса Анд и Кордильер распространены в кайнозое красноцветные молассовые, угленосные и соленосные толщи или вулкано-терригенные красноцветы и известняководиатомовые пресноводные осадки. Таким образом, если исключить самые внешние по отношению к континентам осадочные бассейны андийских и невадийских окраин, то последовательность седиментологических событий здесь во многом обратная по сравнению с пассивными окраинами [3]. На активных окраинах большинство мезозойских комплексов к настоящему времени сильно дислоцированы, метаморфизованы и не представляют интереса в отношении нефтегазоносности.

Во внешних бассейнах переходных зон на протяжении всего кайнозоя преобладала аккумуляция морских терригенных и кремнистых осадков: подводно-склонового и турбидитового генезиса в бассейнах аккреционного орогенеза невадийских окраин, прибрежно-ор-

ских и авандельтовых в шельфовых бассейнах андийских окраин.

Наиболее широк набор осадочных образований в островодужных переходных зонах, отличающихся мозаичным строением и разнообразием осадочных бассейнов. Если в преддугубовых впадинах преимущественно развиты биогенные (карбонатные или кремнистые) образования с той или иной долей участия вулканогенных компонентов, то в задубовых (междубовых) впадинах, зарождающихся в результате раздвига и последующего спрединга субокеанической коры, накапливаются терригенные глинистые или алевроглинистые осадки, сменяющиеся выше сериями турбидитов различного состава, а после заполнения ими впадин — дельтовыми, прибрежно-морскими и лагунными комплексами. Полный цикл эволюции подобных бассейнов венчается типичными континентальными красноцветами.

Совершенно иной набор формаций отмечается в задубовых бассейнах, заложившихся в пределах древней континентальной или субконтинентальной коры. Интенсивное прогибание приводит к формированию здесь сначала отдельных грабенов, а затем обширной погруженной зоны, которая в зависимости от ее положения по отношению к уровню моря заполняется или морскими мелководными, или дельтовыми и болотными угленосными осадками. Нередко в истории таких бассейнов выделяется этап, с которым связано образование комплексов рифовых известняков или серий вулканогенных отложений (впадины Южно-Китайского моря, Ментавайский бассейн).

Для осадочных бассейнов собственно континентальной окраины, находящейся в тылу островодужной зоны перехода, характерно широкое распространение озерных, нередко угленосных серий. Они перемежаются с морскими прибрежно-шельфовыми, терригенными или карбонатными породами и нередко содержат горизонты лав и пачки вулканитов, которые отвечают эпохам тектонической активизации (бассейн Бохай).

Таким образом, формационный состав осадочного чехла бассейнов определяется структурно-тектоническим положением последних на той или иной

континентальной окраине и особенностями тектонической эволюции данного участка переходной зоны. Эти же критерии обуславливают совокупность генетических типов отложений и темп их аккумуляции.

Нефтегазоносность осадочных комплексов определяется прежде всего темпом осадконакопления и продолжительностью его во времени. Коллекторами становятся любые образования с достаточно высокой емкостной способностью вплоть до мелкозернистых диатомитов и трещиноватых глин. Благодаря широкому размаху разведочного и поискового бурения в осадочных бассейнах, главным образом в пределах прибрежной равнины и шельфа, открыты многочисленные залежи нефти и газа. Как показал анализ геофизического и кернового материала, они размещены весьма неравномерно по разрезу и концентрируются в основном в осадочных комплексах определенного генезиса и состава.

Выделены лишь самые общие группы осадков: континентальные, дельтовые, мелководноморские и глубоководные — для терригенных образований; рифовые известняки, известняки иного происхождения и доломиты — для карбонатных разностей; кремнистые отложения, туфы, туфопесчаники и кварциты. Дать более дробное деление нефтегазосодержащих отложений в настоящее время возможно лишь по отдельным месторождениям или бассейнам, но не континентальным окраинам в целом. Под континентальными отложениями понимаются все субаэральные и субаквальные терригенные образования, встречающиеся на суше в пределах континентальных окраин: пролювиальные, аллювиальные, озерные, болотные, эоловые, кор выветривания и др. Отложения дельт и авандельт ввиду их большего распространения и той роли, которую они играют как коллектора нефти и газа, рассматриваются отдельно.

К мелководноморским образованиям отнесены лагунные, прибрежные, пляжевые и шельфовые терригенные отложения. Под глубоководными понимаются отложения подводных склонов, подножий, впадин и желобов, которые в основном представлены турбидитами, гемипелагическими осадками, обваль-

но-оползневыми комплексами и чотками обломков.

Среди карбонатных и кремнистых отложений, вмещающих залежи нефти и газа, не удается выделить группы, соответствующие мелководноморским, пресноводным и глубоководным фациям. В практике нефтегеологических исследований утвердился повышенный интерес к рифовым известнякам, присутствие которых обычно отмечается при рассмотрении конкретных бассейнов. Другие разновидности карбонатов описываются просто как известняки, без уточнения деталей. Именно поэтому все разновидности карбонатных нерифовых коллекторов пришлось объединить в одну группу.

Извлекаемые запасы углеводородных ресурсов в нефтегазоносных бассейнах континентальных окраин на начало 1988 г. составляли по нефти 101,4 млрд т, по газу 50,6 трлн м³. Нефтегазовые скопления (97,6 %) сосредоточены по существу в двух литологических разновидностях пород: терригенных и карбонатных, только 2,4 % от общих извлекаемых запасов углеводородов находятся в кремнистых отложениях, диатомовых глинах, туфах, туфо-песчаниках и кварцитах. Количественное соотношение углеводородов в терригенных и карбонатных отложениях примерно одинаковое: 47 и 50,5 %.

Генетический анализ пород, в которых заключены запасы углеводородов, привел к следующим результатам. В терригенных образованиях они наиболее широко распространены в мелководноморских — 62,3 %, дельтовых — 24,8 %, континентальных (аллювиальных и озерных) — 12,3 % и турбидитах — 0,6 %. Среди карбонатных образований углеводороды концентрируются в рифовых известняках — 43,1 %, тогда как на другие породы (оолитовые и водорослевые известняки, лагунные известняки и доломиты), характеризующиеся высокой трещиноватостью, приходится 56,9 %.

Ресурсы углеводородов в карбонатных коллекторах сосредоточены в районе Персидского залива — 54,02 млрд т нефти и 20,45 трлн м³ газа [8]. В бассейнах других окраин запасы распределены достаточно равномерно между терригенными и карбонатными комплексами или приурочены к терриген-

ным разновидностям пород, что особенно характерно для бассейнов переходных зон с активным тектоническим режимом.

На пассивных окраинах спектр нефтевмещающих отложений, установленных к настоящему времени, значительно уже по сравнению с активными окраинами и сложно построенными зонами перехода. Здесь до сих пор открыты месторождения углеводородов в вулканогенных или вулканогенно-осадочных образованиях, а также в терригенных глубоководных. Первые практически отсутствуют в разрезе пассивных окраин, встречаясь в основном в подошве осадочного чехла; вторые (глубоководные отложения) залегают на глубинах, недоступных пока для разведочного бурения. Однако потоки углеводородов, которые были зафиксированы при работах с бортом «Гломар Челленджер», свидетельствуют о том, что в отложениях континентального подножия, по-видимому, заключены скопления нефти и газа. Наиболее по запасам залежи жидких газообразных УВ открыты в Кванза-Камерунском бассейне в кремнистых отложениях, а в бассейне Байя (окраина Бразилии) известно небольшое месторождение нефти в кристаллических породах фундамента (кварциты).

Среди терригенных комплексов, характерных для бассейнов пассивных окраин, наибольшие запасы УВ содержатся в отложениях мелководноморского генезиса: в шельфовых, пляжевых или баровых песчаниках и алевролитах заключено более 25 млрд т нефти и 7,8 трлн м³ газа. Эти породы служат коллекторами углеводородов практически на всех пассивных континентальных окраинах в большинстве приуроченных к ним нефтегазоносных бассейнов.

Регионально нефтегазоносны и дельтовые отложения. Они не встречаются лишь в бассейнах атлантических окраин Бразилии [7] и Канады, в Суэцком заливе и некоторых бассейнах Средиземного моря. Эти бассейны приурочены к областям незавершенного рифтогенеза или недавней тектонической активизации, где в прошедшее время не было условий для возникновения крупных речных дельт. Исключение составляет район дельты р. Ама-

зонки, которая сформировалась на выходе к Атлантике крупного авлакогена; здесь, однако, до сих пор не открыты промышленные скопления УВ. В целом коллектора дельтового происхождения вмещают более 10 млрд т нефти и почти 7 трлн м³ газа в бассейнах пассивных окраин.

В переходных зонах в континентальных терригенных отложениях заключено почти 2,5 млрд т нефти и 6 трлн м³ газа. В бассейнах пассивных окраин самые значительные запасы нефти связаны с континентальными песчаниками в бассейне Суэцкого залива, а газа — в Североморской впадине. Первый принадлежит к бассейнам рифтового типа — континентального рифта на продолжении молодой, недавно раскрывшейся впадины Красного моря. Вторая расположена в зоне интенсивного пермско-мезозойского рифтогенеза, включающей сложную систему континентальных рифтов, заполненных отложениями наземного генезиса. Крупные скопления нефти и газа открыты в районе Мексиканского залива, арктической окраины Аляски и моря Бофорта.

В целом можно отметить следующую тенденцию: терригенные коллектора континентального генезиса нередко вмещают скопления нефти и газа там, где отсутствуют дельтовые песчаники, хотя это проявляется не во всех бассейнах пассивных окраин.

Крупные бассейны или бассейны с длительной историей развития, например, на выходе к океану авлакогенной или континентальных рифтов, содержат залежи в терригенных коллекторах всех трех типов: континентальных, мелководноморских и дельтовых.

Среди карбонатных коллекторов на пассивных окраинах материков большое значение имеют рифовые известняки, в которых сосредоточено более 21 млрд т нефти и почти 5 трлн м³ газа. Однако география распространения продуктивных рифовых комплексов довольно ограничена — это несколько бассейнов в полосе существования древнего океана Тетиса и возникших после его закрытия внутренних морей: Персидского и Мексиканского заливов (17,3 и 3,45 млрд т нефти, 4,4 и 0,4 трлн м³ газа соответственно), а также Валенсийский и Альборанский в западной части Средиземного моря

(0,25 млрд т нефти и 0,02 трлн м³ газа). В бассейне Суэцкого залива также доказана продуктивность рифовых известняков, однако связанные с ними запасы довольно скромные — 0,05 млрд т нефти. В осадочных бассейнах собственно континентальных окраин Атлантики и Индийского океана, где широко распространены рифовые массивы мезозойского и кайнозойского возраста, их продуктивность до сих пор остается неясной.

Однако крупные скопления углеводородов связаны не только с рифовыми известняками. Огромные запасы нефти и газа могут содержать и другие фациальные типы карбонатных отложений. В известняках и доломитах нерифтовой природы заключено почти 29 млрд т нефти и более 16 трлн м³ газа, причем залежи открыты в большинстве приокеанических бассейнов пассивных окраин (за исключением бассейнов поперечных рифтов и авлакогенов: Нигерийский, Годаварский, Сан-Хорхе, Мальвинас и др.).

Следует иметь в виду, что не всегда можно отличить известняки чисто рифового происхождения от других форм карбонатов, особенно если они подвергались доломитизации. Поэтому в некоторых случаях вопрос о генезисе продуктивной карбонатной толщи нельзя решить однозначно.

В настоящее время на пассивных материковых окраинах карбонатные коллектора играют более важную роль, чем терригенные: в первых заключено почти 50 млрд т нефти и 21 трлн м³ газа, во вторых — менее 35 млрд т нефти и почти 20 трлн м³ газа. Подобное распределение запасов нефти и газа довольно неожиданно, если учесть, что на известняки и доломиты в разрезах пассивных континентальных окраин приходится менее 30 %.

В зонах перехода с активным тектоническим режимом в качестве коллекторов выступают разнообразными породами — от терригенных и карбонатных до кремнистых и вулканогенных. Это является следствием большого многообразия геологических формаций в этих регионах по сравнению с пассивными окраинами континентов, а также определенного дефицита природных резервуаров, когда образующиеся в большом количестве углеводороды начи-

нают занимать любые поровые и трещинные пространства, вплоть до пород кристаллического фундамента. Даже горизонты и пачки вулканических туфов, в которых обычно преобладают окислительные условия, становятся на активных окраинах коллекторами нефти и газа, причем открытые в них залежи характеризуются весьма большими общими запасами: в туфах почти 0,7 млрд т нефти и 0,22 трлн м³ газа, а в туфо-песчаниках 0,57 млрд т нефти и 0,31 трлн м³ газа.

Таким образом, общие ресурсы, открытые к настоящему времени в породах вулканогенного и вулканогенно-осадочного генезиса, составляют 1,27 млрд т нефти и 0,53 трлн м³ газа. Они сосредоточены преимущественно в бассейнах островных вулканических дуг: Преднансейском, Восточного Хонсю, Серамском, моря Банда, Минданао, а также в некоторых задуговых впадинах рифтового типа: Центральной и Южно-Суматринской, Северо-Яванской и др.

В качестве основных природных резервуаров на активных окраинах выступают терригенные отложения мелководного генезиса, в которых сконцентрировано более 8 млрд т нефти и 3,67 трлн м³ газа; на втором месте континентальные терригенные осадки (2,65 млрд т нефти и 2,39 трлн м³ газа) и лишь третье место занимают дельтовые образования (1,65 млрд т нефти и 1,63 трлн м³ газа).

Данные по отдельным бассейнам, встречающиеся в научной литературе, отрывочны и не всегда достоверны. В бассейнах, приуроченных к окраинам Карибского региона, куда сбрасывают свои воды такие крупные реки, как Ориноко и Магдалена, дельтовые комплексы мало продуктивны и подавляющая часть запасов (почти 5 млрд т нефти) сконцентрирована в мелководноморских отложениях. В бассейнах, расположенных в зоне перехода от Филиппинской дуги к Азиатскому континенту, дельтовые отложения становятся нефте- и газомещающими: они содержат 0,9 млрд т нефти и 1,1 трлн м³ газа. Велика их роль и в бассейнах материковой окраины Китая, где первое место, однако, занимают континентальные осадки (0,8 млрд т нефти и 0,5 трлн м³ газа). Последние также иг-

рают ведущую роль в бассейнах Карибской группы и впадинах, находящихся в зоне столкновения Австрало-Новогвинейского континентального блока и вулканической дуги моря Банда [6].

В преддуговых бассейнах андийских и невадийских окраин (залив Кука, Гуаякиль-Прогрессо) коллекторами нефти и газа являются терригенные мелководноморские и континентальные отложения, что вполне естественно, если учесть отсутствие крупных речных дельт в этих переходных зонах. В бассейнах аккреционного комплекса Калифорнии представлен еще один генетический тип терригенных коллекторов — турбидиты и другие глубоководные образования, которые слагают нижнюю половину осадочного чехла. Подобные отложения распространены в бассейнах островных вулканических дуг — Преднансейском, Восточного Хонсю и др., где также развиты аккреционные призмы.

Во впадинах Индонезийской окраины основные скопления нефтяных и газовых углеводородов открыты в терригенных комплексах мелководноморского и континентального происхождения, соответственно 0,51 и 0,2 млрд т нефти, 0,4 и 0,35 трлн м³ газа.

В этих же бассейнах, а также в Филиппинской переходной зоне определенную роль играют карбонатные коллекторы, которые в целом мало характерны для активных окраин. В основном это рифовые известняки, сформировавшиеся в прибрежной зоне, реже на краю древнего шельфа, когда терригенный вынос с прилегающих участков суши резко ослабевал в процессе трансгрессии моря или аридизации климата. Основными продуктивными карбонатными коллекторами являются миоценовые рифовые известняки. Рифовые комплексы регионально нефтегазоносны и в бассейнах Карибского региона, где с ними связаны запасы нефти до 0,6 млрд т и газа 0,3 трлн м³.

В сложнопостроенной зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану продуктивны карбонатные образования иного генезиса. Это оолитовые водородослевые известняки, а также доломиты, распространенные во впадинах Бохай и Ляохэ, на шельфе и в прибрежной части Желтого моря. В

доломитах залежи углеводородов открыты в пределах Восточного Хонсю (свита Ахати).

Открытия последних лет в прибрежной зоне Калифорнии продемонстрировали огромное значение кремнистых пород — порцелланитов. Только в пределах Калифорнийского бордерленда в них обнаружены залежи с общими запасами 1,1 млрд т нефти. Эти отложения, широко представленные и в других переходных зонах с активным тектоническим режимом, являются одним из перспективных типов коллекторов, не характерных для пассивных окраин. По своему значению они по существу сравнялись с карбонатными отложениями, развитыми в бассейнах активных переходных зон, хотя роль последних здесь также невелика. Если в карбонатных коллекторах на пассивных окраинах заключено около 60 % запасов нефти и 52 % газа, то на активных окраинах эти цифры составляют соответственно 6 и 8,3 %.

Анализ распределения запасов извлекаемой нефти и газа в отложениях различного возраста свидетельствует о его крайней неравномерности [1, 2]. В Тихоокеанском регионе разведано около 10 млрд т нефти и примерно 6,3 трлн м³ газа. Если прибавить к ним запасы нефти и газа, открытые в Карибском регионе, то общие ресурсы бассейнов активных континентальных окраин составят 17,24 млрд т нефти и 9,21 трлн м³ газа. Это составляет примерно 1/5 от запасов углеводородного сырья, установленных на пассивных окраинах континентов, включая бассейны Персидского залива. Если исключить последний, то данные запасы примерно в два раза превысят ресурсы активных окраин и сложнопостроенных переходных зон. При этом в мезозойских отложениях, развитых в зонах перехода с активным тектоническим режимом, сконцентрировано лишь 1,86 млрд т нефти и 0,5 трлн м³ газа. 1,3 млрд т из этого количества находятся в бассейнах Карибского региона, многие из которых развивались вначале как периконтинентальные впадины, но впоследствии трансформировались в передовой прогиб. В других активных зонах, окружающих Тихий океан, вклад мезозойских нефти и газа в общие цифры запасов ничтожен.

Иное соотношение характерно для пассивных континентальных окраин, где мезозойская нефть в основном формирует известные ныне запасы, а газ чуть ли не наполовину палеозойский.

Вклад в общие нефтяные ресурсы пассивных континентальных окраин кайнозойской нефти составляет 20,4 млрд т, т. е. менее 25 %, а кайнозойского газа — 9,37 трлн м³, т. е. также примерно 25 % от общего его количества.

В кайнозойском чехле бассейнов активных переходных зон к настоящему времени открыто примерно 16,2 млрд т нефти и 8,99 трлн м³ газа, тогда как на пассивных окраинах 20,4 млрд т нефти и 9,37 трлн м³ газа (извлекаемые запасы), т. е. цифры вполне сопоставимые. Если же исключить регион Персидского залива, то для пассивных окраин они уменьшаются до 11 млрд т нефти и 7,27 трлн м³ газа, т. е. ресурсы кайнозойских углеводородов на активных окраинах более значительны.

Таким образом, пассивные окраины по запасам углеводородов превосходят активные прежде всего за счет более древних скоплений нефти и газа, которые на активных окраинах оказались разрушенными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодекян А. А., Забанбарк А. Распределение запасов нефти и газа в фанерозое континентальных окраин//Сов. геология. 1983. № 3. С. 15—19.
2. Геодекян А. А., Забанбарк А. Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане.— М.: Наука, 1985.
3. Колюхов А. И. Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану.— М.: Недра, 1987.
4. Колюхов А. И. Типы континентальных окраин и зон перехода от континента к океану//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 5—18.
5. Хаин В. Е. Общая геотектоника. 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1973.
6. Bon-Avraham Zee., Emery K. O. Structural framework of Sunde Shelf//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57. N 12. P. 2323—2366.
7. Dauzacker M. Y., Schaller H., Canellas M. S. Geology of Brazil's Atlantic margin basins// Oil and Gas J. 1985. Vol. 83. N 3. P. 142—144.

8. Frost S. H., Bliefnick D. M., Haris P. M. Deposition and porosity evolution of a Lower Cretaceous rudist buildup, Shuaiba formation of eastern Arabian Peninsula//Carbonate Bu-

ildups SEPM Core Workshop. N 4. Dallas. 16—17 Apr. 1983. Tulsa, Okla, 1983. P. 381—410.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.322.91 : 551.243(571.51)

© В. С. Старосельцев, 1990

Структуроформирующее влияние внедрения траппов в Тунгусской синеклизе

В. С. СТАРОСЕЛЬЦЕВ (СНИИГГМС)

Характер структурных изменений осадочных толщ при внедрении трапповой магмы — предмет длительных научных дискуссий. Наиболее существенные расхождения имеются во взглядах на возможность формирования инъективных поднятий кровли трапповых интрузий. Существуют две противоположные точки зрения [2]. Согласно одной из них трапповая магма при внедрении не вызывает подъема перекрывающих пород, а как бы заполняет открывающиеся в результате общего растяжения и проседания кровли магматического очага или тектонического прогибания межпластовые и секущие трещины. В этой связи небезынтересно отметить, что Ю. А. Косыгин (1969), на основании анализа материалов по трапповым интрузиям Донбасса и Тунгусской синеклизе ввел понятие о подземном (глубинном) компенсировании магмой прогибания и растяжения осадочных толщ с образованием систем даек и силлов. В соответствии с другой точкой зрения магма поднимает перекрывающие толщи за счет заметного превышения ее собственного давления над литостатическим.

В последние годы широкое распространение получила вторая точка зрения. При этом для ее обоснования обычно используются материалы по районам, в пределах которых синхронные внедрению интрузий образования полностью отсутствуют или не позволяют однозначно оценить сопутствующие внедрению изменения гипсометрии поверхности палеорельефа. Именно такая геологическая ситуация характерна для южной половины Тунгусской синеклизе и прилегающих к ней районов. Здесь разновозрастные с трапповы-

ми интрузиями образования представлены плохо стратифицированными туфогенными породами. Более широкие возможности для решения рассматриваемого вопроса открывает целенаправленный анализ особенностей геологического строения расположенной в северной половине Тунгусской синеклизе области сплошного распространения мощной толщи базальтовых покровов, сформированных вместе с трапповыми интрузиями в процессе единого проявления магматизма на западе Сибирской платформы. Особенно важной в этом отношении представляется информация по районам широкого развития отчетливо стратифицированных толщ базальтовых покровов, среди которых на хорошо изученных участках устанавливаются коагматы трапповых интрузий.

К числу таких районов относится Норильский, где Ю. И. Томановской и Г. Н. Старицкой (1966) проведены исследования траппов в целях выявления коагматичности внедрившихся и излившихся порций магматического расплава. Ими установлено, что по химическому составу среди интрузий фиксируются полные аналоги базальтов, резко выделяющихся в толще вулканогенных пород содержанием титана, щелочей или других компонентов. С учетом полученных данных можно определить характер перемещения перекрывающей интрузии толщи по изменению мощностей коагматичных им базальтов, так как в случае подъема кровли высота палеорельефа должна увеличиваться пропорционально мощности интрузий, а мощность базальтовых лав в силу их крайне низкой вязкости — соответственно уменьшаться.

В действительности же мощности базальтовых покровов выдерживаются на огромных площадях и не зависят от мощностей расположенных под ними коагматичных интрузий.

В качестве примера нами рассмотрена Далдыканская площадь на западе Норильского района. Здесь скважинами 31 и 32, находящимися на расстоянии 15 км друг от друга, вскрыт разрез от нижних частей эффузивной толщи до подошвы верхнепалеозойских отложений. Общая мощность покровов трахибазальтов составляет около 70 м (скв. 31) и 75 м (скв. 32). Суммарная мощность коагматичных им трахидолеритов, которые в районе практически повсеместно сосредоточены лишь в верхнепалеозойских отложениях, в скв. 31 достигает 77 м, а в скв. 32 — 11 м. Сопоставление приведенных цифр показывает, что разница суммарной мощности интрузий (66 м) не компенсируется изменением (около 5 м) мощностей трахибазальтов.

Анализ мощностей различных пачек покровов, слагающих базальтовую толщу севера Тунгусской синеклизе, основанный на прослеживании регионально выдержанных маркирующих базальтовых покровов, показывает, что в большинстве случаев изменения мощностей как покровов, так и разделяющих их пачек пород малоградиентны и отражают региональные особенности накопления вулканогенных образований. Лишь иногда на локальных площадях наблюдаются довольно резкие изменения мощностей отдельных пачек в основном за счет туфогенных, часто грубообломочных пород, что, скорее всего, обусловлено близостью вулканических центров. В целом разница мощностей туфогенно-эффузивных образований любых смежных участков синеклизе несоизмеримо меньше выявленных на изученных бурением площадях перепадов мощностей трапповых интрузий.

Следовательно, при внедрении интрузий, близком по времени к формированию мощной (свыше 2 км) толщи базальтовых покровов, на севере Тунгусской синеклизе не происходило подъема надинтрузивных образований. Однозначного мнения о временном соотношении интрузивного и эффузивного траппового магматизма в Тунгус-

ской синеклизе не существует. Нами рассмотрены варианты их асинхронного проявления. В случае внедрения интрузий с подъемом пород кровли после излияния базальтов в структурном плане должны сохраниться признаки такого процесса. Как показали результаты геологосъемочных и тематических работ, на поднятиях базальтового поля Тунгусской синеклизе совершенно не развиты системы даже малоамплитудных радиальных и концентрических разрывов, возникновение которых можно было бы связать с формированием самих поднятий. Исключением является лишь Логанчинское локальное поднятие, представляющее собой, по мнению автора и В. М. Лебедева (1971, 1975), соляной купол, а по С. А. Вишневному [1], — астроблему. Обычно же разрывы могут быть объединены в зоны, протягивающиеся далеко за пределы поднятий.

Такая ситуация совершенно не увязывается с кратковременностью формирования поднятий в результате инъекций трапповой магмы, поскольку известно, что преобладание пластичных (изгибовых) или хрупких (разрывных) деформаций пород во многом зависит от активности тектонического режима. При кратковременном возрастании темпа движений (десятки тысяч лет) хрупкие деформации могут достигать 60—80 % от общей деформации за этот период. В более длительные промежутки времени, измеряемые десятками миллионов лет, ведущую роль играют плавные изгибовые деформации (В. В. Ружич, 1977). Прежде всего, это касается таких жестких пород, как базальты, деформация которых в результате подъема над геологически мгновенно внедряющейся трапповой интрузией должна быть преимущественно хрупкой. Однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что изменения гипсометрии базальтовых покровов обусловлены в основном их пликативным изгибом.

При внедрении интрузий с подъемом кровли задолго до излияния базальтов могла произойти денудация положительных форм рельефа с соответствующим изменением возраста подстилающих базальты пород. Судя по установленному бурением резкому изменению суммарной мощности трапповых ин-

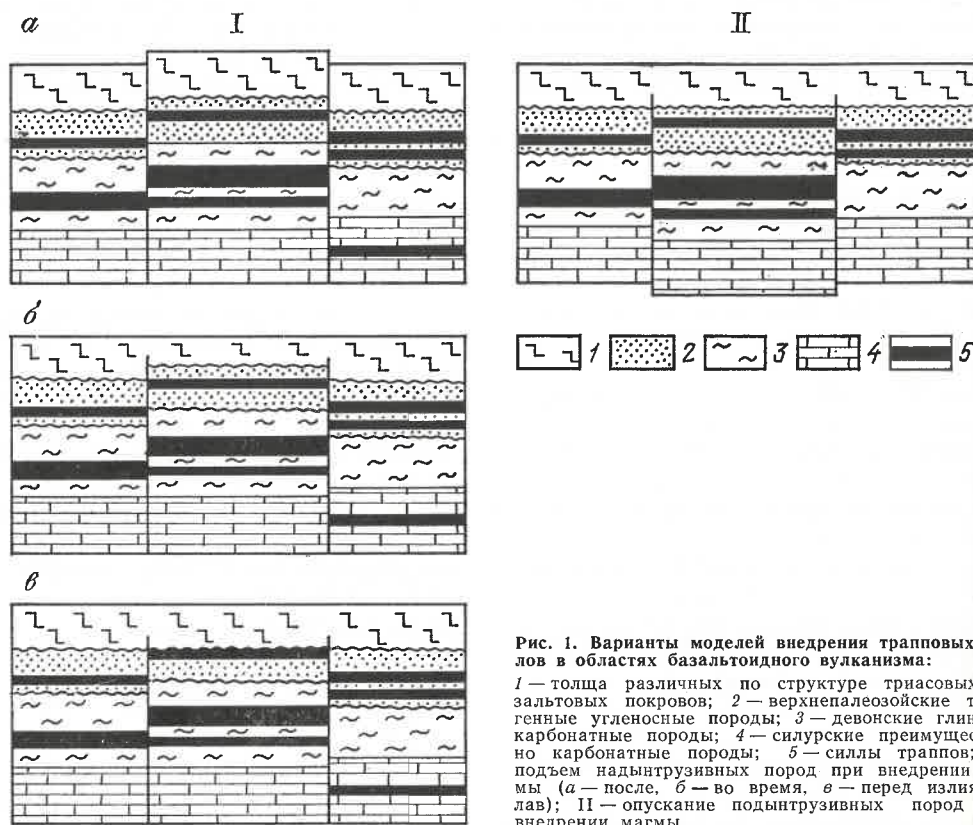


Рис. 1. Варианты моделей внедрения трапповых силлов в областях базальтоидного вулканизма:

1 — толща различных по структуре триасовых базальтовых покровов; 2 — верхнепалеозойские терригенные угленосные породы; 3 — девонские глинисто-карбонатные породы; 4 — силурские преимущественно карбонатные породы; 5 — силлы траппов; I — подъем надинтрузивных пород при внедрении магмы (а — после, б — во время, в — перед излиянием лав); II — опускание подинтрузивных пород при внедрении магмы

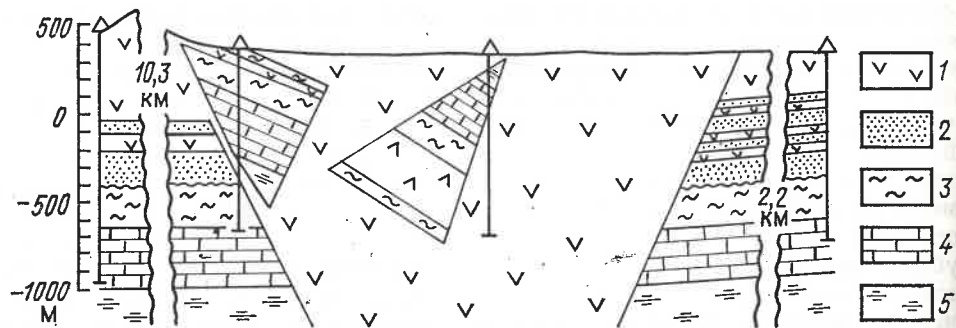


Рис. 2. Характер соотношения трапповых интрузий с вмещающими породами в Ногийском районе:

1 — долериты позднепермско-раннетриасового возраста;

интрузий, амплитуда аномальных поднятий их кровли должна была достигать нескольких сотен метров. Соответственно таких же величин мог достигать и размыв (сверху) подстилающих базальты пород, что сопоставимо со значительной частью, а иногда и полной мощностью верхнепалеозойских отложений. В действительности же размыв последних под базальтами не превы-

шает первых десятков метров при очень постепенном изменении его градиентов. Не претерпевает существенных изменений и мощность нижних покровов базальтовой толщи, что могло иметь место при частичном сохранении положительных форм рельефа подстилающих ее пород.

Таким образом, при любом временном соотношении интрузивного и эф-

фузивного траппового магматизма на севере Тунгусской синеклизы признаков подъема пород над внедряющимся расплавом не наблюдается. Принципиальные модели описанных вариантов приведены на рис. 1. Имеющийся фактический материал практически не подтверждает ни одну из них. Вместе с тем модель II вполне отвечает существующим особенностям геологического строения палеозойско-триасового комплекса северной части Тунгусской синеклизы. Все это позволяет сделать вывод о том, что внедрение трапповых интрузий происходило здесь без подъема перекрывающих пород на фоне погружения территории в условиях общего растяжения.

На территории распространения мощной толщи триасовых туфогенных образований обстановка внедрения трапповых интрузий была, видимо, несколько иной, о чем свидетельствуют следующие факты. Во-первых, на некоторых участках вместо верхнепермских терригенных угленосных отложений, подстилающих нижнетриасовые туфогенные породы, в естественных обнажениях зафиксированы средне- и даже нижнепалеозойские породы. Во-вторых, в ряде скважин в окружении интрузивных пород встречены крупные (до нескольких сотен метров в поперечнике) блоки разновозрастных отложений, иногда в наклонном или перевернутом залегании, занимающие более высокое, чем на смежных участках, гипсометрическое положение (рис. 2). Интрузивные породы под такими блоками продолжают либо до забоя скважин на многие сотни метров, либо на некоторой глубине сменяются более молодыми, чем в нижней части блоков, стратиграфическими горизонтами. В-третьих, несмотря на значительно большую, чем на севере Тунгусской синеклизы, насыщенность всего разреза трапповыми, в том числе и мощными секущими интрузиями, излияние расплава на поверхность одновременно с накоплением туфогенного материала практически не происходило. При этом, судя по разрезам близко расположенных скважин (см. рис. 2), полости, заполненные магматическим расплавом с приподнятыми блоками осадочных пород, кверху заметно расширялись.

На основании изложенного можно полагать, что уровень максимального подъема магматического расплава на рассматриваемой территории не превышал поверхности палеорельефа, хотя многие заполненные магмой обширные раздвиги достигали ее. В таких раздвигих, видимо, происходило всплывание отщепленных от их стенок, сложенных более легкими осадочными породами крупных и мелких блоков, которые по мере перемещения вверх за счет движения самой магмы и соприкосновения друг с другом и стенками полости изменяли, иногда существенно, пространственную ориентировку. В ряде случаев, когда подобные раздвиги образовывали замкнутые системы, расположенные внутри них гигантские (измеряемые единицами и даже десятками километров в поперечнике) блоки могли также испытывать всплывание, пропорциональное разнице плотностей их и магматических расплавов. Естественно, что гигантские блоки первоначальную пространственную ориентировку изменяли значительно меньше, чем небольшие блоки внутри самих раздвигов, что и наблюдается в действительности (см. рис. 2).

Оценивая в целом условия проявления траппового магматизма в Тунгусской синеклизе, прежде всего необходимо отметить определенные различия в развитии областей накопления базальтовых покровов и туфогенных, особенно грубообломочных образований (рис. 3). В первой из них, охватывающей северо-западную часть Сибирской платформы, трапповый магматизм проявлялся на фоне опережающего прогибания палеоповерхности ниже уровня максимального подъема магматического расплава, что и обеспечивало его массовое излияние с формированием мощных базальтовых покровов. При этом трещины растяжения, по которым расплавы перемещались к поверхности, видимо, имели тенденцию к преимущественному расширению вниз по разрезу, что вполне закономерно в условиях прогибания. Область накопления грубообломочных туфогенных образований, возможно, сохраняла более высокое гипсометрическое положение в условиях общего растяжения. Формирующиеся при этом раздвиги, скорее всего, имели тенденцию к некото-

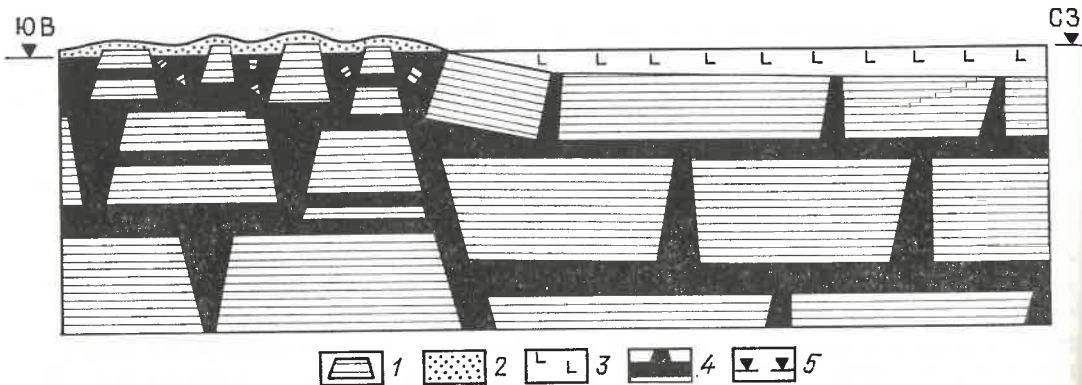


Рис. 3. Принципиальные модели внедрения трапповых интрузий:

1 — блоки осадочных пород; 2 — туфогенные образо-

вания; 3 — покровы базальтов; 4 — интрузии трапповой магмы; 5 — предельный уровень подъема магматического расплава

рому расширению вверх по разрезу. Вероятно, именно различия в соотношениях поверхности палеорельефа и уровня максимального подъема базальтового расплава во многом обусловили специфику его распределения в верхней части разреза дотрапповых (палеозойских) отложений.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что внедрение трапповой магмы сыграло весьма существенную роль в формировании структурного плана вмещающих пород. Наиболее значительные структурные перестройки были в пределах территории распространения мощной толщи туфогенных пород, где возникали условия, благоприятные для всплывания отдельных блоков относительно легких осадочных пород в трапповой магме. Опрокидыванию таких блоков кроме отмеченных выше условий всплывания, видимо, способствовало наличие в верхней их части более молодых трапповых тел, вызывающих неустойчивость центра тяжести.

Вместе с тем всплывание различных по величине блоков в магматической матрице, обусловленное, прежде всего, действием закона Архимеда, естественно, не приводило к формированию типичных тектонических поднятий. Приподнятые блоки были практически со всех сторон, исключая выхода на поверхность, окружены траппами, нередко образуя вытянутые или относительно изометричные участки гигантских брекчий. Очертания этих участков в плане определялись конфигурацией открывавшихся в результате интенсивного позднепермско-раннетриасового рас-

тяжения полостей, в которые устремлялась на пути к поверхности трапповая магма. Окруженные такими полостями блоки, иногда имеющие многие десятки километров в поперечнике, также могли всплывать, правда, как уже отмечалось, без заметных изменений первичного наклона пород. В основании подобных блоков формировались пластовые трапповые интрузии, мощность которых зависела от разницы массы блока и разновеликого ему объема магматического расплава. В зависимости от дизъюнктивной нарушенности блоков в ходе описанного процесса могли возникать дополнительные осложнения их структурного плана.

В заключение следует отметить, что известные на территории Тунгусской синеклизы взаимоотношения пермотриасовых трапповых интрузий и вмещающих палеозойских отложений можно вполне объяснить, не привлекая механизм активного подъема пород кровли, избыточным давлением магмы. В области распространения мощной толщи базальтовых покровов такой механизм вообще не проявлялся, а внедрение недифференцированных трапповых интрузий происходило на фоне интенсивного растяжения и погружения территории. За пределами ореола массовых излияний трапповой магмы, где уровень ее максимально возможного подъема не превышал поверхности палеорельефа, скорее всего, происходило всплывание отдельных блоков в расплаве большей плотности, а не их подъем при его нагнетании с избыточным давлением в замкнутые камеры. Нали-

чие последних в условиях растяжения и раскрытия большого количества трещин представляется маловероятным.

Определяющая роль растяжения в тектоническом режиме Тунгусской синеклизы в период массового проявления траппового магматизма подтверждается существованием в ее пределах интрузивных тел типа «дайка в дайке». Как известно, образование таких интрузий характерно для зон спрединга срединноокеанических хребтов, в которых господствуют условия растяжения. Подобные тела в виде многофазных интрузий выделялись в различных районах Тунгусской синеклизы задолго до появления термина «дайка в дайке». В 80-х годах этот термин применен С. А. Куренковым для секущих интрузий бассейна р. Нижняя Тунгуска [3]. Аналогичные интрузивные тела обнаружены нами на северо-востоке Тунгусской синеклизы в бассейне р. Аякли. Породы, вмещающие как единичные дайки, так и тела типа «дайка в дайке», как правило, не имеют признаков активного сжатия при внедрении расплава. Об условиях всестороннего растяжения свидетельствует также одновременность внедрения многих даек различного простирания, что отражается в однородности строения долеритов в узлах их пересечения.

Итак, нет никаких оснований ожидать в Тунгусской синеклизе широкого развития локальных поднятий, сформированных в перекрывающих толщах

в результате нагнетания трапповой магмы. Наблюдаемые случаи увеличения количества трапповых интрузий в пределах преимущественно пликтивных поднятий, вероятно, связаны с домагматическим образованием последних вследствие обычных тектонических процессов с последующим обрушением при внедрении магмы их ядра и сохранением формы изгиба наружных слоев за счет арочного эффекта. Преобладающей же формой изменения структурного плана вмещающих пород при внедрении трапповой магмы на фоне растяжения и подземного компенсирования прогибания являются разноамплитудные перемещения блоков, иногда со значительным изменением элементов залегания пород. В связи с этим и наблюдаются нередко значительные расхождения структурных планов над- и подинтрузивных горизонтов, которые до внедрения траппов залегают согласно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневикий С. А. Логанчинская астроблема в траппах Тунгусской синеклизы. — Новосибирск, 1984. (Препринт/ИГиГ СО АН СССР).
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы/А. С. Анциферов, В. Е. Бакин, И. П. Варламов и др. — М.: Недра, 1981.
3. Куренков С. А. Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов бассейна р. Нижняя Тунгуска//Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1436—1440.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.838

Современная магниторастведка

© Ю. С. Глебовский, В. Е. Никитский, 1990

Ю. С. ГЛЕБОВСКИЙ (НПО «Рудгеофизика»), В. Е. НИКИТСКИЙ (Мингео СССР)

Магниторастведка — метод решения геологических задач, основанный на изучении аномального магнитного поля, создаваемого горными породами, намагниченными под влиянием современного, а также древнего магнитного поля Земли. Выделяются региональное и

локальные аномальные поля на фоне материкового и нормального полей Земли, связанных в основном с глубинными источниками (ядром и мантией).

Магнитное поле Земли (МПЗ) меняется во времени с периодом от долей секунды до сотен лет. Магнитные

вариации необходимо учитывать, так как они вносят значительные искажения в результаты магнитных съемок. Измерения магнитного поля сопровождаются определением магнитных характеристик горных пород (намагниченности, магнитной восприимчивости).

Теоретические основы магниторазведки — законы и явления физики и геологии. Широко используются методы и приемы математики и математической физики. Техническая база магниторазведки — магнитоизмерительные приборы, основанные на различных физических принципах, а также вспомогательная аппаратура и оборудование. Современная магниторазведка включает наземные (пешеходные, автомобильные), морские, аэромагнитные, скважинные и в отдельных случаях шахтно-рудничные исследования.

Измеряемые параметры: модуль (численное значение) вектора магнитного поля Земли T (наземные, аэромагнитные, морские, реже скважинные измерения), приращение вертикальной составляющей поля ΔZ (пешеходные, скважинные наблюдения), другие компоненты магнитного поля (скважинные, реже пешеходные наблюдения). Кроме того, в лабораторных условиях по измерениям магнитного поля образцов пород вычисляются их намагниченность — индуктивная I_i , связанная с современным земным полем, и естественная остаточная I_n , созданная древним полем, а также магнитная восприимчивость χ . Магнитная восприимчивость может быть измерена и непосредственно на образцах пород, и на геологических обнажениях. Магнитные съемки сопровождаются измерениями геомагнитных вариаций (δT , δZ), что позволяет вводить поправки в результаты измерений МПЗ.

Магниторазведка комплексирована с другими геофизическими, а также геохимическими и геологическими методами: в рудной геофизике — наиболее часто с гравиразведкой и электроразведкой, в нефтяной — с гравиразведкой.

С участием магниторазведки решаются следующие основные геологические задачи.

1. Геотектоническое районирование и изучение фундамента платформ. Вычисляются глубины залегания и маг-

нитные свойства пород фундамента с выявлением основных форм рельефа его поверхности, определением господствующего простирания его структур, глубинных разломов и т. д.

2. Выделение и оконтуривание основных, ультраосновных и некоторых кислых и щелочных пород, их контактов, зон околорудных измененных пород; выявление и прослеживание тектонических нарушений; вычисление глубины залегания магнитных пород; изучение складчатой тектоники кристаллического фундамента для областей щитов. В последние годы в связи с повышением точности магниторазведки стало возможным картирование осадочных и других слабомагнитных пород.

3. Прямые и косвенные поиски магнитных разновидностей железных руд, а также рудных и нерудных месторождений (никеля, хрома, титана, алмазов и др.), связанных с основными и ультраосновными породами; цветных, редких и благородных металлов (свинца, олова, россыпного золота и платины и др.), в рудах которых имеются акцессорные содержания магнитных минералов; рудных скарновых месторождений (железа, вольфрама, молибдена, меди и др.), обогащенных, как правило, магнетитом; пьезооптических минералов (пьезокварца, исландского шпата, оптического флюорита), связанных с магнетитовой минерализацией, зонами дробления и интрузиями ультраосновных пород. Благоприятные объекты также алюминиевые руды, если они представлены магнитными разностями бокситов.

4. Участие в поисках нефти и газа путем решения ряда региональных задач (см. п. 1); выделение зон дислокаций платформенного чехла (по их связям с тектоникой фундамента); поиски соляных куполов и нефтегазоносных антиклинальных структур (создающих, как правило, слабые отрицательные аномалии), установление по пониженному полю мест расположения погребенных грязевых вулканов, с которыми иногда связаны залежи нефти и газа.

5. Определение возраста, корреляция и расчленение горных пород по их намагниченности (палеомагнитные исследования).

6. При поисках и разведке железорудных месторождений магнетитового состава магнитные измерения в скважинах дают возможность уточнять рудные интервалы и обнаруживать находящиеся в стороне или ниже забоя рудные тела. По измерениям в скважинах магнитной восприимчивости пород удается на основе наблюдаемых корреляционных связей оценивать процентные содержания магнетитового (а в отдельных случаях и «общего») железа в рудах.

Рассмотрим три примера применения магниторазведки для решения задач геокартирования с выявлением разрывных и пликвативных дислокаций.

На рис. 1 представлены эпицентры магнитных аномалий с вычисленными глубинами верхних кромок возмущающих тел одного из районов, имеющего двухъярусное строение. Крупный разлом выделен по магнитным данным на основе предложенного Н. М. Михайловым способа вариационных диаграмм рассчитанных глубин. Эти диаграммы показаны на рисунке ниже (для наглядности они даны по обе стороны от разлома). На диаграммах четко выявляются двухъярусное строение района, мощность нижнего яруса (около 1,5 км) и наличие сброса (по перепаду глубин) с амплитудой приблизительно 500 м. Приведенные рисунки схематические, в действительности, число аномалий и рассчитанных глубин гораздо большее.

Существуют различные варианты выявления разрывных дислокаций по характеру аномального магнитного поля (рис. 2): разрывное нарушение отражено в смещении изолиний (см. рис. 2, а); сброс с опущенным восточным крылом фиксируется как граница участков с разными градиентами поля (см. рис. 2, б) (аналогичная картина может наблюдаться и на контакте пород, отличающихся друг от друга по составу); изменение конфигурации поля при наличии двух кулисообразно залегающих даек диабазов, внедрившихся по разлому (см. рис. 2, в); по точкам перегиба в высокоградиентной зоне отмечается разрывная дислокация (см. рис. 2, г); сходная с рис. 2, в ситуация возникает, если вдоль разрывного нарушения происходили процессы, вызывающие образование пород

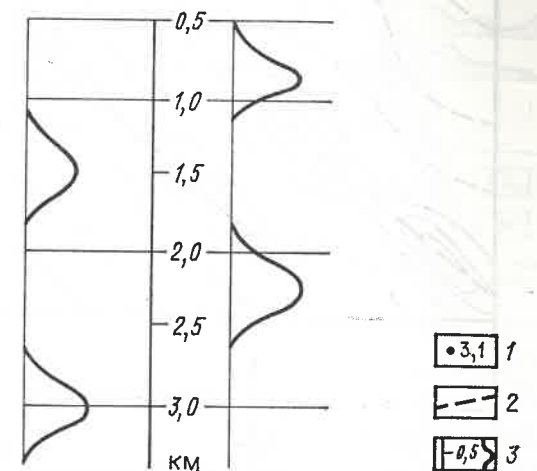
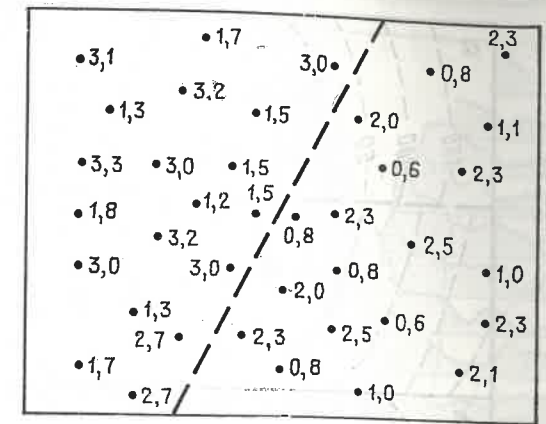


Рис. 1. Пример определения двухъярусного строения района по магнитному полю:
1 — эпицентры магнитных аномалий и вычисленные глубины верхних кромок возмущающих тел, км; 2 — линия разлома; 3 — вариационная диаграмма и рассчитанные глубины

с пониженной намагниченностью — влияние гидротерм, кварцевая минерализация и др. (см. рис. 2, д); случай из практики аэромагнитных съемок в Антарктиде (см. рис. 2, е): дайки долеритов, образовавшиеся в зоне дробления, отражены в виде единой интегральной аномалии, которая оконтуривает всю указанную зону без деталей (последние проявляются при укрупнении масштаба съемки).

На фрагменте карты графиков (ΔT)_a, построенной специалистами ПГО «Севзапгеология» для района, где по данным сейсморазведки зафиксирована антиклинальная структура, осевой части складки соответствует четкая отрицательная аномалия с амплитудой до 100 нТл (рис. 3). По поводу наличия отрицательных магнитных аномалий

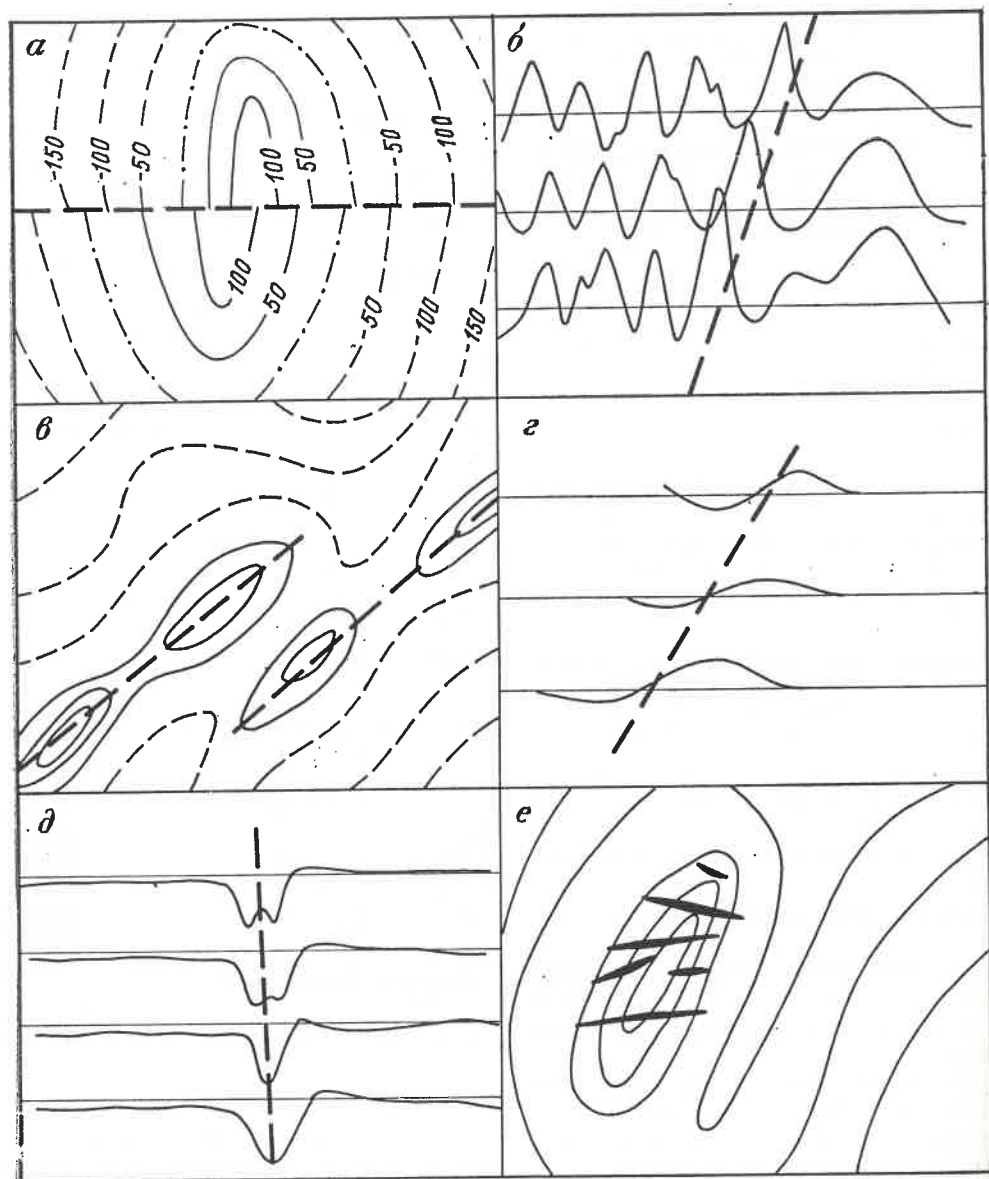


Рис. 2. Выявление разрывных дислокаций по характеру аномального магнитного поля:

a-e — варианты выявления разрывных дислокаций; 1 — изолинии магнитного поля положительные, нТл;

2 — то же, отрицательные, нТл; 3 — нулевая изолиния; 4 — графики магнитного поля; 5 — разрывные нарушения; 6 — дайки

над нефтегазоносными структурами имеется ряд гипотез. Согласно одной из них (В. М. Березкин, А. И. Лощаков, М. И. Николаев), над нефтегазоносными месторождениями могут наблюдаться сложные положительные, отрицательные или знакопеременные аномалии в зависимости от распреде-

ления первичного и вторичного магнетита, связанного с зонами окисления и восстановления, а также разуплотнений. Кроме того, возможно наличие источников магнитных аномалий ниже залежи, особенно в фундаменте. Так, если над залежью преобладает зона восстановления (характеризующаяся

пониженным содержанием железистых соединений), то может наблюдаться понижение магнитного поля.

Магниторазведка применяется почти на всех стадиях геологических работ, начиная с регионального геологического изучения территорий и кончая разведкой месторождений (в основном железорудных). На стадии крупномасштабных геологических съемок (с общими поисками) магниторазведка опережает (аэромагнитными съемками масштабов 1 : 50 000—1 : 25 000) или сопровождает (наземными магнитными съемками 1 : 10 000 и крупнее) их.

В. В. Бродовым предложена система магниторазведочных работ в рудных провинциях, согласно которой на стадии регионального геологического изучения производятся спутниковая и среднемасштабная аэромагнитная съемка, магнитные исследования сверхглубоких скважин, наземная детализация аэромагнитных аномалий, измерения в картировочных скважинах (магнитного поля и магнитной восприимчивости); на последующих стадиях — крупномасштабные аэромагнитные съемки, наземная детализация и оценка аэромагнитных аномалий; измерения в картировочных, проверочных, поисковых и разведочных скважинах, петромагнитные исследования, микромагнитные съемки.

Технологический процесс магниторазведочных работ включает: 1) измерение магнитных величин (с необходимым топографо-геодезическим обеспечением); 2) сбор и обработку результатов измерений; 3) составление карт и других графических изображений аномального поля; 4) геологическую интерпретацию полученных данных; 5) оформление и выдачу окончательных результатов работ.

В настоящее время все более широко проводятся унификация и автоматизация каждого этапа указанного процесса. Так, все современные аэромагнитометры имеют автоматическую цифровую запись; новые пешеходные магнитометры обладают твердотельной памятью, разгрузка которой производится в конце рабочего дня на магнитный носитель; внедряются полевые обрабатывающие устройства для предварительной обработки первичной цифровой информации с возможностью

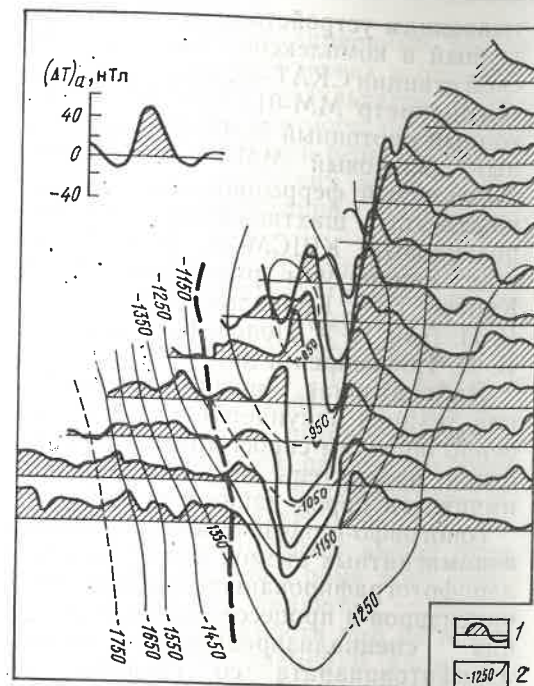


Рис. 3. Фрагмент карты графиков магнитного поля для района, где по данным сейсморазведки зафиксирована антиклинальная структура:

1 — графики магнитного поля, нТл; 2 — стратоногинсы, м

автоматического построения графиков магнитного поля; разработаны математическое обеспечение и соответствующие системы программ для обработки и численной интерпретации магниторазведочных данных на полевых устройствах, а также на стационарных ЭВМ.

Аппаратурная база магниторазведочных работ совершенствуется. Основной магнитоизмерительной техникой для аэромагнитных, пешеходных и морских съемок являются протонная (на принципе взаимодействия магнитных моментов протонов рабочего вещества с измеряемым магнитным полем) в варианте динамической поляризации ядер (ДПЯ); квантовая, работающая на основе эффекта Зеемана в варианте так называемой оптической накачки. Для скважинных измерений по-прежнему используются феррозондовые устройства (измерение поля) и индукционные (измерение магнитной восприимчивости). Имеются также и скважинные протонные магнитометры.

Из новых можно назвать следующие магнитометры: протонный аэромагнитометр ММВ-215 с наземным обраба-

тывающим устройством МОЛ-601, протонный в комплексной аэрогеофизической станции СКАТ-77, квантовый аэромагнитометр ММ-01 (ММС-306), пешеходный протонный ММП-203, пешеходный квантовый ММ-60 (ММП-304), скважинный феррозондовый МСКЦ-1, комплексный шахтно-скважинный феррозондовый КШСМ-38. Разработкой этой аппаратуры руководили С. Я. Квитко, Г. С. Кривулин, В. С. Цирель, В. П. Пак, А. А. Попов, Е. А. Баринев, В. Н. Пономарев и др.

Лабораторная магнитоизмерительная техника закупается в ЧССР, особенно большим спросом пользуется левой измеритель магнитной восприимчивости пород каппаметр КТ-5.

Топографо-геодезическое обеспечение аэромагнитных съемок осуществляется аэрофотографированием характерных ориентиров в процессе полета (последняя специализированная модель аэрофотоаппарата со сверхширокоугольным объективом — АФА-ГА), применением радиогеодезической системы АРГС и некоторых других, а в отдельных случаях — доплеровских навигационных систем. Однако этой вспомогательной аппаратуры не хватает. В перспективе — применение инерциальных систем и привязка по трем координатам с использованием спутников. Сейчас третья координата — высота полетов — определяется с помощью радио и барометрических высотомеров с недостаточной точностью. Очередная задача — внедрение лазерных высотомеров.

Тираж и качество изготовления основной и вспомогательной аппаратуры для магниторазведки не полностью удовлетворяют исполнителей съемок. Они не всегда имеют возможности выбора приборов, наилучшим образом отвечающих условиям и задачам работ. Очень серьезный недостаток аппаратного обеспечения — отсутствие серийного выпуска высокоточных, быстроедействующих магнитовариационных станций для проведения высокоточной аэромагниторазведки.

Маршруты всех видов магнитных съемок располагаются обычно параллельно друг другу и вкрест предполагаемому простиранию аномалий или основных геологических структур. Высота полета и межмаршрутные рас-

стояния выбираются с учетом глубины залегания намагниченных пород, размеров и интенсивности аномалий, точности магнитоизмерительной аппаратуры и др. Для учета геомагнитных вариаций, помимо наблюдений с магнитовариационными станциями, используют измерения опорной сети, которые служат также для исключения других видов помех и приведения всех результатов измерений к единому отсчетному (нулевому) уровню.

Результаты аэромагнитных, а также наземных измерений на больших площадях приводятся к единому уровню поля, и при построении карт — к определенной геомагнитной эпохе. При вычислении аномальных значений поля используют единое нормальное магнитное поле, уровень которого на отдельных площадях приходится менять для выделения местных локальных аномалий (т. е. строить карты аномалий относительно местного базисного поля).

Для достижения высокой точности, сопоставимости и геологической информативности магнитных съемок большое значение имеет методика работ. Важнейший ее раздел — исключение различных помех, источников которых (особенно при аэромагниторазведке) много, причем в настоящее время нужно учитывать факторы, которые ранее (при более низкой точности работ) не играли существенной роли. Большое внимание уделяется составлению и последовательному обновлению инструктивных документов. Имеется общая инструкция по всем видам магниторазведки, недавно изданы методические указания по работе с квантовой аппаратурой, обновляются методические рекомендации по магнитной картографии, подготовлен новый справочник по магниторазведке. Цель их — обеспечить сопоставимость и высокое качество данных магниторазведки.

Процесс интерпретации обычно начинается с качественного анализа полученного материала с использованием карт и графиков МПЗ: изучаются распределение магнитного поля на площади съемки, его амплитуды, градиенты, изрезанность графиков, взаимоотношение аномалий. При этом получают предварительные пространственные рабочие модели геологического строения

района и выбирают аномалии и маршруты для количественной интерпретации. Применительно к характеру конкретных объектов и к особенностям самих результатов съемок (учитывая, например, точность измерений и отклонения от прямолинейности маршрутов) подбирают рациональные способы расчетов.

Количественная интерпретация осуществляется с применением ЭВМ. Исходные данные — материалы съемок, полученные после ввода поправок и записанные на машинные носители в цифровой форме. Результаты расчетов получают тоже в цифровой форме, выводят на графопостроители и (или) наблюдают на дисплеях. Работа интерпретатора с ЭВМ в активном диалоге часто дает дополнительную ценную информацию. В ряде ситуаций качественная и количественная интерпретация аномалий (ΔT)_a могут быть существенно дополнены при анализе различных трансформант МПЗ и результатов разделения полей, например, остаточных аномалий. Результаты количественной интерпретации, полученные на площади участка, обычно переносятся на исходную карту МПЗ, что позволяет соотнести их с отдельными аномалиями и с общей первичной моделью строения района, выбранной на основе качественного анализа. По совокупности этих материалов с привлечением данных других геолого-геофизических методов уточняется модель строения участка и данные об отдельных намагниченных телах.

Разработка методов количественной интерпретации, начатая в СССР еще в 20-х годах крупным ученым и педагогом В. И. Бауманом, продолжается до настоящего времени, и в этом направлении советские геофизики опережают специалистов других стран. Сейчас советскую школу численной интерпретации магнитных аномалий возглавляет В. Н. Страхов. Существуют оригинальные методы расчета параметров намагниченных тел (глубин верхней и нижней кромки, горизонтальной мощности, магнитных свойств и др.). Широко применяются различные варианты метода подбора, т. е. сравнения наблюдаемых и теоретических полей, рассчитанных для предполагаемых моделей возмущающих тел. При

этом используются априорные (опорные) сведения об объектах и оценивается достоверность результатов. Метод особых точек магнитного потенциала высокоэффективен при решении разнообразных геологических задач, в том числе при интерпретации сложных магнитных полей.

По вопросам интерпретации имеется обширная литература, причем в последние годы на эту тему опубликованы монографии Г. А. Трошкова и А. А. Грозновой (1985), Г. П. Тафеева и К. П. Соколова (1981), не имеющие аналогов в мировой литературе. Однако нет обобщающей работы по сравнительному анализу возможностей основных методов качественной интерпретации, что затрудняет выбор оптимальных вариантов. Кроме того, сложными вопросами являются определение уровня относимости при регистрации крупных по размерам аномалий, а также выделение региональных аномалий из наблюдаемого поля.

Анализ статей и отчетов геологических предприятий показывает, что в последние два — три десятилетия и в СССР и за рубежом накоплен огромный опыт качественной интерпретации аномальных полей для самых разнообразных условий. Однако обобщений и руководств по этому вопросу пока нет и составление их — одна из актуальных задач ближайших лет.

Поскольку интерпретация осуществляется по материалам магнитных измерений, предварительно освобожденным от различных видов помех и приведенным к единому отсчетному (нулевому) уровню, причем с использованием карт и графиков аномального поля, на эффективность магниторазведки существенно влияет качество обработки результатов измерений на ЭВМ и информативность карт МПЗ. Для этого разработаны и применяются соответствующие системы программ, что позволило не только сократить затраты времени вычислителей и интерпретаторов, но и решать задачи и применять приемы, вообще недоступные без привлечения ЭВМ. Однако существующие системы программ обработки данных магнитных съемок не унифицированы. Обработка на ЭВМ одного и того же исходного материала в разных предприятиях дает существенно

разные, не сопоставимые результаты. Следовательно, необходимо создание единой системы обработки данных магнитных съемок со сменными программами, позволяющими варьировать обработку применительно к конкретным условиям и задачам. В нее нужно включить программы наиболее перспективных и широко апробированных методов интерпретации.

Опыт советских геофизиков в области магнитной картографии (МК) уникален. Еще в 50-х годах на основе работ классиков отечественной геофизики и экспериментальных работ с материалами аэромагнитных съемок были разработаны единые правила построения карт МПЗ среднего и мелко-го масштабов. К началу 70-х годов на территорию практически всей страны по этим единым правилам были построены карты (ΔT)_a масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 и изданы сводные карты (ΔT)_a масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000*. Эти карты имели большое значение при решении важнейших геологических задач, в том числе они использовались при подготовке к изданию геологических и тектонических карт, при металлогеническом прогнозировании и др.

Переход к высокоточным детальным площадным съемкам потребовал пересмотра методики составления магнитных карт. Опубликована подготовленная во ВСЕГЕИ новая инструкция по составлению мелкомасштабных карт МПЗ. Составлены методические указания по средне- и крупномасштабной магнитной картографии. Этот раздел претерпел наиболее существенные изменения, относящиеся, прежде всего, к составлению сводных карт (создание региональных опорных сетей, выбор полей относимости и др.). В мировой практике в МК наметился ряд прогрессивных тенденций, связанных в основном с применением ЭВМ. В частности, установлено, что для извлечения наиболее полной геологической информации полезно строить комплекты карт МПЗ (карты не только (ΔT)_a, но и различных трансформант поля и результатов его разделения при различных полях относимости в зависимости

* Аналогичные карты для территории США были построены значительно позднее.

от условий и задач работ и на основе интерактивного использования ЭВМ.

Дальнейшее повышение эффективности всех видов магниторазведочных работ определяется правильностью планирования каждого метода, а также всего комплекса геолого-геофизических работ. При аэромагнитных съемках (АМС) следует предусматривать большой опыт наземных проверочных работ, которые, как показывает опыт, существенно расширяют возможности геологического истолкования и надежность результатов АМС. Очень важно, чтобы изучались не отдельные малые участки, а сплошные большие площади в короткие сроки с составлением сводных карт МПЗ. Это необходимо для получения однородных (сопоставимых) и наиболее точных результатов АМС.

Отечественная магниторазведка создана усилиями многих специалистов — перечислить даже самых выдающихся из них в краткой статье невозможно. Назовем лишь тех, кто заложил основы этого метода: В. И. Бауман, П. П. Лазарев (работы на КМА и теоретические исследования), И. М. Бахурин, Д. С. Миков (методы интерпретации), Н. В. Розе (генеральная магнитная съемка СССР, теория метода), Б. М. Яновский (аппаратура, методика, теория магнитометрии), Т. Н. Симоненко (теория метода, магнитная картография) и, конечно, А. А. Логачев, который основал аэромагниторазведку, разработал вопросы теории и методики ряда ее модификаций. Все они подготовили многих специалистов-магниторазведчиков и являются авторами книг и учебников, используемых до настоящего времени. Напомним также о В. А. Шпаке, выполнившем впервые магнитные измерения в скважинах, М. М. Иванове и А. М. Карасике — одних из первых морских магнитометристов.

Магниторазведка — первый геофизический метод, примененный для решения геологических задач. Это наиболее дешевый и скоростной метод исследования больших территорий, отличающийся глубиной до 15—30 км. Он по-прежнему широко применяется и постоянно совершенствуется. В середине 70-х годов начался новый этап в развитии магниторазведки — ее аппа-

ратуры, методики и теории, который привел к резкому расширению круга решаемых ею задач. Широкий переход к крупномасштабным аэромагнитным съемкам и резкое повышение точности наземных и воздушных съемок позволяют теперь изучать тонкую структуру магнитного поля, картировать осадочные породы. Это повысило роль метода при поисках нефтяных, угольных и рудных месторождений, позволило решать даже такие задачи, как картирование россыпей и выявление концентраций золота по сопутствующим ему магнитным минералам. Отметим также уникальное техническое решение и методику магнитных исследований сверхглубоких скважин (В. Н. Пономарев, В. П. Кальварская).

Основные пути дальнейшего совершенствования метода коротко указаны выше. Чрезвычайно важно, однако, чтобы дальнейшее развитие метода осуществлялось системно, охватывало все его элементы — основную и вспомогательную аппаратуру, методику, картографию, теорию интерпретации, вопросы, связанные с применением ЭВМ и с планированием, поскольку все они взаимно связаны.

Особое внимание необходимо обратить на следующие узловые проблемы: повышение точности прокладки маршрутов аэромагнитной съемки и точное определение трех координат точек измерений; наиболее перспективно в этой области применение спутников; разработка и выпуск достаточного числа вспомогательной аппаратуры, в первую очередь магнитовариационных станций, автоматизированных радио-

геодезических систем и специальных аэрофотоаппаратов;

разработка измерительной аппаратуры, дающей дополнительную информацию о магнитном поле — аэроградиентометров, компонентных магнитометров;

выпуск специальных модификаций самолетов и вертолетов с заменой отдельных магнитных элементов их конструкции на немагнитные (для уменьшения помех);

создание единых систем программ обработки данных наземной, аэромагнитной и гидромагнитной съемок на ЭВМ со сменными программами;

разработка практического руководства по геологическому истолкованию результатов магниторазведки, включающего рекомендации по качественной интерпретации, выбору методов количественной интерпретации применительно к особенностям съемок и задач, с приложением соответствующих алгоритмов или пакетов программ для ЭВМ;

улучшение территориального планирования магниторазведочных работ;

уточнение нормативных документов (в первую очередь СУСН), поскольку существующие уже не отражают реальные условия выполнения современной магниторазведки;

разработка методики численного моделирования аэромагниторазведки для повышения надежности выбора всех элементов методики съемки, обработки ее результатов и методов интерпретации.

Принята редколлегией 26 июня 1989 г.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 553.065(571.66)

© Коллектив авторов, 1990

Использование трития при исследовании Мутновской геотермальной системы

Ю. Б. СЕЛЕЦКИЙ, С. В. ОСТАПЕНКО, Н. С. ОТМАН (ВСЕГИНГЕО),
В. В. РОМАНОВ (ИВП АН СССР),
А. А. МОЛЧАНОВ, Н. В. ПЯТНИЦКИЙ, (ВСЕГИНГЕО)

Изотопный состав как водной, так и растворенной составляющих гидротерм Мутновской геотермальной системы определялся различными исследовате-

лями [1—4, 6—8 и др.]. Однако концентрация трития при этом уделялось недостаточное внимание, хотя этот радиоактивный изотоп водорода более

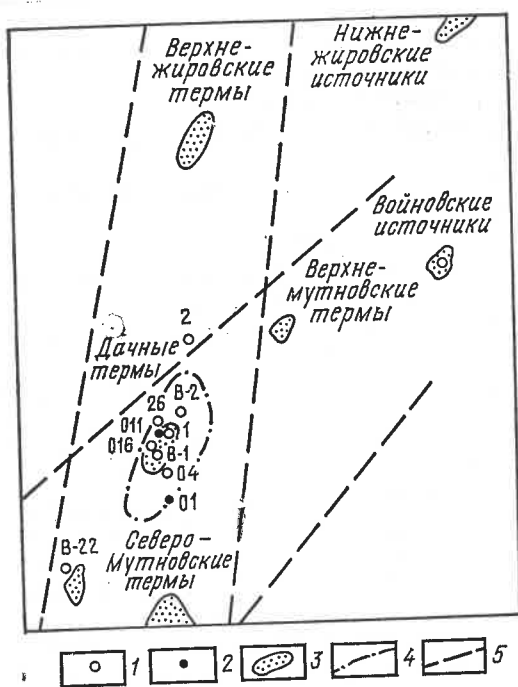


Схема размещения опробованных водопунктов Мутновского месторождения:

1 — скважины наблюдательные; 2 — скважины нагнетательные; 3 — зоны развития термальных источников и паровых струй; 4 — область развития пароконденсатной зоны Дачного участка; 5 — региональные разломы

«контрастен» в данных условиях, чем другие изотопы воды — растворителя (дейтерий и кислород-18).

Мутновское месторождение, расположенное в 70 км к югу от г. Петропавловска-Камчатского — типичный представитель высокотемпературной парогидротермальной системы (рисунок). Формирование его связано с наличием конвективного потока высокотемпературных подземных вод, поднимающегося с глубин 6—8 км [9]. В разрезе месторождения, изученного бурением до глубин 2 км, выделяются три водоносных комплекса.

К верхней части разреза (+800...+400 м) приурочен регионально распространенный водоносный комплекс, содержащий низкотемпературные воды. Изолинии напоров подземных вод комплекса повторяют в сглаженной форме характер рельефа, разгрузка подземных вод осуществляется в местную гидросеть рек Фальшивая и Жировая.

На абсолютных отметках +400...—100 м развит двухфазный парожидкостный комплекс, приуроченный к

центральной, наиболее прогретой области месторождения. Формирование двухфазного водоносного комплекса обусловлено вскипанием термальных вод восходящего потока.

Ниже отметки —100 м прослеживается водоносный комплекс перегретых вод в жидком состоянии с температурой до 310 °С.

Подземные воды трех указанных водоносных комплексов находятся в сложном термогидродинамическом взаимодействии, так как четких водоупоров, разделяющих их, разведочными работами не установлено. Некоторые вопросы этого взаимодействия позволяют решить исследования, изложенные в данной статье.

В 1985—1987 гг. в разреженном режимном плане отбирались пробы на определение трития из опорных скважин каждого из выделенных водоносных комплексов (таблица). Сква. 1 характеризует нижний комплекс перегретых вод, сква. В-2 и 26 — двухфазный пароконденсатный комплекс, сква. 2 — верхний комплекс низкотемпературных вод. Кроме того, в 1987 г. получена информация по ряду новых водопунктов, опробованных единожды. Сква. 016 каптирует пароконденсатную зону участка Дачный. Сква. 01 приурочена к самой верхней зоне нижнего комплекса перегретых вод, близко к уровню кипения. Сква. В-22 характеризует пароводяной коллектор нового участка Вулканный, сква. Войновская, как предполагается [1, 9] — зону выклинивания (на низких отметках) вод первого комплекса.

Предваряя рассмотрение фактического материала, подчеркнем, что изотопы воды-растворителя (дейтерий, кислород-18 и тритий) при исследованиях, направленных на изучение теплоэнергетических свойств термальных вод, наиболее предпочтительны, поскольку конвективный теплоперенос осуществляется именно водой-растворителем — основной по массе и объему составляющей термальных вод, а не растворенными в ней веществами, занимающими в массе воды доли процента.

Концентрации трития в водах измерялись сцинтилляционным методом с предварительным электролитическим обогащением проб. Пробы 3—5, 10, 11,

Результаты определений концентраций трития в водах Мутновского месторождения

Номер пробы	Скважина, интервал опробования, м	Дата отбора	Концентрация трития, ТЕ
1	1, 804—1523	16.08.85	0,0±1,5
2		26.09.85	0,0±1,5
3		30.12.85	0±2
4		31.03.86	2±2
5		28.07.86	10±4
6		22.09.86	10,0±2,1
7		20.09.87	0,7±2,0
8	В-2, 580—618	16.08.85	0,0±1,5
9		29.09.85	0,0±1,5
10		31.03.86	0±2
11		28.07.86	0±2
12		22.09.86	0,0±2,1
13	26, 360—466	21.09.87	0,0±1,9
14		16.08.85	0,0±1,9
15		28.07.86	5±3
16		22.09.86	0±2
17		21.09.87	0,0±2
18		23.09.86	42±4
19		2, 50—150	26.08.85
20	2, 150—250	23.09.86	19±3
21	016, 536—832	26.07.87	0±1
22	01, 1141—1195	9.09.87	16±1
23	В-22, 224—328	3.09.87	0±1
24	Войновская	19.09.87	11,4±1

15, 16, 20, 23, 24 были проанализированы под руководством В. В. Романова (ИВП АН СССР), пробы 1, 2, 6—9, 12—14, 17—Н. В. Пятницким (ВСЕГИНГЕО). При исследовании проб 21—24 электролитическое обогащение проводилось во ВСЕГИНГЕО, радиометрия — в ИВП АН СССР.

За весь период наблюдений концентрации трития в термальных скважинах находились на уровне нулевых за исключением двух определений, объяснение которым дадим ниже. Такие концентрации свидетельствуют о том, что термальные воды месторождения имеют достаточно большое время водообмена.

Абсолютное датирование подземных вод по тритию, характеризующее время водообмена, обусловленного поступлением атмосферных осадков или поверхностных вод с приблизительно постоянной концентрацией его во времени и расходом за счет подземного стока (а также испарения и транспирации), было возможно до начала термоядерных испытаний [5]. Поступление бомбового трития, имеющее харак-

тер отдельных импульсов, привело к необходимости привлечения новых моделей. Для расчета возрастных характеристик подземных вод на основе интерпретации концентраций трития используются модели поршневого вытеснения, диффузионного переноса и полного перемешивания [5], причем природные условия аппроксимируются одной из названных моделей. Основная возрастная характеристика в этом случае — среднее время пребывания воды в гидрогеологической системе.

Использовать поршневую модель или модель диффузионного переноса в данном случае невозможно, поскольку нет необходимых для расчета сведений (коэффициентов диффузии, пространственно-временных распределений трития в направлении от предполагаемой области питания).

Однако уравнение для поршневой модели преобразуется в обычную экспоненциальную зависимость радиоактивного распада [5]:

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t}$$

Кроме того, известно [10], что поршневая модель и модель полного перемешивания — два крайних случая при определении времени пребывания. Действительно, например, при $C_t/C_0=0,01$ время пребывания по поршневой модели составляет около 5 лет, а по модели полного перемешивания — около 100 лет. Однако других методов расчета не существует.

Если принять во внимание, что последние «добомбовые» осадки имели место в 1951 г., то можно утверждать, что естественная активность (между 4 и 20 ТЕ) уменьшилась к 80-м годам до 1—4 ТЕ [10], т. е. такие значения могут быть в рамках поршневой модели. Нами получены нулевые содержания трития для термальных вод и пара, поэтому в рамках поршневой модели мы можем считать, что «возраст» вод не менее 33—35 лет (1987—1952 = 35, 1985—1952 = 33).

В рамках модели полного перемешивания для тех же данных определяются большие времена пребывания. Взяв в основу расчетов эту модель, полагаем примерное соответствие содержания трития в воде каждого водопункта тому его содержанию, которое наблюдается в любой точке водо-

носной системы, как в плане так и в разрезе, т. е. принимается, что в водоносной системе происходит мгновенное перемешивание разновозрастных вод с различными концентрациями трития, поступающими в систему. Подчеркнем, что время пребывания τ рассчитывается для каждой системы, представленной конкретным водопунктом, отдельно. Концентрация трития на выходах из таких систем выражается как

$$C_{\text{пр}(\theta)} = \sum_{t=0}^{\tau} C_{\text{ос}(\theta-t)} e^{-\lambda t} \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{T}}$$

где $C_{\text{пр}(\theta)}$ — (концентрация трития на выходе системы в год опробования θ ; t — количество лет, прошедших с момента входа атмосферных осадков определенного года в систему до года опробования; $C_{\text{ос}(\theta-t)}$ — концентрация трития в атмосферных осадках $(\theta-t)$ -го года (на входе системы); T — количество лет, прошедшее от первых термоядерных испытаний до года опробования θ ; $e^{-\frac{t}{T}}$ — относительное количество воды с возрастом t (относительно θ) в системе.

Прежде чем использовать указанное уравнение необходимо получить сведения о концентрациях трития в атмосферных осадках за годы, предшествующие отбору проб. За период 1953—1973 гг. [3] они были найдены методом пространственно-временной интерполяции и экстраполяции на основе изолиний по планете в целом средне-взвешенных за год концентраций трития в атмосферных осадках, режимных данных по Токио, данных по Центральной Европе за период 1953—1965 гг. и первых данных по Петропавловску-Камчатскому. С 1974 г. использованы сведения по станции Петропавловска-Камчатского. Таким образом получены «входные» концентрации трития (ТЕ) для Южной Камчатки за период 1953—1986 гг.:

1953	32	1964	1337	1975	79
1954	212	1965	509	1976	63
1955	52	1966	280	1977	88
1956	116	1967	171	1978	62
1957	88	1968	130	1979	45
1958	341	1969	124	1980	40
1959	400	1970	118	1981	39
1960	140	1971	117	1982	25
1961	152	1972	40	1983	27
1962	632	1973	47	1984	~24
1963	2160	1974	76	1985	~22
				1986	~20

Рассчитанные по выше приведенному выражению «выходные» концентрации трития при задаваемых τ следующие:

τ , лет	$C_{\text{вых}}$, ТЕ
15	48,4
20	47,9
30	42,9
50	32,9
100	20,0
250	9,0
500	4,6

Сравнивая конкретные значения выходных (для водопунктов) концентраций трития с рассчитанными, можно резюмировать, что в рамках модели полного перемешивания нулевые концентрации трития соответствуют временам водообмена более 500 лет.

Как уже подчеркивалось, значения среднего времени пребывания термальных вод, рассчитанные в рамках каждой из моделей, приближенные и весьма существенно различающиеся. Степень приближения их к истинным значениям определяется степенью соответствия выбранной модели природной обстановке.

Результаты по концентрациям трития не противоречат оценке цикла водообмена для вод скв. 1—5 тыс. лет [1], полученной по гелий-неоновому и гелий-аргоновому методам.

К сожалению, для изучаемых термальных вод ни один из методов не может считаться идеальным.

Действительно, тритиевый метод имеет недостаточно протяженную «возрастную шкалу», а методы, использующие соотношения благородных газов, рассматривают не теплоноситель, а растворенные в нем газы, геохимическая история которых не совпадает с историей самой водной массы. Однако нет оснований считать, что радиоуглеродный метод, рекомендуемый для данных условий в работе [1], может дать более точные результаты. Наоборот, в условиях, когда карбонатная система термальных вод генетически связана с глубинной углекислотой (об этом, по нашему мнению, свидетельствуют значения $\delta^{13}\text{C} = -8 \dots -6 \text{‰}$, приводимые в той же работе), радиоуглеродный возраст таких вод даже при современном их формировании может превышать десятки тысяч лет из-за подавляющего превалирования глу-

бинной углекислоты (безрадиоуглеродной) над почвенной.

Несмотря на ориентировочный характер полученных возрастных оценок, предположение о местном источнике воды на месторождении (проникающей сверху непосредственно с его территории) находится в явном противоречии с ними. В то же время изотопные данные не противоречат представлениям о том, что образование термальных вод происходит в результате поступления метеогенных вод «регионального» потока со стороны области питания (кальдера вулкана Горелого и северные склоны вулкана Мутновского) к нагретому магматическому телу и что этот поток состоит из древних (в масштабах тритиевой шкалы) вод.

Представления о выклинивании «регионального» потока в виде отдельных источников, в том числе Войновских и Нижнежировских к северо-востоку от Дачного участка [1, 9], являющегося «единым» с Дачными гидротермами, не подтверждаются концентрациями трития в названных водопунктах. Поскольку последние расположены вниз по предполагаемому потоку вод, то приуроченные к ним термы должны быть «старше» Дачных терм. Однако концентрации трития в Войновской скважине 11 ТЕ (см. таблицу) и Нижнежировских источниках 54 ТЕ [3] свидетельствуют об обратном соотношении «возрастов» сравниваемых вод. Следовательно, полную их принадлежность к одному потоку констатировать нельзя. Эти источники, по нашему мнению, имеют самостоятельную или дополнительную область питания, расположенную, вероятно, на небольшом удалении от их выхода.

Рассмотрим данные о концентрациях трития в холодных водах Дачного участка. Резкое увеличение концентраций трития в холодных водах (относительно термальных) — десятки ТЕ против нулевых значений — свидетельствует об их совершенно ином происхождении. Оно может объясняться «молодостью» вод, меньшей степенью связи с региональным потоком и формированием не в отдаленных областях питания, а возможно, вблизи места локализации месторождения. Однако обращает внимание тот факт, что холодные подзем-

ные воды в интервалах как 50—150 м, так и 150—250 м (первое определение) содержат больше трития, чем атмосферные осадки последних лет. Это свидетельствует о том, что скв. 2 выводит из каждого интервала воды, хотя и значительно более молодые по сравнению с термальными, но не «сиюминутного» формирования. Если аппроксимировать динамику этих вод моделью поршневого вытеснения, то, по видимому, в моменты отбора проб разгружались воды, в составе которых существенную роль играют образовавшиеся из атмосферных осадков 1978 г. и старше, т. е. их возраст — не менее 10 лет. Иначе, с учетом радиоактивного распада значения 42 и 50 ТЕ не могли иметь места в 1985—1986 гг.

Используя фактические данные по фильтрационным свойствам K (0,1 м/сут), градиенту напора I (0,1) и пористости h (0,03) верхнего водоносного комплекса низкотемпературных вод [9], несложно определить истинную скорость подземных вод, а затем и время продвижения от области питания (отроги сопки Скалистой) до скв. 2 ($l = 1000$ м), через которую происходит свободный самоизлив:

$$t = l/v = \frac{lh}{KI} \approx 10 \text{ лет.}$$

Таким образом, рассчитанный исходя из гидродинамических соображений, срок пребывания подземных вод в верхнем комплексе (10 лет) хорошо согласуется с данными изотопных исследований.

Если аппроксимировать условия питания холодных вод моделью полного перемешивания, то время водообмена для них составляет 15—30 лет.

Что касается проб вод из интервала 150—250 м, то практическое совпадение концентраций трития в них и атмосферных осадках данного года может свидетельствовать о быстрой инфильтрации (или инфлюации) последних в сформировавшуюся к этому времени воронку депрессии. Однако для подтверждения этого предположения необходимы дополнительные наблюдения.

Рассмотрим два определения, когда концентрация трития в водах из скв. 1 и 26 отличалась от нуля (см. таблицу). Они приурочены к одному дню —

28 июля 1986 г. Как стало известно* (после получения этих данных), при бурении скважины 011 в интервале 1280—1332 м была вскрыта 13—23 июля 1986 г. зона поглощения, в которую было закачено 15 тыс. м³ промывочной жидкости при скорости ее поглощения до 40 кг/с, которая, естественно, является современной метеогенной водой с концентрацией трития, очевидно, около 20 ТЕ. Миграцией промывочной жидкости и объясняется появление отличных от нулевых концентраций трития. Более высокие концентрации трития наблюдались в воде из скв. 1, ближайшей (в 160 м) к скв. 011, меньшие — к паре скв. 26, более удаленной. Наконец, в паре самой удаленной скв. В-2 не обнаружены следы влияния закачки промывочной жидкости.

К сожалению, неизвестно время начала «всплеска» (т. е. появление значимых концентраций трития вместо нулевых) и прохождения пика концентрации трития в скв. 1, 26, что мешает определению скорости движения воды. Однако, исходя из расстояния и даты начала закачки и принимая даже, что закачиваемая вода поступила только в день отбора пробы на тритий, получим, что скорость продвижения воды от скв. 011 до скв. 1 $v = l/t = 200/15 = 13$ м/сут, а от скважины 011 до скважины 26 $v = 840/15 = 56$ м/сут. На самом деле истинные скорости представляются большими.

На первый взгляд эти ориентировочные значения слишком велики. Однако результаты индикаторных исследований на ряде заребужных месторождений парогидротерм (например, Лардерело в Италии и Гейзеры в США) [11—13] дают аналогичные или даже большие скорости.

Последующие (менее чем через месяц) определения трития в скв. 1 и 26 опять дали нулевые значения трития, что подтверждает указанную искусственно созданную причину «всплесков» концентраций его в водах названных скважин, а не естественный процесс проникновения холодных поверхностных и подземных вод в термальный резервуар.

* Сообщение А. В. Кирюхина (ИВ ДВНЦ СО АН СССР) на основании итогов опытных нагнетаний, проводимых Камчатской гидрогеологической экспедицией.

Весьма важный вывод из обнаружения в пароводяной смеси скв. 26 холодных атмосферных вод, закачиваемых на забой (зона перегретых вод) скв. 011 — установление не только тесной гидравлической связи, но и быстрого массообмена подземных вод средней (пароконденсатной) зоны и нижнего комплекса перегретых вод.

Определения трития для тех же водопунктов (скв. 1, В-2, 26) через один и два года (см. таблицу), в течение продолжающихся выпусков показали, что молодые (в пределах тритиевой шкалы) воды не зафиксированы на забое скважин.

На тритий были проанализированы также воды водопунктов, не опробованных ранее (пробы 21—24). В водах самой продуктивной по пару на месторождении скв. 016 и скв. В-22 на Вулканном участке тритий отсутствует, что не отрицает сходных условий в формировании теплоносителя здесь и в трех ранее рассмотренных скважинах.

Однако результат определения трития в паровой фазе скважины 01, характеризующей границу пароконденсатной зоны и зоны перегретых вод (интервал 1156—1195 м), оказался неожиданным: 16 ТЕ. Это может быть объяснено тем, что во второй декаде июля 1987 г. (сообщение А. В. Кирюхина) скв. 04, находящаяся в 280 м от скв. 01, вскрыла в интервале 1865—2045 м несколько зон поглощения. Интенсивность поглощения жидкости достигала 23 л/с, а в общий объем его составил 29 тыс. м³. Между окончанием закачки (27 августа) и отбором пробы из скв. 01 прошло 13 дней. Однако сама закачка велась до этого более чем полтора месяца, поэтому скорость движения закачиваемой воды в направлении скв. 01 составляет максимум 1095/13 ≈ 84 м/сут и минимально 1095/90 ≈ 12 м/сут.

Подытоживая изложенное, подчеркнем следующие основные позиции, важные для понимания условий формирования подземных вод (термальных и холодных) Мутновского месторождения:

относительно большие времена пребывания в резервуаре термальных вод и пара (превышающие возможности тритиевой хронологической шкалы):

не менее 30 лет в рамках поршневой модели и сотен лет — в рамках модели полного перемешивания;

поступление метеорных вод, формирующих перегретые воды и пар, из относительно удаленной области питания;

отсутствие непосредственного питания термальных вод нижнего комплекса и парогазоконденсатной зоны подземными водами верхнего охлажденного комплекса как в естественных условиях, так и в течение трехлетнего опытно-эксплуатационного выпуска теплоносителя;

наличие тесной гидравлической связи и массообмена перегретых вод нижнего водонасыщенного комплекса и двухфазной парожидкостной зоны;

относительная (по сравнению с термальными водами и паром) молодость холодных вод и формирование их за счет местных областей питания;

скорость движения термальных вод (в нарушенных условиях) колеблется от единиц до десятков метров в сутки;

по концентрациям трития Дачные термы старше Войновских и Нижнежировских термальных источников.

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. На Мутновском месторождении парогидротермы (перегретые воды и пар) нижнего комплекса имеют существенно иные условия формирования, нежели холодные воды верхнего водоносного комплекса (при метеогенности вод каждой из этих групп), что находится в соответствии с результатами опытных работ.

2. Двухфазная парожидкостная зона, развитая в центральной части Мутновского месторождения, и подстилающая ее зона перегретых вод представляют собой единую взаимосвязанную систему.

3. Чрезвычайно высокие в нарушенных условиях скорости движения термальных вод на месторождении свидетельствуют о трещинном типе коллектора.

4. Нижнежировские и Войновские гидротермы либо вовсе не принадлежат к единому региональному потоку

с Дачными термами, либо имеют дополнительное самостоятельное питание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм/Под ред. В. М. Сугробова.—М.: Недра, 1986.
2. Геохимическая характеристика подземных вод и пара Мутновского геотермального месторождения на юге Камчатки/А. Н. Сережников, Ю. Б. Селецкий, Л. И. Миначева, Н. В. Пятницкий//Геология рудных месторождений. 1986. № 2. С. 110—114.
3. Дейтерий, кислород-18 и тритий в термальных водах Южной Камчатки/А. И. Сережников, Ю. Б. Селецкий, В. А. Поляков, В. В. Романов//Геохимия. 1982. № 2. С. 178—184.
4. Есиков А. Д., Чешко А. Л., Визгалина Н. Е. Изотопный состав вод гидротермальных систем Курило-Камчатского региона//Тез. докл. на 10 Всесоюз. симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии. М., 1984. С. 61.
5. Романов В. В. Закономерности распределения трития в природных водах//Изотопы природных вод. М., 1978. С. 46—89.
6. Сережников А. И., Селецкий Ю. Б., Миначева Л. И. Геохимия и процессы формирования Мутновского геотермального месторождения на Камчатке//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 109—124.
7. Таран Ю. А. Геохимия геотермальных газов.—М.: Наука, 1988.
8. Таран Ю. А., Есиков А. Д., Чешко А. Л. Дейтерий и кислород-18 в водах Мутновского геотермального района//Геохимия. 1986. № 4. С. 458—468.
9. Термогидродинамическая модель Мутновского месторождения парогидротерм/С. В. Остапенко, Н. С. Отман, А. А. Шпак, А. А. Молчанов//Сов. геология. 1986. № 6. С. 108—114.
10. Fontes J. Ch. Dating of groundwater. Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Technical reports series. N 91. JAEA, Vienna, 1983.
11. Giovannoni A., Allegrini G., Capetti G., Celati K. First results of reinjection experiment at Larderello//Proc. 7th workshop geothermal reservoir engineering. Stanford, 1981. P. 77—85.
12. Nuti S., Calore C., Noto P. Use of environmental isotopes as natural tracers in a reinjection experiment at Larderello//Proc. 7th workshop geothermal reservoir engineering. Stanford, 1981. P. 85—91.
13. Mogen P., Pittinger L. Thermal shallow reservoir testing//Proc. 10th workshop geothermal reservoir engineering. Stanford, 1985. P. 133—141.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

**К вопросу о собственности на недра**

К. А. КЛЕЩЕВ, В. С. СЛАВКИН (ВНИГНИ)

Вопрос о собственности на недра и содержащихся в них полезных ископаемых в современных условиях — один из наиболее социально значимых и остродискуссионных. Направления его обсуждения отражают изменения в обществе взглядов на наше государство как на союз социалистических республик и о переходе к восприятию СССР как конфедерации полностью суверенных государств. В настоящее время сложились разные точки зрения на то, кому должны принадлежать права собственности на недра и заключенные в них полезные ископаемые. Условно их можно разделить на 2 группы. В первой группе по существу одна точка зрения: собственность на недра должна принадлежать социалистическому государству, каковым является Советский Союз. Отдельные нюансы этой позиции связаны только с масштабами и способами делегирования союзным, автономным республикам и другим национально-территориальным единицам прав на получение части доходов от эксплуатации недр, без чего региональный и территориальный хозрасчет немислимы.

Во второй группе точек зрения объединяющим признаком является отрицание прав собственности на недра со стороны социалистического государства и выдвижение других субъектов этого права. Надо отметить, что именно с обоснованием субъекта права собственности у апологетов этой группы точек зрения возникают, как нам кажется, наибольшие трудности даже при их декларировании, не говоря уже об обосновании. Наиболее распространенной является точка зрения о том, что правом собственности на недра должны обладать союзные республики. Почему союзные республики, а не автономные, например? А почему права собственности на недра в таком случае должны быть лишены национальные края и области, по численности насе-

ления иногда превосходящие автономные и иные союзные республики?

В настоящей статье предлагается рассмотреть вопрос о праве собственности на недра с двух точек зрения: с точки зрения права и с точки зрения целесообразности.

Итак, о праве. Прежде всего, необходимо более ясное представление о том, что из себя представляет объект права собственности, т. е. недра и заключенные в них полезные ископаемые. До проведения геологоразведочных работ собственник, кем бы он ни был, не располагает информацией о том, обладателем каких же богатств он является. Да и не только в богатствах дело. Точное знание того факта, что государство или другой собственник не обладают существенными или обладают мизерными запасами полезных ископаемых тоже дорого стоит. В этом случае лишенный иллюзий собственник соответствующим образом строит свою экономику и исходя из этого факта стремится принять активное участие в международном разделении труда.

Из сказанного следует, что важнейшим элементом права собственности на недра и заключенные в них полезные ископаемые является право собственности на информацию о геологическом строении недр и запасах содержащихся в них полезных ископаемых. Происхождение двух важнейших элементов объекта права собственности, т. е. недр и информации о содержащихся в них запасах полезных ископаемых совершенно разное. Если богатства недр, как говорится, — «от бога», то информация об этих полезных ископаемых — результат целенаправленной, многоплановой и наукоемкой деятельности человека. Причем деятельность эта ранее финансировалась социалистическим государством как за счет операционных средств госбюджета, так и за счет централизованных ка-

питальных вложений. Информация о геологическом строении наших недр сегодня является важнейшим национальным достоянием. Это достояние как ни на что другое позволяет нам сохранить статус великой державы, создать определенный вес на международном валютном и кредитном рынках, создать определенные перспективы выхода народного хозяйства из кризиса. Информация о геологическом строении наших недр и содержащихся в них полезных ископаемых является ничуть не менее объективной реальностью, чем сами недра или полезные ископаемые.

Сегодня новый собственник недр какой-либо части СССР получает информацию о запасах или потенциальных ресурсах полезных ископаемых, экономическая ценность которых для большинства регионов страны превосходит ценность уже востребованных полезных ископаемых. И если и могут быть разные точки зрения на то, кому должны принадлежать права на ту часть объекта собственности на недра, которая — «от бога», то по поводу собственности на информацию о геологическом строении недр и содержащихся в них полезных ископаемых двух точек зрения быть не может. Собственником этой информации может являться только социалистическое государство. Следовательно, в условиях правового государства, к построению которого мы стремимся, любое политическое решение о передаче прав собственности на недра, например, союзным республикам должно сопровождаться и передачей права собственности на информацию о геологическом строении недр и содержащихся в них запасов полезных ископаемых. Но эта передача требует экономической оценки передаваемого.

Нельзя не коснуться еще одной стороны вопроса. Дело в том, что по мере развития народного хозяйства СССР в промышленное освоение вовлекались ресурсы все новых и новых территорий без учета их национальной принадлежности. Извлеченные из недр республик полезные ископаемые стали фундаментом экономики нашей многонациональной страны. Так, в годы индустриализации основной вклад в развитие энергетики внесли нефтяные промыслы Азербайджана. Выдав «на гора» боль-

шую и наиболее активную часть своих топливных ресурсов, Азербайджан в послевоенные годы передал эстафету Татарии и Башкирии. От нефтяных месторождений этих автономных республик, названных в те годы Вторым Баку, потянулись нефтепроводы как на восток к промышленным предприятиям Урала, так и на запад к городам Белоруссии, Украины, Прибалтики. В 60-х годах Второе Баку «выдыхается». Начавшееся было истощение нефтяной реки восполняется быстро нарастающей добычей из открытых нефтяных гигантов Западной Сибири. Свой вклад в создание топливно-энергетического потенциала в разные периоды вносили также Белоруссия, Украина, Казахстан, Туркмения, Узбекистан, Таджикистан, Киргизия, Литва и другие республики. Доля каждой республики, в силу естественных различий в геологическом строении недр, различна. Оценить ее вряд ли возможно, да и следует ли? Важнее, на наш взгляд, при взвешивании аргументов «за» или «против» учесть интересы республик, оказавшихся к моменту раздела собственности с практически пустыми (точнее опустошенными) «кладовыми».

Теперь о целесообразности децентрализации права собственности на недра. Авторам подобных предложений следует задуматься о том, каким образом в нашей стране создана уникальная в мире минерально-сырьевая база, обеспечивающая народное хозяйство всем необходимым и позволяющая иметь реальные на сегодняшний день предпосылки внешнеэкономической деятельности. Ответ, казалось бы, прост: таковы богатства наших недр. Однако и сельскохозяйственными угодьями мы не обижены, а масштабы импорта продовольствия и, прежде всего зерна, все возрастают. Нет, дело здесь не только в богатстве недр. Необходимо признать, что существующие в настоящее время отношения собственности отвечали и, по нашему мнению, отвечают реальным задачам развития отечественной экономики.

Советские геологи в своей научной и практической деятельности реализовали коренные преимущества социалистической системы хозяйствования, опирающейся на государственную собственность на недра и содержащиеся

в них полезные ископаемые. Среди таких преимуществ важнейшим является возможность планомерного и целенаправленного изучения крупных нефтегазоносных провинций (бассейнов), рудных поясов и т. п., выявление научно обоснованных закономерностей размещения в земной коре месторождений полезных ископаемых различных типов. Именно этого преимущества лишены геологи большинства капиталистических стран, ограниченные в своих исследованиях рамками концессионных участков. Важнейшая особенность геологоразведочного процесса заключается в том, что геологические структуры не подчиняются национальным, республиканским и иным границам и требуют изучения в качестве единого целого. Кроме того, только мощное социалистическое государство способно обеспечить финансирование крупных геологоразведочных проектов, для реализации которых необходимы длительное время и крупные вложения. Только «всем миром» можно было реализовать такой гигантский по масштабам и результатам проект как открытие и разведка Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Никакая республика (даже РСФСР) не была в состоянии в одиночку обеспечить финансирование такого проекта.

Следует также заметить, что особенности развития геологоразведочного процесса требуют концентрации геологоразведочных работ в разное время в разных регионах. Отсюда вытекает необходимость маневра имеющимися мощностями геологоразведочной отрасли и необходимыми финансовыми и материальными ресурсами. Осуществление такого рода маневров является естественной прерогативой собственника недр. Совершенно очевидно, что возможности маневра финансами и ресурсами у социалистического государства существенно выше, чем у союзной и тем более автономной республики. Таким образом, децентрализация права собственности на недра и содержащиеся в них полезные ископаемые нанесет серьезный ущерб эффективности геологоразведочного процесса и, следовательно, развитию минерально-сырьевой базы страны.

Так что же делать? Сама постановка вопроса о децентрализации собствен-

ности на недра свидетельствует о том, что у нас далеко не все благополучно с использованием недр. Имеет место удивительное сочетание экономической незаинтересованности регионов и территорий в рациональной эксплуатации недр и экологического ущерба, наносимого при их освоении. Оптимальное решение объективно существующих противоречий нам видится в следующем. Необходимо принятие закона СССР о недрах, который предусматривал бы сохранение собственности на недра и содержащиеся в них полезные ископаемые за Союзом ССР и одновременно наделял бы союзные, автономные республики, края и области широкими правами контроля за реализацией этого права при экономической заинтересованности.

Территориальные единицы должны получить две категории прав:

право на запрещение проведения геологоразведочных работ и эксплуатации месторождений полезных ископаемых по экологическим соображениям;

право на поручение регламентированной для каждого уровня административно-территориального деления страны доли прибыли от эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Разумеется, реализация экономических прав регионов и территорий может наступить только в том случае, если будет проведена разумная реформа цен на минеральное сырье и энергоносители, имеющая своей конечной целью сближение цен внутреннего и мирового рынка. Необходимость такой реформы неизбежна и в том случае, если право собственности на недра будет передано республикам, краям, областям и т. д. Однако при децентрализации права собственности на недра реформа цен будет протекать гораздо более трудно, а столкновение интересов и проявления группового эгоизма станут более острыми.

В новом Законе о недрах необходимо также предусмотреть правовой механизм разрешения конфликтов и споров, объективно вытекающих из неполного совпадения интересов собственников недр и субъектов права контроля за реализацией права собственности.



Некоторые особенности рудных месторождений Китайской Народной Республики

В. И. ВОРОБЬЕВ (Мингео СССР), А. Б. ПАВЛОВСКИЙ (ВИМС), А. Г. ВОЛЧКОВ (ЦНИГРИ)

В апреле 1989 г. группа специалистов Министерства геологии СССР по приглашению Министерства геологии и минеральных ресурсов КНР посетила Китайскую Народную Республику. В результате проведенных переговоров были определены направления научно-технического и производственного сотрудничества в области геологии, включающие основные приоритеты деятельности геологических служб СССР и КНР: исследования глубинного строения и региональные геологические работы; применение данных дистанционного зондирования; изучение закономерностей размещения, критериев и методов прогноза, поисков и разведки месторождений нефти, газа, твердых полезных ископаемых; применение геохимических и геофизических методов при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых; организация геологоразведочных и научно-исследовательских работ; экономика геологоразведочных работ и минерального сырья; геоэкологические исследования; разработка новой техники и методики гидрогеологических и инженерно-геологических работ; разработка новой техники и методики, технологии буровых работ; организация информационного обеспечения геологических организаций; подготовка и повышение квалификации геологических кадров, обмен образцами пород, руд, стандартных материалов, геологической литературой и картами геологического содержания.

Определены организации-исполнители с обеих сторон, призванные проводить на основе прямых контактов совместные работы, представляющие взаимный интерес. Начался обмен делегациями специалистов с целью конкретизации намеченных исследований.

При посещении КНР делегации Мингео СССР была предоставлена возможность ознакомиться с некоторыми рудными месторождениями: коренными и россыпными месторождениями олова района Гэцзю, полиметаллическим Фанкоу, вольфрамовым Сихуашань, медно-порфировым Дэсин. Группа геологов и геофизиков Мингео СССР, посетившая КНР в мае 1989 г., побывала на месторождении золота Джоуджа.

Оловорудный район Гэцзю площадью 2500 км², расположенный в южной части провинции Юньнань, характеризуется крупными запасами олова и ряда сопутствующих металлов. В геологическом отношении район тяготеет к юго-западному окончанию Южнокитайского каледонского складчатого пояса, на котором с отчетливым угловым несогласием залегают отложения субплатформенного чехла (D—T₂). Наиболее широко распространены породы триасового возраста (в основном сред-

ний триас); домезозойские отложения развиты лишь по периферии площади.

Последовавшие за накоплением чехла индосинийские тектонические движения в конце триаса — начале юры и особенно интенсивная Яньшаньская (юра, мел) тектоно-магматическая активизация региона обусловили развитие складкообразования, разрывных нарушений и проявление магматической деятельности, сопровождающейся оруденением.

Наиболее крупная разрывная структура — меридиональный разлом Гэцзю — проходит через центральную часть района. К западу от него располагается синклиниорий Цзаша северо-восточного простирания. В центральной части синклинория отмечается крупный интрузив, который на юге облекает полукольцевая структура, образованная серией связанных с его внедрением нарушений и складок различной ориентировки: повсеместно отмечаются проявления олова и свинца.

С восточной стороны разлома Гэцзю основная складчатая структура представлена антиклинорием Вазишань северо-восточного простирания и рядом второстепенных структур: северо-западной антиклинальной складкой Масон двойного погружения, синклиналию Дакин-Аксжай и северо-восточной антиклиналью Лаока. К антиклиналям Масон и Лаока приурочены наиболее крупные оловорудные месторождения, соответственно Малаге и Суншущэю, Лаочан и Кафан.

Изверженные породы, кроме габбро и диабазов, отмечающихся в платформенном чехле, представлены разнообразными гранитоидами, которые относят к анатектическим [4]. Гранитоиды слагают упоминавшийся выше крупный массив, площадь выхода которого западнее разлома Гэцзю составляет свыше 200 км², а общая площадь превышает 1000 км². Массив, по-видимому, полого погружается в юго-восточном направлении, на что указывают небольшие по площади выходы гранитных интрузий на месторождениях Малаге и Кафан, а также вскрытые на глубинах 200—500 м купола гранитов месторождений Суншущэю и Лаочан.

Граниты в основном крупнозернистые биотитовые; с приближением к контакту зернистость их уменьшается, появляется порфировидность, обычны апофизы гранит-порфиров и аплитовые дайки. На северо-восточной окраине отмечены породы сиенитового ряда. Гранитные купола или штоки, вскрытые на месторождениях, представлены среднезернистыми разновидностями, имеют неравномерный состав, характеризуются интенсивными автометасоматическими изменениями [6] и, возможно, относятся к проявлениям поздних фаз внедрения оловоносного магматического комплекса. По

данным Rb—Sr метода, граниты относятся к проявлениям позднего этапа яньшаньской орогении, возраст их 81—147 млн лет, причем для крупнозернистых и порфировидных разновидностей 90—147 млн лет, для среднезернистых 81—84 млн лет.

Петрохимически граниты представляют собой кислые породы с высоким содержанием кремнезема (70—74%), обогащенные щелочами при калиевой доминанте, обедненные мафическими элементами и относящиеся к нормальным до плюмазитовых гранит-лейкогранитам. Содержания в них таких рудных и летучих элементов, как Sn, W, Be, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, F, в несколько раз выше, чем в среднем для гранитов, но близкие к средним для оловоносных гранитов мира, порой несколько превышая эти значения (особенно в поздних проявлениях). Это, вероятно, обусловлено спецификой становления массивов и более полной дифференциацией магматического очага в условиях широкого развития карбонатных пород.

В зонах контактового метаморфизма гранитных интрузий известняки мраморизованы, широко развиты различные по составу скварны, сланцы филлитизированы и превращены в слюдяные (биотитовые) сланцы, песчаники — в кварциты.

Оловянное оруденение представлено как разнотипными гипогенными месторождениями, так и россыпями.

Грейзеновое, реже кварцево-жильное редкометалльно-вольфрамо-оловянное оруденение локализовано главным образом в гранитах, но встречается также в скварнах и известняках. В гранитах оно представлено кварц-мусковитовой минерализацией с турмалином, флюоритом и незначительной примесью касситерита [8]. К попутным, но не всегда промышленным полезным компонентам относятся бериллий и вольфрам, образующие собственные минеральные формы, а также тантал и ниобий в основном в виде примесей в касситерите и вольфрамите.

В скварнах и известняках грейзеновая минерализация представлена крупнообъемными массивами с убогим прожилково-вкрапленным оруденением. Минеральный состав грейзеновых и кварцево-жильных образований, наложенных на скварны и известняки, несколько меняется: увеличивается количество флюорита, появляются сульфиды, главным образом пирротин и халькопирит, меньше арсенопирит; наряду с вольфрамитом встречается шеллит; к касситериту добавляется станин. Содержания полезных компонентов в рудах низкие, едва достигают 0,2% олова и 0,1% триоксида вольфрама. Исключение представляет месторождение Кафан с минерализацией этого типа в виде кварцевых жил, богатых вольфрамитом в приконтактовой зоне гранитов и скварнов (0,8—1,0% WO₃). С удалением в сторону известняков содержание вольфрама в жилах понижается, но при этом увеличивается содержание олова.

Касситерит-турмалиновые оловянные руды залегают в основном в скварнах и мраморах, образуя жилы и штокверки. Главный полезный компонент — олово, содержание которого в штокверках низкое, а в жильных телах высокое. До недавнего времени все олово в рудах данного типа связывалось с касситеритом,

однако в последние годы на месторождении Малаге обнаружены руды с содержанием олова 1—7%, которые были сформированы процессами олово-фтор-борового метасоматоза [7]. Главными рудными минералами здесь являются норденшельдит и ряд образующихся при гипергенном изменении станина вторичных минералов олова. Касситерит очень редок (менее 0,2%).

Сульфидные олово-полиметаллические руды включают основную часть запасов олова, а также меди, свинца и цинка. Они наиболее широко распространены на месторождениях района и перекрывают области развития оруденения всех других типов, накладываясь на скварны и выходя в известняки верхних горизонтов.

По тектурно-структурным особенностям сульфидные руды подразделяются на массивные (преобладают) в жилах, межформационных телах и залежах в скварнах и прожилково-вкрапленные среди мраморизованных известняков. По составу выделяются колчеданные (пирротиновые, арсенопиритовые, халькопиритовые и их сочетания) и галенит-сфалеритовые руды [2]. Кроме перечисленных сульфидов, рудные минералы представлены касситеритом, станином, сульфогаленитом, самородным висмутом и др., присутствующими в переменных количествах. Из нерудных наиболее характерны кварц, карбонаты, флюорит, хлорит, флогопит, присутствуют минералы скварнов и породообразующих комплексов.

В общей схеме гипогенной рудноминеральной зональности сульфидные руды в основном тяготеют к средним и верхним горизонтам месторождений и к их фланговым частям. При этом в распределении руд, их разновидностей также устанавливается определенная зональность, которая выражается в последовательной смене снизу вверх и от центра к периферии зон преимущественной арсенопиритовой, халькопиритовой, сфалеритовой, галенитовой и пиритовой минерализации. Касситерит и станин присутствуют практически повсеместно, но в основном олово тяготеет к халькопиритовой, сфалеритовой и галенитовой зонам. Самые высокие (до 5% в среднем) содержания олова обычно приурочены к медной (халькопиритовой) зоне. Содержания его в галенит-сфалеритовой зоне достигают 1% и более, но чаще составляют 0,3—0,5%.

Окисленные сульфидные олово-полиметаллические руды также представляют один из ведущих типов оруденения, поскольку на месторождениях широко развита проработанная зона окисления. Глубина распространения последней измеряется многими сотнями метров и в основном зависит от глубины залегания гранитов, которые служат водоупорным горизонтом. Нередко окисленные сульфидные руды целиком слагают крупные рудные тела (месторождение Малаге).

Основными полезными компонентами руд являются олово, медь, свинец, цинк и вольфрам, сопутствующими — молибден, бериллий, висмут, индий, сурьма, серебро, золото, мышьяк, сера и др. Всего из руд извлекаются 17 элементов. При этом извлечение олова из первичных руд составляет 80% и из окисленных — 75%.

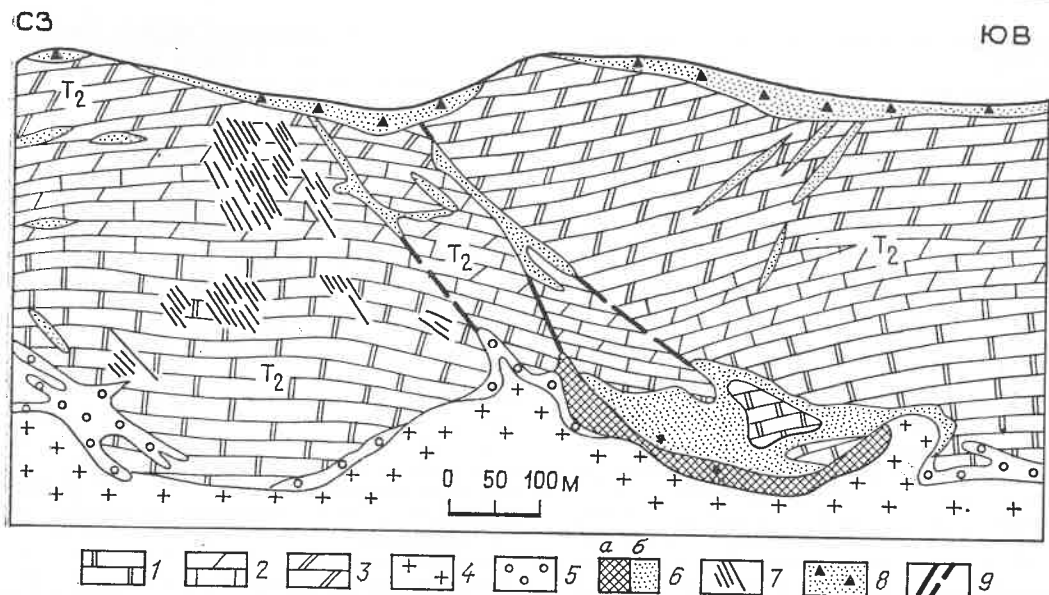


Рис. 1. Условия локализации оруденения на месторождении Лаочан [8]:

1 — известняки и мергели; 2 — переслаивание слоев доломитов и известняков; 3 — доломиты; 4 — средне-

мелкозернистые граниты; 5 — скварны; 6 — сульфидные (а) и окисленные (б) рудные тела; 7 — рудносные турмалиновые метасоматические жилы; 8 — россыпи; 9 — разломы

Разведанные месторождения района — Малаге, Суншунцзяо, Кафан, Лаочан — характеризуются весьма крупными размерами, но слагающие их рудные тела сравнительно небольшие. Рудные тела с запасами более 10 тыс. т олова составляют лишь 3%, в то время как с запасами менее 1 тыс. т — 77%.

Оруденение контролируется эндо- и экзоконтактовыми зонами гранитной интрузии, разрывными нарушениями, благоприятными для рудоотложения (рис. 1), скварнами и гранитами разнородных пачек, вмещающих карбонатных пород.

Морфология рудных тел сложная и разнообразная. Выделяются следующие морфологические типы: неправильные метасоматические залежи в скварнах и вне их на контакте с гранитами; крутопадающие жилы, трубообразные тела и штокверки в трещинных структурах среди вмещающих доломитов и известняков; круто- и пологозалегающие субластовые метасоматические тела в межформационных срывах благоприятных горизонтов вмещающих пород. Кроме того, штокверкоподобное прожилково-вкрапленное оруденение местами развито в зоне ближнего экзо- и эндоконтакта и апикальной части гранитной интрузии. Размеры рудных тел колеблются в широких пределах — от первых десятков до многих сотен метров протяженности по простиранию и падению.

Практически на всех коренных оловянных месторождениях в результате длительного выветривания и эрозии на площадях распространения четвертичных глинистых отложений во впадинах, карстовых воронках и близлежащих долинах образовались элювиальные, делювиальные, пролювиальные, реже аллювиальные россыпи олова. Так, россыпь Нюшипо возникла при глубокой латеритной переработке контактовых рудных тел коренного месторожде-

ния (элювиальная россыпь) и частичном сносе в карстовые полости разрыхленного рудного материала (делювиальная россыпь). Мощность продуктивных отложений колеблется от первых метров до 50 м. Содержания олова в россыпи первоначально составляли 0,26% (6 кг/м³), затем снились до 0,2%, в настоящее время в основном обрабатываются участки с содержанием 0,12%, а также разрыхленный материал гранит-порфирового штока, содержащего 0,05% олова. Всего на россыпи Нюшипо установлены шесть участков с запасами на самом крупном из них до 10 тыс. т олова.

Вольфрамоворудное поле Сихуашань расположено у подножья северного склона хребта Даюлин на границе провинций Цзянси и Гуандун [3]. Кроме вольфрамитов, из руд месторождения извлекаются значительные количества касситерита, молибдена, висмута, шелита, халькопирита и редкоземельных металлов. Площадь рудного поля сложена в основном породами нижнего палеозоя, представленными мелководными флишеидными глинисто-песчаными отложениями, превращенными в метаморфизованные полевошпат-кварцевые песчаники, туфогенные песчаники, филлиты, сланцы.

Размещение вольфрамового оруденения и ассоциирующих с ним яньшаньских гранитов контролируется северо-северо-восточной и широтной структурными зонами и осложняющими их структурами. Более мелкие оперяющие их трещины склона определяют положение гранитных куполов (штоков) и образование вольфрамовых месторождений.

Все вольфрамовые месторождения и проявления имеют тесную генетическую связь с яньшаньскими гранитами в пространстве и времени. Они располагаются главным обра-

зом в эндо- или экзоконтактных зонах малых гранитных тел.

Гранитоиды, с которыми связано вольфрамовое оруденение, в основном представлены биотит-адамеллитами и биотит-щелочно-полевошпатовыми гранитами. По составу это ультракислые граниты, обогащенные щелочами, бедные темновыми и принадлежащие кальциево-щелочной серии. Рудообразующие элементы (W, Sn, Mo, Bi) обычно присутствуют в больших количествах, особенно в апикальных частях, где содержание вольфрама более чем в 10 раз превышает его средние содержания в кислых породах. Высоки также содержания Li, Rb, Ta, Nb и TR. Большое количество вольфрама и других рудообразующих элементов в гранитоидах явилось важным источником вещества для рудных месторождений, а также важным их поисковым критерием.

В пределах сложного штока Сихуашань размером 4×6 км развито оруденение, которое образует шесть вольфрамит-полевошпат-кварцевожилых месторождений: Сихуашань, Данпин, Шенлонкоу, Лаокон, Ниузиши и Сиалуогушань. Все промышленные жилы располагаются в пределах гранитного тела. Приближаясь к контакту, они сужаются и затем резко выклиниваются. Только отдельные жилы выходят на первые десятки метров в окружающие метаморфические породы.

Месторождение Сихуашань относится к типичным жильным, расположенным в эндоконтактной зоне. Протяженность промышленных рудных жил колеблется от 200 до 600 м, достигая 1075 м. Мощность жил обычно 0,2—0,6 м, иногда до 3,6 м. Промышленное оруденение прослеживается на глубину 60—200 м и достигает 350 м. Оруденение четко подчиняется геометрии гранитного тела. Зона богатых руд распространяется на 20—150 м вниз от слабо погружающейся плоскости контакта. По мере того, как погружение последней меняется от круглого к пологому, а затем опять к крутому, образуются пологие ступени, где и локализуются богатые руды. Этот факт очень важен при поисках новых рудных зон на глубине. Простирание жил от восток-северо-восточного (65—75°) и широтного до запад-северо-западного (275—295°) с крутым (65—85°) падением преимущественно в северных румбах.

На месторождении обнаружены 49 минералов, жильные представлены кварцем с подчиненными полевыми шпатами и слюдой. Основным промышленным минералом является вольфрамит, ассоциирующий с висмутином, молибденитом, шеелитом, халькопиритом, касситеритом, минералами TR, Nb и Ta. Менее распространены пирит, пирротин, берилл, борнит, сфалерит, арсенопирит, флюорит и гельвин. Выделяются четыре стадии минерализации: силикатная, окисная, сульфидная и карбонатная. Молибденит, висмутин и берилл в основном образовались на 1 и 2-й стадиях; вольфрамит и касситерит — на 2-й, но последний продолжал отлагаться в меньших количествах и на 3-й стадии; сульфиды металлов образовались в основном на 3-й стадии. Жилы имеют зональное строение. В их верхних частях от стенок к центру отмечается постепенная смена молибденит — касситерит (топаз) — вольфрамит — висмутин, в то время как мелкая вкрап-

ленность пирита отмечается вблизи стенок. В нижней части жил характер зональности другой: вольфрамит — молибденит — арсенопирит, пирит — халькопирит, кальцит.

Руды богаты вольфрамом, попутные компоненты Sn, Bi, Mo и Be. Содержание триоксида вольфрама колеблется от 0,875 до 1,324 %. Коэффициент рудоносности жил 0,70—0,95, а коэффициент вариации содержаний WO₃ 171—486.

Группа месторождений медно-порфировых руд Дэсин расположена в провинции Цзянси на юго-востоке Китая, во внешней зоне Циркумтихоокеанского металлогенического пояса. В геотектоническом отношении они приурочены к южному краю восточного крыла антеклизы Цзяньнань в пределах метаплатформы Янцзы, локализованы в тысячах боку северо-восточной части глубинного разлома Цзянси, проходящего между антеклизой Цзяньнань и впадиной Цзяньтан [5]. В строении района принимают участие отложения протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста.

Позднепротерозойские рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы в результате метаморфических преобразований превращены в филлиты, туфовые филлиты, сланцы, метапесчаники, чередуясь с метаморфизованными лавами. Мощность протерозойских отложений достигает 15 тыс. м. В средней части разреза установлены микрофоссилии. Абсолютный возраст пород по данным Rb—Sr метода равен 1401 млн лет.

Протерозойские образования интродуцированы тремя цилиндрическими штоками гранодиорит-порфиров размером по выходам 0,06, 0,73 и 0,2 км², расположенными в центральной части района и ориентированными в северо-северо-западном направлении с погружением к северо-западу под углами 40—70°. Медно-молибденовая минерализация связана с интрузивными образованиями, относящимися к периоду яньшаньской активизации (данные определения абсолютного возраста Rb—Sr методом 172 млн лет).

Интрузивные породы отличаются значительным разнообразием, включают диориты, кварцевые диоритовые порфириты, гранодиориты, монзонит-диоритовые порфириты. По петрохимическим характеристикам они относятся к нормальным известково-щелочным породам с содержанием SiO₂ 62,81—66,05 %, Al₂O₃ 15,38 %, Na₂O+K₂O 7 %. Содержания Cu, Mo, Au, Ag, Ni, Co, Pb превышают средние показатели, в том числе молибдена в 2—4 раза, меди в 66—115 раз.

В пределах рудного поля установлены три крупных медно-порфировых (молибденовых) месторождения, приуроченных к гранодиоритовым штокам: Тунчан — в центре (существенно медное), Фуцзяу — юго-восточнее (медно-молибденовое), Чжушахун — северо-западнее (медное). Общие запасы меди в этих месторождениях насчитывают свыше 10 млн т.

Основные рудные тела приурочены к порфировым штокам и распределены вдоль зоны экзо- и эндоконтакта (рис. 2). Около 50—70 % руды локализуется во вмещающих породах зоны экзоконтакта. Рудные тела располагаются вокруг штоков в форме трубообразных залежей, погруженных к северо-западу. Оруденение распространено на глубину до 1200 м.

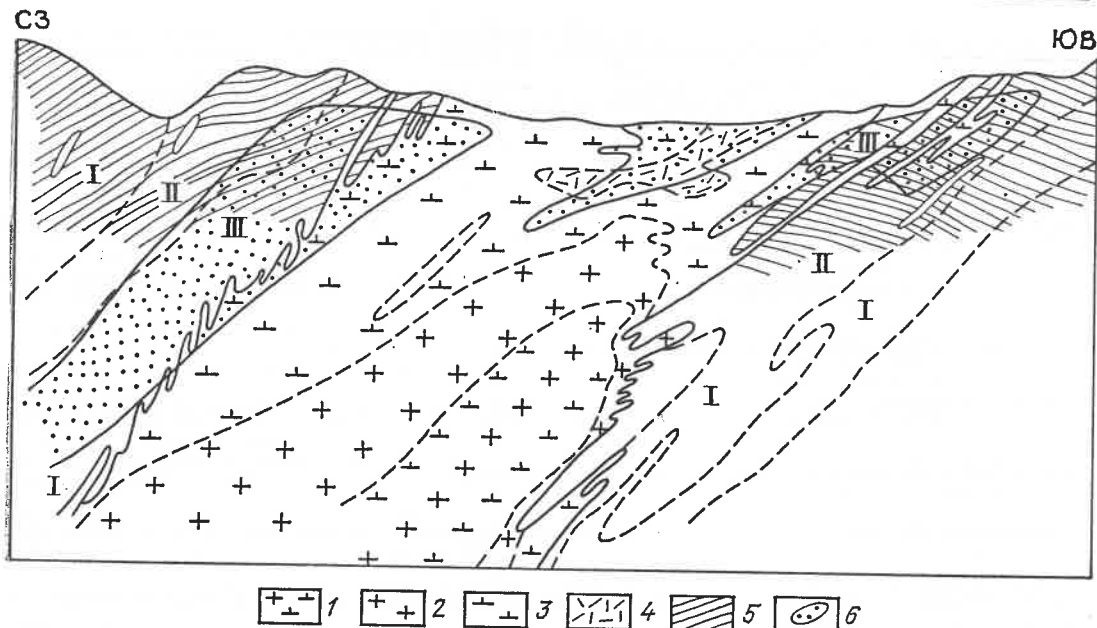


Рис. 2. Поперечный разрез месторождения Дэсин: гранодиорит-порфиры: 1 — не минерализованные, 2 — слабо минерализованные, 3 — средней степени минерализации, 4 — сильно минерализованные; 5 — метасоматически измененные породы (I — слабой, II — средней, III — сильной интенсивности); 6 — промышленные рудные тела

Руды главным образом прожилково-вкрапленные, хотя встречаются зоны только вкрапленных и небольшие тела массивных структур. Зональность структурных типов руд проявляется как в крупном, так и в мелком масштабе: на месторождениях Чжушахун и Тунчан преобладают прожилково-вкрапленные, на Фуцзяу — вкрапленные руды.

Постмагматические изменения пород подразделяются на три стадии: контактово-метаморфическую, автометаморфическую и гидротермально-метасоматическую. В результате контактового метаморфизма в направлении от внешнего контакта интрузивных тел образовались кольцевидные зоны роговиков шириной 100—400 м и лентистых филлитов шириной 100—300 м. Автометаморфические и гидротермально-метасоматические преобразования вследствие многостадийности и продолжительности процессов имеют сложную форму и состав. Среди них выделяются калий-фельдшпатизация, окремнение, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, сульфидизация, а также менее проявленные биотитизация, альбитизация, турмалинизация, сидеритизация, баритизация, цеолитизация.

В пространственном распределении вторичных изменений отмечается определенная закономерность, заключающаяся в образовании кварцево-серицитовой, хлорит (эпидот)-гидромусковитовой и хлорит (эпидот)-иллит-калий-полевошпатовой зон в направлении от интрузивного контакта. Изменения пород наиболее четко проявлены непосредственно в зоне контакта и вблизи нее, постепенно ослабевая по мере удаления.

Медь более или менее равномерно распределена в рудных телах с коэффициентом рудоносности 0,83—0,92. Содержание меди в рудах

0,42—0,57 %, молибдена 0,01—0,04 %, золота 0,19 г/т, серебра 1,01 г/т.

Минеральный состав характеризуется простотой вариаций основных рудных (пирит, халькопирит, молибденит) и жильных (кварц, серицит, хлорит) минералов при значительном числе (95) установленных рудных и жильных минеральных форм. Из минералов меди в первичных рудах более 90 % приходится на халькопирит; среди других отмечены теннантит, тетраэдрит, халькозин. Из жильных, кроме вышеперечисленных, распространены гидромусковит, иллит, кальцит, анкерит, доломит, эпидот, ангидрит.

Рудные тела характеризуются отчетливой зональностью, заключающейся в приуроченности молибдена к глубоким частям залежи, халькопирита — к срединной, пирита — к верхней. Соотношение молибденит : халькопирит : пирит в нижней части рудных тел составляет 1 : 30 : 57, в срединной 1 : 85 : 205, в верхней 1 : 570 : 879.

Несмотря на то, что месторождения группы Дэсин выходят на поверхность, процессы поднятия и эрозии здесь протекали с такой скоростью, которая не привела к формированию зоны выщелачивания и вторичного обогащения. Гипергенная минерализация на месторождении не имеет экономического значения. Из трех месторождений группы Дэсин в эксплуатацию вовлечено наиболее крупное Тунчан, запасы руды которого составляют 1,11 млрд т.

Группа золоторудных месторождений «джоуджинского» типа выявлена в провинции Шаньдун на Шаньдунском полуострове вблизи побережья Желтого моря. По классификации китайских геологов они принадлежат к средне-температурным гидротермальным, связанным с древними гранитоидами, которые залегают

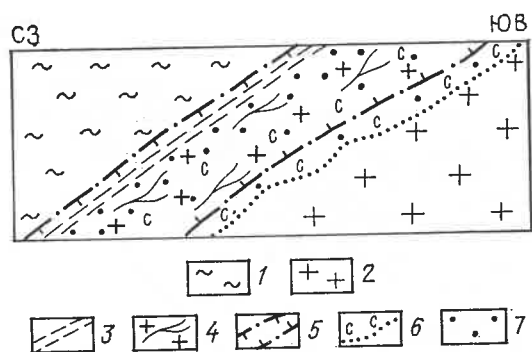


Рис. 3. Схематический геологический разрез месторождения Джоуджа:

1 — гнейсы; 2 — порфириновые гранодиориты Лин-Лу; 3 — диагностические милониты по гранодиоритам; 4 — интенсивно брекчированные и трещиноватые гранодиориты с прожилками кварца; 5 — контуры эндоконтактной тектонической зоны; 6 — ореол кварц-альбит-серцит-карбонатных метасоматитов; 7 — сульфидная минерализация

среди гнейсов архей-протерозойского возраста, слагающих выступ на севере Китайской платформы. Установлено несколько десятков мелких, средних и крупных месторождений и до сотни рудопроявлений. Запасы золота в этом типе составляют до одной трети общих его запасов в Китае. Типичным представителем этой группы является месторождение Джоуджа.

Район месторождения сложен метаморфическими комплексами (преимущественно биотитовыми гнейсами) с абсолютным возрастом 2,4—2,6 млрд лет. Они прорваны многофазным интрузивным массивом порфириновых гранодиоритов: первая фаза внедрения 1,6—1,8 млрд лет, вторая фаза 1,4—1,6 млрд лет, третья фаза 0,8—1,0 млрд лет. Золоторудные проявления парагенетически связываются со второй фазой порфириновых гранитоидов, выделяемых под названием Лин-Лу.

Рудные залежи приурочены к зоне дизъюнктивных нарушений (сбросов), тяготеющих к пологопадающим (40°) контактам интрузий гранодиоритов (рис. 3). Зона с перерывами прослеживается вдоль контакта тела гранодиоритов на 50 км при мощности 50—200 м. Висячем боку на границе с неизменными гнейсами развиты относительно маломощные (первые метры) милониты, участками представленные глиной трения. В пределах зоны гранодиориты охвачены интенсивным объемным дроблением вплоть до образования тектонической брекчии; интенсивность брекчирования убывает по направлению к лежащему боку.

Милониты и тектоническая брекчия проработаны кварц-альбит-серцит-карбонатным метасоматозом с прожилковым окварцеванием. Интенсивность указанных изменений также убывает к лежащему боку, несколько выходя за пределы эндоконтактной зоны. Вблизи ее лежащего бока отмечаются редкие кварцевые жилы.

Все эти образования неравномерно сульфидизированы и пересекаются пострудными дайками лампрофиров мезозойского (J_3 —?) возраста. Основной рудный минерал — носитель золота — пирит. Свободного золота практиче-

ски нет (по некоторым данным 10—15%). В резко подчиненном количестве отмечаются халькопирит, сфалерит, галенит.

Месторождение Джоуджа разведано шахтой с горизонтами через 30 м (расщечки через 30 м) на глубину 150 м и скважинами — до 800 м. Длина рудных тел от 100 до 1000 м; мощность 10—40 м. Содержание золота в рудных телах в среднем 6—8 г/т. Они оконтурены по содержаниям золота 1,5 г/т. Запасы его оцениваются в 150 т. Попутно извлекаются серебро, медь и сера. Золото-серебряное отношение в рудах составляет 1:1, содержание серы — около 3%. Извлекаемость золота 90%.

Месторождение полиметаллических руд Фанкоу расположено в юго-восточной части Китая, в провинции Гуандун, в 50 км северо-восточнее г. Шаогуань. Приурочено оно к субмеридиональной зоне разрывных нарушений глубинного заложения, которые пересекают крыло синклинали, сложенной девонскими и каменноугольными отложениями [1]. В основании нижне-среднедевонского разреза залегают базальные флишеидные образования, перекрываемые сильно дислоцированными сланцами и известняками среднего и верхнего девона. Девонский разрез завершают мелководные песчаники и известняки, выше которых залегают сланцы и известняки каменноугольного возраста. В юго-восточной части района установлены пермские осадочно-карбонатные отложения, на северо-западе — слабометаморфизованные песчаные сланцы кембрия.

Магматизм в пределах рудного поля проявлен слабо; лишь в северной части развиты дайки диабазов и габбро-диабазов.

Рудная зона приурочена к верхнедевонским и каменноугольным известнякам и контролируется разрывной тектоникой северо-северо-восточного простирания (рис. 4). Протяженность зоны по простиранию 1000 м, на глубину — 800 м, ширина 300 м. В ее пределах выделены 170 рудных тел. Морфология их — пластинчатая и линзообразная залежи мощностью 20—50 м (максимальная до 100 м). Текстуры руд — сплошные, слоистые, полосчатые; отмечаются структуры замещения рудными минералами фаунистических остатков (морских личинок, строматолитов).

Главными рудообразующими минералами являются пирит, сфалерит, галенит. Зональность минерального состава рудных тел характеризуется сменой пирита, приуроченного к нижним частям, галенитом и сфалеритом по восстановлению.

Запасы месторождения Фанкоу, утвержденные в 1965 г., составляют 30 млн т руды, в том числе по сумме свинца и цинка — 6 млн т, серебра — 4 тыс. т. Содержание металлов в рудах: свинца — 5,5%, цинка — 11,17%, серебра — 106 г/т, кадмия — 300 г/т, ртути — 114 г/т, галлия — 37 г/т, германия — 33 г/т. Месторождение разведано до глубины 500 м, проводится разведка флангов и глубоких горизонтов. Запасы разведываемых частей оцениваются в 1—2 млн т по сумме свинца и цинка.

Особенности геологических позиций рассмотренных объектов могут представлять интерес для специалистов, изучающих подобные месторождения в СССР.

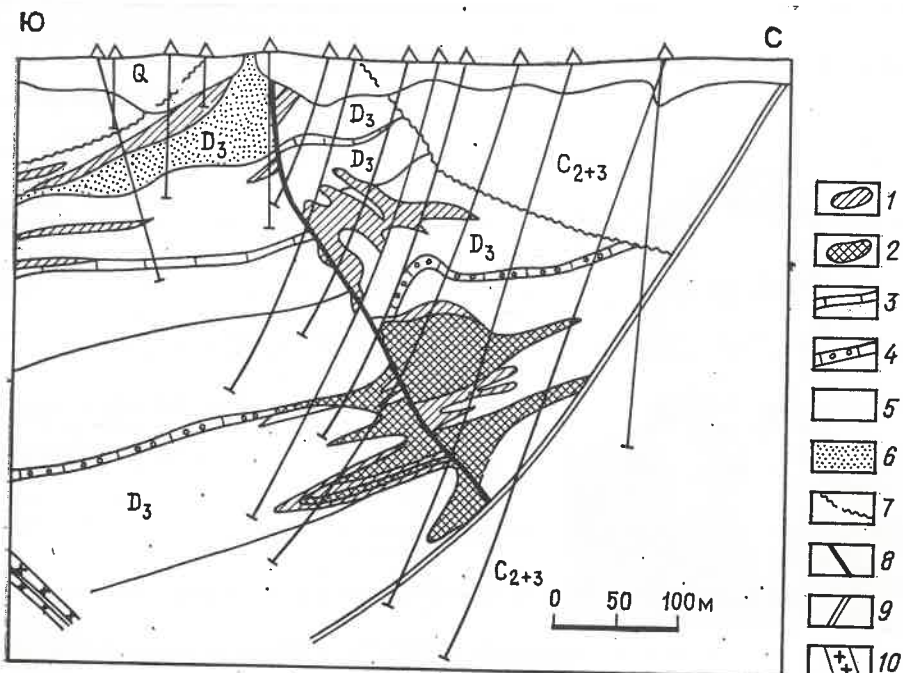


Рис. 4. Схематический разрез месторождения Фанкоу:

1 — свинцово-цинковые рудные тела; 2 — серноколчеданные рудные тела; 3 — горизонт мергелей; 4 — горизонт лещеобразных известняков; 5 — преобладание карбонатных пород; 6 — горизонты обломочных пород; 7 — границы параллельного несогласия; 8 — древние разломы; 9 — разломы позднего времени; 10 — диабазы

При подготовке статьи были использованы сообщения китайских геологов: Ян Тинчжау — по району Гэцзю, Лай Интшан — по месторождению Фанкоу, Джу Юэнь — по месторождению Сихуашань, Фан Мейсен — по месторождению Дэсин и др. Большую помощь оказали опубликованные в китайской геологической периодике данные различных авторов, занимавшихся исследованием описанных месторождений. Всем китайским товарищам выражаем признательность за предоставленные материалы и согласие на их использование для информации советских читателей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lai Yingjian. Origin of Fankou Lead-Inc deposits. Inst. of Geol. Science of Guangdong Province, Guang Zhou//Geol. Rev. 1988. Vol. 34. N 3.
2. Peng Chengdiun. Discussion on the mineralizing conditions and type model of tin deposits in Gejiu district//Yunnan Geology. 1985. Vol. 4. N 1. P. 17—32.
3. Tanelli G. Geological setting, mineralogy and genesis of tungsten mineralization in Dayu district, Jiangxi (People's Republic of China)//An Outline. Mineral. Deposits. 1982. Vol. 17. N 2. P. 279—294.
4. The general geology of Gejiu tin deposits. Yunnan Tin Corporation. Gejiu. 1987.
5. The geology of Dexing porphyry copper ore field/Zhu Xun, Huang Chongke, Rui Zongyao and oth. Beijing, Geol. Publishing House, 1983.
6. Wang Zhifen. Some problems of genesis of Gejiu tin deposits. Yunnan//Acta Geol. sin. 1983. Vol. 57. N 2. P. 154—163.
7. Wei Mingxiu. Metallogenes of some B—F skarn-metasomatic tin deposits in Gejiu district//Geochimica. 1985. N 1. P. 37—44.
8. Zhao Yiming, Li Daxin. Metasomatic phenomena in the granite contact zones of the Gejiu tin deposits, Yunnan province, China//Bull. of the Chinese Academy of Geological Sciences. 1987. N 16. P. 237—252.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

К 80-летию Николая Михайловича Сеницына

© Ф. С. Моисеенко, Г. С. Поршняков, 1990



ных отменял и седиментационных мульдах. Н. М. Сеницын установил, что процессы складкообразования связаны с поднятием, а не предшествуют ему. Он указывал на значение гравитационного фактора для ориентировки складок высоких порядков при формировании позднепалеозойских прогибов. Антиклинории и синклинории, по его мнению, обычно являются разновозрастными тектоническими зонами. Н. М. Сеницын говорил о необходимости учитывать при тектоническом районировании складчатых областей комплекс признаков — возраст складчатости, положение в геосинклинальной области, наличие несогласий, особенности складчатых структур, проявления магматизма и др.

Н. М. Сеницын указал на существенные различия в режиме становления герцинских структур в южной и северной частях каледонид Северного Тянь-Шаня, составил детальную схему тектоники региона, увязав с нею особенности размещения полезных ископаемых, в частности сурьмяно-ртутного пояса. Николай Михайлович полагал, что геосинклинальный режим установился одновременно на всей территории, да и менялся он неоднократно. Н. М. Сеницын тщательно исследовал заключительную стадию геосинклинального развития Тянь-Шаня, когда формировались так называемые «красные мульды». Он определил возраст древних денудационных поверхностей, деформированных в результате неоген-четвертичного тектогенеза, исходя из времени накопления грубообломочных пород в верхнепалеозойских «костаточных мульдах».

Н. М. Сеницын дал новую трактовку границы между Памиром и Тянь-Шанем, обратив внимание на неоднородность по структуре и, очевидно, по возрасту полей докембрия. Он разрабатывал вопрос о типах тектонических движений, о соотношении складчатости и осадконакопления и др.

Многие геологические открытия, идеи ученого вошли в золотой фонд геотектоники и в настоящее время в более развитом виде широко используются в практике геологических работ.

Н. М. Сеницын был не только ученым. Как педагог он прошел путь от ассистента до профессора — заведующего кафедрой. В течение семи лет он был деканом геологического факультета Ленинградского университета. Его лекции, тщательно подготовленные, в значительной мере основанные на огромном личном опыте и собственных теоретических разработках, отличались глубиной и оригинальностью, логичностью построения, чистотой и точностью языка. Несмотря на отсутствие внешних эффектов и особых лекторских приемов, они увлекали слушателя и легко воспринимались. Николай Михайлович никогда не навязывал ученикам своих решений, а с помощью вопросов и высказываний в осторожной, корректной форме направлял их работу. Он обладал удивительной способностью помочь студенту или аспиранту, поддержать их в кризисных ситу-

ациях, без которых не обходится серьезное исследование.

Исполнилось 80 лет со дня рождения выдающегося исследователя территории Средней Азии, геолога Николая Михайловича Сеницына. Жизненный путь его был недолгим: ему не было и 50 лет, когда он погиб в авиакатастрофе. Короток и список опубликованных им научных работ (всего около двух десятков наименований), среди них одна монография — «Тектоника горного обрамления Ферганы», в течение нескольких десятилетий являющаяся настольной книгой геологов Тянь-Шаня.

Н. М. Сеницын весь свой талант исследователя отдал изучению Средней Азии, где он начал работать в 30-е годы. В то время на большую часть территории Горного Тянь-Шаня не имелось даже топографических карт. С 1931 по 1939 г. им были составлены геологические карты Чаткальского, Кавакского и южной половины Ферганского листов.

Николай Михайлович выдвинул предположение о складчато-глыбовом характере альпийской тектоники в палеозойском фундаменте Тянь-Шаня и установил закономерности ее изменения в зависимости от амплитуды движений. Он выявил зависимость степени дислоцированности толщ от их мощности. Объяснил природу формирования Восточно-Ферганского юрского бассейна, показал роль обнаруженного им Талассо-Ферганского разлома в развитии этого бассейна, а позднее и более древней палеозойской структуры Тянь-Шаня.

Основное внимание Н. М. Сеницын уделял изучению истории и режима развития тектонических структур Тянь-Шаня. Именно на основе глубокого, всестороннего анализа данных по тектонике этого региона он сделал ряд общих выводов. Так, он пришел к заключению, что заложению геосинклинали в Южном Тянь-Шане предшествовали почти платформенные условия кембрия и силура. Он отмечал резкую изменчивость фаций и полноты разрезов ерднего палеозоя в горном обрамлении Ферганы и развил представление об антиклиналь-

ациях, без которых не обходится серьезное исследование.

Н. М. Сеницын всегда помнил о том, что конечная цель геологической науки — поиски полезных ископаемых. Всю свою деятельность — и в период работы на Тянь-Шане, и в годы руководства Институтом земной коры ЛГУ (1950—1954) — он старался увязать с нуждами народного хозяйства. Так, региональные геологические исследования, проведенные Н. М. Сеницыным в конце 30-х годов в Северной Фергане, способствовали открытию сурьмяных месторождений в Терек-Касанском рудном районе и образованию на их основе промышленного рудного узла — базы горнорудного предприятия, до сих пор выдающего сурьмяный концентрат. В эти же годы в Восточной Фергане им изучались изолированные сурьмяные рудопроявления Иркеш и Талгый, являющиеся частью протяженного Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного рудного пояса, одного из крупнейших в СССР. Указанные рудопроявления оформились позднее в качестве самостоятельных, интересных в промышленном отношении объектов.

Накануне и в первые годы Великой Отечественной войны при участии Н. М. Сеницына в Южной Фергане были обнаружены ртутные рудопроявления принципиально нового для этого района генетического типа — листовитового (Улугтау и др.). Позднее вблизи них был открыт и промышленный, ныне эксплуатирующийся объект — Чонкойское ртутное месторождение. Благодаря исследованиям Н. М. Сеницына расширены перспективы известных месторождений Южной Ферганы — сурьмяного

К 90-летию Павла Константиновича Чихачева

© Р. Б. Баратов, В. П. Новиков, 1990

Среди пионеров изучения геологии Средней Азии, в частности Таджикистана, Павел Константинович Чихачев занимает особое место. Непревзойденный мастер геологической съемки и геокартирования, уникальный специалист регионального профиля, он всю свою жизнь в науке, начиная со второй половины 20-х годов, посвятил исследованию пустынных и низкогорных областей региона.

П. К. Чихачев родился 24 июня 1899 г. в г. Пензе в семье, свято чтившей память о знаменитых предках, путешественниках и географах — Петре Александровиче Чихачеве, именем которого назван крупный хребет на Алтае, и его брате Платоне Александровиче — одном из основателей Русского географического общества. Получив среднее образование, Павел Константинович в 1918—1922 гг. служит в Красной Армии. В 1922 г. он поступает на геоморфологическое отделение Петроградского географического института (в дальнейшем географический факультет Ленинградского университета). Его наставниками были видные ученые — профессор Л. С. Берг, академик А. Е. Ферсман, известные геологи П. И. Бутов и Е. В. Иванов. После окончания университета по специальности геолог-геоморфолог Павел Константинович в 1926 г. направляется в Геологический комитет (впоследствии

Кадамджайского, ртутно-сурьмяно-флюоритового Хайдарканского и др.

Большое значение имели идеи Н. М. Сеницына для среднemasштабного и детального прогнозирования скрытого ртутно-сурьмяного оруденения: это и представление о стабильных зонах, где могли сохраниться от эрозии приповерхностные низкотемпературные месторождения, и положение о полных и неполных разрезах, формирующихся на противоположных крыльях глубинных (краевых) разломов, и концепция о домезозойском пенеплене, поверхность которого срезает выходы рудоносных пород (возрастной критерий оруденения) и др. Николай Михайлович был инициатором проведения в пределах крупнейших рудных полей Южной Ферганы систематических стратиграфо-литологических и палеонтологических исследований, позволивших в ряде случаев произвести переоценку перспектив отдельных их участков (выявление поднадвиговых структур с многоярусным оруденением).

Уважительное отношение к труду и мнению других людей, высокая интеллигентность, человечность Николая Михайловича Сеницына оставили глубокий след в сердцах и умах его учеников, сослуживцев и всех тех, кому приходилось иметь с ним дело.

В знак благодарности за услуги перед геологией Южной Киргизии геологоразведчики Хайдаркана назвали одну из улиц этого крупного рудничного поселка именем Николая Михайловича Сеницына.

Ф. С. Моисеенко, Г. С. Поршняков
(Ленинградский государственный университет)

ЦНИГРИ, а затем — ВСЕГЕИ). С этими организациями связана вся научная деятельность П. К. Чихачева, посвященная главным образом изучению геологии Средней Азии.

В 1927—1928 гг. П. К. Чихачев занимается геологической съемкой в пустыне Кызылкум. В опубликованной совместно с И. П. Герасимовым работе он приводит первую для данного района стратиграфическую схему мезозойско-кайнозойских отложений и геологическую карту масштаба 1 : 1 000 000.

В 1929 г. П. К. Чихачев впервые попадает в Таджикистан в составе научно-исследовательской экспедиции ЦНИГРИ и Среднеазиатского геологоразведочного управления. Здесь он проводит 10-верстную геологическую съемку в бассейнах рек Вахш, Явансу, Кафирниган и Сурхандарья. С 1932 г., когда была организована Таджикская комплексная (Таджикско-Памирская) экспедиция СНК и АН СССР, исследованиями охватывается вся территория Юго-Западного Таджикистана. С 1932 по 1935 г. П. К. Чихачев возглавляет вначале партию ЦНИГРИ, затем — группу партий, а в дальнейшем выполняет обязанности помощника начальника экспедиции по геологическим работам в Южном Таджикистане. Его ближайшими коллегами в эти годы являлись Б. А. Борнеман, А. Р. Бурачек, И. Е. Губин,

Н. П. Луппов, С. К. Овчинников, П. П. Чуенко и др.

Указанными геологами под руководством П. К. Чихачева заложены основы стратиграфии мезозойско-кайнозойских отложений Таджикской депрессии и ее горного обрамления, включая южные склоны хребтов Петра Первого и Гиссарского — вплоть до сопредельных районов Узбекистана и Туркмении. Разрешены многие вопросы, касающиеся тектонического строения этого района, установлена его тектоническая зональность в современной структуре. П. К. Чихачевым, в частности, рассмотрены проблемы генезиса и виргации складок депрессии, представляющих собой единую систему покровных образований, сопряженную с дислокациями фундамента. Им же отмечалось, что в обрамлении депрессии фиксируются не одинарные тектонические разрывы, а целые зоны разломов, образующие систему альпийских надвигов. Указав на известную связь современной сейсмической активности с этими пограничными зонами, П. К. Чихачев выделил также два новых сейсмогенных участка — в районе Кулябских соляных куполов и в пределах Файзабадского тектонического узла. Полученный в результате геологического картирования Южного Таджикистана обширный материал позволил исследователям в общих чертах описать историю развития и палеогеографию региона в мезозое — кайнозое, а также наметить основные закономерности размещения ряда полезных ископаемых соответствующего возраста — угля, каменной соли, нефти, медных руд и др. Итогом этих исследований явилась первая геологическая карта Южного Таджикистана в масштабе 1:400 000, изданная в 1936 г. под редакцией П. К. Чихачева.

По весьма авторитетному для того времени мнению профессора В. Н. Вебера «... работы возглавляемой П. К. Чихачевым группы в Южном Таджикистане дали не только отчетливую картину его геологического строения, не только служат основой для геологопоисковых работ, но по своей точности и «красоте» изображения, несомненно, войдут как образцы в учебники... являясь первыми в нашей геологической литературе, основанными на богатом фактическом материале». Одновременно с указанными исследованиями П. К. Чихачев готовит путеводители экскурсий XVII сессии Международного геологического конгресса (Моск-

ва, 1937) по южным районам Таджикистана, а также выполняет прикладные работы по обоснованию строительства железной дороги Душанбе — Курган-Тюбе. За плодотворную деятельность в эти годы он был удостоен Почетной грамоты Центрального исполнительного комитета республики.

По завершении работ в Таджикско-Памирской экспедиции П. К. Чихачев в качестве старшего геолога ЦНИГРИ принимает участие в составлении и редактировании геологической карты Средней Азии (1941), а также в написании двухтомной монографии «Геология Узбекской ССР» (1937). В 1939 г. ему присуждается ученая степень кандидата геолого-минералогических наук.

В начале Великой Отечественной войны П. К. Чихачев в качестве ведущего специалиста был прикомандирован к Киргизскому геологическому управлению, где он осуществлял контроль за исследованиями, проводимыми на территории республики, участвовал в поисковых работах в Фергане, в составлении геологических и гидрогеологических карт. Он принимал деятельное участие в организации Киргизского филиала АН СССР; с 1943 по 1945 г. являлся директором Геологического института в г. Фрунзе.

В конце 1945 г. П. К. Чихачев возвращается к месту постоянной работы в г. Ленинград. В 1947 г. он защищает докторскую диссертацию на тему «Схема расчленения кайнозойских континентальных отложений Ферганы и история развития Ферганской впадины». В 1950 г. ему присваивается ученое звание старшего научного сотрудника, а в 1952 г. он становится профессором по специальности «региональная геология».

В последующие годы ученый трудится во ВСЕГЕИ, заведует кабинетом геологии Средней Азии и отделом нефти, возглавляет Среднеазиатскую и Восточную экспедиции. Он занимается обобщением геологических и геофизических материалов для структурно-геологической карты западных областей Средней Азии, участвует в написании 24-го тома «Геология СССР» (Таджикская ССР).

Павел Константинович Чихачев награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», медалями.

*Р. Б. Баратов, В. П. Новиков
(Институт геологии АН ТаджССР)*

70-летие Александра Николаевича Еремеева



Исполнилось 70 лет со дня рождения директора Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья, крупного организатора науки, известного ученого в области геологии рудных месторождений, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки и техники РСФСР, лауреата премии Совета Министров СССР Александра Николаевича Еремеева.

Александр Николаевич внес большой вклад в развитие теории и практики глубинных методов поисков месторождений урановых руд. Им обоснованы способы и масштабы работ по их выявлению. На этой основе сделаны открытия ряда промышленных месторождений.

Под руководством и при непосредственном участии А. Н. Еремеева выполнен комплекс исследований по применению математических методов и ЭВМ для прогнозно-поисковых и оценочных целей, завершившихся разработкой автоматизированной информационно-логической системы оценки рудоносности районов.

Александр Николаевич Еремеев является основным автором теоретического обоснования

и проведения гелиометрических исследований на территории страны, широко используемых при решении инженерных задач и проблемы охраны окружающей среды. Александр Николаевич — один из участников научного открытия «Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре».

Перу А. Н. Еремеева принадлежит около 100 научных работ. Многочисленные ученики Александра Николаевича успешно трудятся в различных регионах страны, развивая и внедряя идеи и методы, разработанные их учителем.

А. Н. Еремеев — бессменный директор ВИМСа в течение 20 лет, пользующийся заслуженным доверием коллектива института. За этот период ВИМС значительно укрепил свои позиции головного института, комплексно решающего сложные минерально-сырьевые проблемы страны.

Под руководством А. Н. Еремеева коллектив института неоднократно завоевывал переходящее Красное Знамя ЦК КПСС, Совмина СССР, ВЦСПС и ЦК ВЛКСМ, много раз был победителем в социалистическом соревновании отрасли.

За успехи в научно-производственной деятельности Александр Николаевич Еремеев награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», медалями, орденом ГДР «Знамя труда». Ему присвоено звание «Почетный разведчик недр», присуждена премия Министерства геологии СССР.

Сердечно поздравляем Александра Николаевича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, дальнейшей плодотворной деятельности.

*А. Г. Габриэляни, М. Д. Пельменёв,
Ф. К. Салманов, В. М. Волков,
Н. М. Гавриленко, Н. Н. Козин,
В. Ф. Рогов, Е. М. Селифонов,
Р. А. Сумбатов, Н. З. Беденков,
В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов,
А. И. Кривцов, В. А. Максимов,
В. А. Чернов, А. Е. Лисицын,
Г. В. Остроумов, В. Т. Покалов*



3 октября 1989 г., только что отметив свое пятидесятилетие, трагически погиб Вадим Викторович Ершов — известный советский геолог, профессор, доктор технических наук, заведующий кафедрой геологии Московского горного института, заместитель главного редактора журнала «Геология и разведка» серии «Известия высших учебных заведений».

В 1961 г., окончив геологический факультет Московского государственного университета, В. В. Ершов начал работать в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) под руководством проф. М. Н. Годлевского. Именно здесь начал он изучение Норильского медно-никелевого района.

В 1966 г. В. В. Ершов связал свой жизненный путь с Московским горным институтом: аспирант, ассистент, доцент, профессор; в течение 15 лет он заведует кафедрой геологии, в 1984—1989 гг. — декан факультета разработки рудных и нерудных месторождений.

Одной из характернейших черт Вадима Викторовича Ершова было умение компетентно и творчески работать на острие научно-технического прогресса. Овладев основами системного подхода, современной геостатистикой и технологией применения ЭВМ при решении горно-геологических задач, он развил и синтезировал все названные направления как средство для создания системы управления качеством руд и методологических, теоретических и технологических основ новой научной специальности — горно-промышленной геологии.

В рамках названной специальности В. В. Ершовым внесен существенный вклад в решение широкого круга прикладных задач, таких как геологическое обеспечение проектирования горных работ, оценка горно-геологических условий строительства и реконструкции горных предприятий, прогнозирование геологических факторов и горно-геологических явлений при эксплуатации месторождений, повышение полноты извлечения запасов из недр и комплексное использование минерального сырья, снижение отрицательного воздействия горного производства на геологическую среду. Умелое использование им ЭВМ для обработки информации и принятия оптимальных решений обеспечило существенное повышение эффективности всего цикла освоения месторождений полезных ископаемых.

В. В. Ершов был активным участником всесоюзных научно-технических программ проблемам горно-технологического изучения месторождений, проектирования и планирования горных работ, рудоподготовки и охраны окружающей среды. Для ряда крупных горных предприятий цветной и черной металлургии, промышленности по производству минеральных удобрений (Норильский, Тырнышский, Ковдорский комбинаты, ПО «Апатит» и др.) им выполнены высоко эффективные комплексные исследования.

Многолетняя работа В. В. Ершова по содействию геологической подготовки горных инженеров была направлена на создание системного методического обеспечения геологических дисциплин, широкое использование преподавании ЭВМ, коренную перестройку учебного процесса на базе усиления его интеграции с производством и научными исследованиями. Им внесен большой вклад в создание производственной базы Московского горного института на Кавказе.

Среди опубликованных им монографий учебных пособий и учебников для вузов так принципиальные работы, как «Техногенные изменения геологической среды» (1981), «Геологическое обеспечение горных предприятий» (1982), «Горно-геологические условия разработки месторождений металлических полезных ископаемых» (1984), «Геолого-маркшейдерское обеспечение управления качеством руд» (1986), «Основы горно-промышленной геологии» (1988). Учебник для негеологических специальностей вузов «Основы геологии», написанный им в 1986 г. в соавторстве с А. А. Никитовым и Г. Б. Поповой, в 1988 г. выпущен издательством «Мир» на английском языке.

Инициативный и активный исследователь организатор В. В. Ершов вел большую научно-организационную и общественную работу. Он был действительным членом Общества горных инженеров (США), членом Международного совета симпозиума по применению математических методов и ЭВМ в горной промышленности (США); работал в редколлегии международного журнала «Геостатистика», организационном комитете Европейской геостатистической ассоциации (Франция) и организационном комитете Международного конгресса по разведке и разработке месторождений полезных ископаемых в арктических условиях (США), активно участвовал в работе учебно-методического совета по высшему геологическому образованию Гособразованию СССР.

В Горном институте В. В. Ершов несколько лет возглавлял партийную организацию факультета, был членом партийного бюро. У него было много друзей и учеников как в стенах института, так и за его пределами. Светлая память о Вадиме Викторовиче Ершове навсегда сохранится в сердцах его друзей, товарищей по работе и учеников.

А. И. Кривцов, Л. Г. Грабча
А. Н. Дмитриевский, О. Л. Кузнецов
Л. А. Пучков, Д. И. Горжевский
А. П. Лихачев, А. Д. Петровский

Научно-технические мероприятия, проводимые во II квартале 1990 г. Мингео СССР, Академией наук СССР и другими ведомствами по вопросам геологического изучения недр, прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений полезных ископаемых

Апрель

1. III совещание «Генетические модели эндогенных рудных формаций». г. Новосибирск, 3 дня. Институт геологии и геофизики СО АН СССР (630090, г. Новосибирск, Университетский проспект, 3) тел. 35-13-44, 35-13-48).
2. Совещание «Прикладные и экологические аспекты минералогии». г. Звенигород Московской обл., 3 дня. Совет Московского отделения Всесоюзного минералогического общества АН СССР (109017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, тел. 230-84-44).
3. Уральское (Всесоюзное) стратиграфическое совещание. г. Свердловск, 3 дня. Институт геологии, геохимии УрО АН СССР (620219, г. Свердловск, ГСП-644, Почтовый пер., 7, тел. 51-19-97), ПГО «Уралгеология» (620144, г. Свердловск; ул. Вайнера, 55).
4. Конференция «Геоэкология: проблемы и решения. Основные направления геоэкологических работ, теория, методы и технические средства». пос. Зеленый, Московской обл., 3 дня. ВСЕГИНГЕО Мингео СССР (142450, пос. Зеленый, Московской обл., тел. 521-20-11).
5. Всесоюзная школа «Методы изучения физико-химических свойств цеолитовых туфов». г. Новосибирск, 5 дней. Институт геологии и геофизики СО АН СССР (630090, гор. Новосибирск, Университетский проспект, 3, тел. 35-64-76).
6. Всесоюзная школа «Флиш и флишоподобные комплексы в различных структурных зонах земной коры». г. Звенигород Московской обл., 6 дней. Геологический институт АН СССР (109017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, тел. 231-04-43).
7. VIII семинар «Фундаментальные проблемы морских электромагнитных исследований». г. Звенигород Московской обл., 3 дня. Комиссия АН СССР по проблемам Мирового океана (117333, г. Москва, ул. Вавилова, 44/2, тел. 135-15-68).
8. V конференция «Актуальные вопросы геофизики». г. Суханово Московской обл., 3 дня. Институт физики Земли АН СССР (123810, г. Москва, Б. Грузинская, 10, тел. 254-41-36).
9. Семинар по геохимии магматических и метаморфических пород. г. Москва, 2 дня. Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского АН СССР (117975, г. Москва, ГСП-1, В-334, ул. Косыгина, 19, тел. 939-70-77).

Май

1. VII Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода. г. Таллинн, 3 дня. Институт геологии АН Эстонской ССР (200101, г. Таллинн, б. Эстония, 7, тел. 60-51-84).
2. VIII совещание по краевым образованиям материковых оледенений. г. Минск, 3 дня. Институт геохимии и геофизики АН БССР (220600, г. Минск, ул. Жодинская, 7, тел. 64-53-15, 64-41-62).
3. XII Всесоюзное металлогеническое совещание. г. Киев, 3 дня. Научный совет по рудообразованию АН СССР (109017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, тел. 230-84-42).
4. Совещание «Земная кора и верхняя мантия СССР». г. Апатиты, 3 дня. Геологический институт КНЦ АН СССР (184200, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, тел. 3-01-67).
5. Конференция «Основные направления совершенствования экономического механизма управления отраслью». г. Киев, 3 дня. ПГО «Укргеология» Мингео СССР (252601, г. Киев, ГСП, ул. Владимирская, д. 34, тел. 226-20-07).

Июнь

1. Семинар «Осадочные и вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». г. Баку, 3 дня. Институт геологии им. Губкина АН АзССР, (370143, г. Баку, пр. Нариманова, 29а, Академгородок, тел. 39-43-18).
2. Всесоюзная школа «Использование инструментальных способов сейсмического микрорайонирования». г. Иркутск, 7 дней. Институт земной коры СО АН СССР (664033, г. Иркутск-33, ул. Лермонтова, 128, тел. 6-40-00, 6-23-59).

Contents

<i>Krivtsov A. I.</i> Organization and economic principles of research of the Ministry of Geology of the USSR	3	<i>Sobornov K. O.</i> Wedge-shaped overthrusts of the northe- astern slope of the Caucasus	79
METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT			
<i>Sazonov L. A.</i> Relief topomorphostructural analysis me- thods	12	MARINE GEOLOGY	
<i>Chernyshov N. M., Molotkov S. P.</i> A model for prediction and prospecting complex of sulphide nickel deposits of Elanskiy type	20	<i>Geodekhyan A. A., Zabanbark A., Konyu- khou A. I.</i> Oil and gas-bearing complexes beneath the continental margins of various tecto- nic structures	87
ENERGY RESOURCES			
<i>Beznasov N. V., Il'in V. D., Korcha- gin V. I., Kutuzova V. V., Fortunato- va N. K.</i> Distribution and comparative assessment of oil and gas content in bentogene and planktonic carbonaceous formations of the USSR	28	MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
<i>Serova N. B., Bartashevich O. V., Zhmur S. I., Melamedova V. S.</i> Relict hydrocarbons in the processes of transformation of organic matter of com- bustible shales	34	<i>Staroseltsev V. S.</i> The structure-forming role of intrusion of traps into the Tungusskaya syncline 94	94
METALS AND NON-METALS			
<i>Borodaevskaya M. B., Gorzhevskiy D. I.</i> The role of geological formations in pre- dicting and prospecting pyrite deposits <i>Sintsov A. V.</i> The Nepskiy potassium basin structure and its evolution	44	GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
<i>Seiranyan V. B., Kazaryan A. K.</i> A new turquoise finding in Armenia	58	<i>Glebovskiy Yu. S., Nikitskiy V. E.</i> Today's magnetiv prospecting	99
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY			
<i>Yanko V. V., Gramova L. V.</i> Quaternary stratigraphy of the Caucasus shelf and continental slope of the Black Sea according to microfauna	60	HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS			
<i>Fillipov G. V., Suganov B. I., Karase- va G. G., Nekos V. V.</i> The Saiany-Yenisey fault as a structure of transregional type	73	<i>Seletskiy Yu. B., Ostapenko S. V., Ol- man N. S., Romanov V. V., Molcha- nov A. A., Pyatnitskiy N. V.</i> Application of tritium to studying the Muthnovskaya geothermal system	107
DISCUSSIONS			
		<i>Kleshchev A. K., Slavkin V. F.</i> On the problem ownership of mineral resources	114
NEWS IN BRIEF, INFORMATION			
		<i>Vorob'ev V. I., Pavlovskiy A. B., Volch- kov A. G.</i> Some features of ore deposits of Chinese People's Republic	117
NOTABLE DATES			
		The 80-th anniversary of Nikolay Mi- khailovich Sinitcin	124
		The 90-th anniversary of Pavel Konstan- tinovich Chikhachev	125
		The 70-th anniversary of Alexandr Niko- laevich Eremeev	126
		In the commemoration of Vadim Vikto- rovich Ershov	127