ISSN 0038–5069

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

7 • 1979

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

7 • 1979

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР

Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. П. Лаверов

В. В. Белоусов, К. Д. Беляев, Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян, Л. Ф. Думлер, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), *Б. М. Зубарев, П. Ф. Иванкин, Г. А. Израилева* (зам. главного редактора), *А. Б. Каждан, Е. В. Карус, А. И. Кринари, А. М. Палий, А. В. Пейве, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов* (зам. главного редактора), *Н. Н. Предтеченский, Н. В. Роговская, Д. А. Родионов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, А. Д. Щеглов, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк*

МОСКВА·НЕДРА

© Издательство «Недра»
«Советская геология» 1979

Содержание

Соколовский Ю. А.

Некоторые аспекты определения экономической эффективности геологоразведочных работ 3

Строганов В. П.

Закономерности размещения и условия формирования зон преимущественного нефте- и газонакопления в меловых отложениях юга СССР. 12

Бугрова Э. М.

Этапы развития фораминифер эоценового бассейна Средней Азии . . 27

Кривцов А. И., Агеева С. Т.

Петрологические особенности вулкано-плутонических ассоциаций районов меднопорфирового оруденения. 36

Стрельников С. И.

Особенности структуры Урала по данным дешифрирования космических снимков 49

Маргулис Л. С., Мудрецов В. Б., Сапожников Б. Г., Федотов Г. П., Хведчук И. И.

Геологическое строение северо-западной части Охотского моря 61

Колесник Н. Н.

Особенности глубинного строения Ладожской зоны протоактивизации. 71

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Кирикилица С. И., Полканов Ю. А., Тарасенко В. С., Металиди С. В., Мочалов А. Я., Проскурин Г. П.

Перспективы развития минерально-сырьевой базы титановых руд на Украине 81

Крылова В. В., Горелышев А. В.

Изменчивость золото-серебряного отношения в рудах 83

Хисамутдинов М. Г.

Типы структурно-металлогенических зон Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклинальной системы 86

Ветштейн В. Е., Гавриш В. К., Гуцало Л. К.

Изотопный состав водорода и кислорода вод в зонах глубинных разломов 96

Гладких В. С., Гусельников А. А.

Редкие и рудные элементы в шпинелевых лерцолитах и генезис базальтовых магм Прибайкалья . . . 104

Курдюков А. А.

Структура Тырныаузского рудного узла 110

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

Онихимовский В. В.

Краткая информация о совещании по проблеме глубинного строения Дальневосточного региона . . . 120

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

Семенов Е. И.

К выходу в свет «Атласа минералов и руд редких элементов» . . . 123

Художественный редактор *Л. Э. Немировский.*
Технические редакторы *А. Г. Иванова, В. В. Соколова*
Корректор *В. А. Бобринская*

Сдано в набор 24.05.79. Подписано в печать 25.06.79. Т-11639 Формат 70×108 1/16. Печать высокая.
Усл. п. л. 11,2. Уч.-изд. л. 13,18 Тираж 3660 экз. Заказ № 327

Адрес редакции: 123812, ГСП, Москва, Бол. Грузинская, д. 4/6.
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

УДК 550.8.003.13

Ю. А. СОКОЛОВСКИЙ (ВИМС)

Некоторые аспекты определения экономической эффективности геологоразведочных работ

Актуальность рассматриваемой проблемы определяется решениями XXV съезда КПСС о всемерном повышении эффективности общественного производства и его составной части — геологоразведочных работ. Важность этой проблемы подчеркивается в статье Е. А. Козловского [6], посвященной кардинальным вопросам экономики минерального сырья, в том числе связи эффективности геологоразведочных работ с экономической оценкой месторождений, народнохозяйственной и отраслевой их эффективности, фактору времени и др.

При анализе экономической эффективности геологоразведочных работ следует прежде всего учитывать их научно-производственный характер, который проявляется в двойственности их полезного результата. С одной стороны, это геологическая и иная информация о строении недр и залегающих в них скоплениях ценных компонентов, а с другой — непосредственный прирост разведанных запасов полезных ископаемых.

Цель геологоразведочных работ на каждом объекте и стадии — получение научной геологической информации, которая прежде всего нужна для подсчета и прироста разведанных запасов. Создаваемый научный потенциал служит одновременно одним из важнейших факторов производственного процесса наряду с кадрами, орудиями труда и материальными ресурсами. Поэтому конечным народнохозяйственным результатом геологоразведочных работ следует считать не научную информацию, а именно прирост разведанных запасов полезных ископаемых.

Научно-производственный характер геологоразведочных работ отражается также в двойственности затрат. С одной стороны, это затраты на особый вид научной деятельности, которые финансируются (кроме глубокого разведочного бурения на нефть и природный газ) за счет так называемых операционных средств государственного бюджета, как и затраты на собственно научные исследования. С другой стороны, затраты на геологоразведочные работы можно считать своеобразной формой капитальных вложений в изучение и подготовку минерально-сырьевых баз, которые после освоения становятся составной частью основных производственных фондов горных предприятий. Все это обусловливает иной порядок определения экономической эффективности геологоразведочных работ по сравнению с другими отраслями народного хозяйства (наукой, капитальным строительством, горной промышленностью и т. д.).

Другим методологическим вопросом является установление критерия экономической эффективности геологоразведочных работ — обобщающего показателя успешности функционирования той или иной самостоятельной системы или подсистемы (в нашем случае — геологоразведочной отрасли в целом и ее отдельных подразделений). Существуют различные мнения о критерии эффективности этой отрасли. Одни авторы [5] таким критерием считают уровень общественной производительности труда, другие [9] — создание эффективных пропорций между запасами и добычей полезного ископаемого и т. д. Названные критерии отражают отдельные стороны эффективности геологоразведочных работ, но не увязаны друг с другом. Нам представляется, что

в рамках геологоразведочной отрасли они должны служить одновременно критериями эффективности и оптимизации.

Если рассматривать эту отрасль как отдельную самостоятельную систему, то ее целью и конечным результатом будет прирост разведанных запасов полезных ископаемых на промышленно ценных объектах, включенных в государственный план, а средством — затраты живого и овеществленного труда и накопленный научный потенциал. Успешность функционирования системы будет определяться в этом случае отношением между приростом разведанных запасов и используемыми средствами. Таким образом, критерий экономической эффективности геологоразведочных работ как самостоятельной системы (целевая функция ее оптимизации) заключается в максимизации планируемого прироста разведанных запасов на единицу затрачиваемых средств, а именно на единицу физических объемов работ, единицу живого труда, производственных фондов и финансовых ресурсов.

Если же рассматривать геологоразведочную отрасль как подсистему народного хозяйства, то ее целью является обеспечение различных отраслей производства разведанными запасами полезных ископаемых. В этом случае критерий эффективности геологоразведочных работ будет состоять в обеспечении необходимых пропорций между выявляемыми балансовыми запасами и добычей минерального сырья при минимизации затрат.

Следовательно, можно выделить два критерия эффективности геологоразведочной отрасли. Один заключается в максимизации полезного эффекта в виде разведанных запасов при данных затратах и выделенных ассигнованиях, а другой — в минимизации затрат при достижении необходимой пропорциональности между запасами и добычей.

Максимизация прироста разведанных запасов еще не означает обеспечения пропорциональности между ними и добычей в пределах конкретных горнопромышленных районов, нефтегазопромысловых управлений и т. д. Поэтому одной из основных задач геологоразведочных работ признается дальнейшее увеличение минерально-сырьевых ресурсов в районах действующих горнодобывающих предприятий. Однако обеспечение необходимой сбалансированности между запасами и добычей по конкретным районам может быть в ряде случаев выполнено лишь при уменьшении общего прироста запасов полезного ископаемого (в связи с меньшей отдачей затрат в «старых», детально изученных районах по сравнению с новыми).

На реализацию критериев оказывают влияние принципы внутренней структуры геологоразведочных работ: а) последовательные стадии (съемка, поиски, разведка) и подстадии работ; б) виды полевых, камеральных и других работ; в) отрасли полезных ископаемых; г) конкретные территории и объекты. Указанные принципы требуют также определенной пропорциональности и комплексирования работ во времени и пространстве. Несомненно, что трудовые, технические, материальные и финансовые ресурсы с учетом критериев эффективности должны в первую очередь концентрироваться на важнейших направлениях и объектах работ. При этом не должны быть приостановлены работы, которые в данный момент менее эффективны, но по геологическим прогнозам окупят себя в перспективе многократно. Кроме того, определенная часть геологоразведочных работ на некоторых объектах и подстадиях может быть вообще безрезультатной.

Наконец, экономическая эффективность геологоразведочных работ зависит от внешних, природных условий и факторов: ограниченности и невоспроизводимости минерально-сырьевых ресурсов, масштаба и качества выявляемых месторождений, их ценности, географического размещения и т. д.

Критерии эффективности отрасли определяют формы (показатели) ее оценки. Максимизация прироста запасов на единицу затрат и наличных ресурсов в первую очередь имеет в виду прирост запасов в натуральном выражении (в тоннах железной руды, цветных металлов, нефти и т. д.). Натуральные показатели прироста запасов по конкретным объектам, районам и в целом по стране являются важнейшими показателями государственного плана. Поэтому экономическую эффективность геологоразведочных работ следует прежде всего измерять показателями прироста запасов полезных ископаемых в натуральном выражении на единицу затрат. Они называются показателями отраслевой эффективности геологоразведочных работ, а учитывающие экономическую ценность разведанных запасов на единицу затрат — показателями народнохозяйственной эффективности.

Разграничение показателей на отраслевые и народнохозяйственные явилось значительным шагом вперед в решении рассматриваемой проблемы [4, 12, 16]. Оно помогло увязать экономическую эффективность геологоразведочных работ с геолого-экономической оценкой месторождений.

По нашему мнению, отраслевые и народнохозяйственные показатели, отражая равнозначные критерии эффективности отрасли (внутренний и внешний), имеют одинаковое значение с точки зрения оптимизации геологоразведочных работ. С одной стороны, показатели, которые характеризуют суммарный вклад отрасли в прирост национального богатства по экономической ценности запасов, непосредственно зависят от плановых заданий по приросту запасов конкретных полезных ископаемых в натуральном выражении по отдельным районам и объектам. С другой стороны, небольшое изменение в стоимости прироста единицы ведущих полезных ископаемых (нефть, природный газ, цветные металлы и др.) в расчете на перспективный период приводит к увеличению или уменьшению ассигнований на много миллиардов рублей. Следовательно, и те и другие показатели в равной мере важны для планирования и оценки деятельности отрасли в целом и ее отдельных подразделений.

Существует ряд предложений по учету природной ценности выявляемых запасов: для этой цели используются прирост годовой прибыли от промышленной эксплуатации запасов [7, 9], оптовые или расчетные цены на разведанные запасы [1, 5], потенциальная стоимость извлекаемых запасов по действующим оптовым ценам на минеральное сырье [4, 8] и т. д.

Для учета различий в природном качестве выявляемых запасов можно, по нашему мнению, воспользоваться показателем «денежная ценность разведанных запасов», которая равна суммарному экономическому эффекту, доходу, прибыли от их промышленного использования. Данные для определения денежной ценности запасов содержатся в документах по геолого-экономической оценке месторождений. В технико-экономических обоснованиях проектов временных и постоянных кондиций имеются как сведения о суммарных запасах категорий $A+B+C_1+C_2$, так и расчетные технико-экономические показатели использования этих запасов. На их основе можно подсчитать величину эффекта, дохода, прибыли, приходящихся на единицу запасов. Например, по одному из месторождений подсчитано 20 тыс. т запасов цветного металла по категориям C_1+C_2. Годовая прибыль предприятия определена в 2 млн. руб. и суммарная прибыль за все 15 лет отработки запасов 30 млн. руб. Следовательно, на 1 т учтенных запасов

металла в недрах придется 1,5 тыс. руб. прибыли. Эта величина и будет характеризовать денежную ценность единицы разведанных запасов на данном месторождении.

По выборочным данным денежная ценность единицы разведанных запасов железных руд в недрах составляет (в руб/т): бурых железняков 0,4, титаномагнетитовых руд 0,9, магнетитовых 1,5—2,5, богатых руд КМА 1,5—5. Денежная ценность 1 т олова в геологических запасах (по металлу в концентрате) равна 800—2500 руб., соответственно 1 т молибдена 2500—6000 руб. и т. д.

Производственный характер геологоразведочных работ, однако, не означает, что разведанные запасы должны, кроме денежной ценности, иметь также оптовые или расчетные цены, как на промышленную продукцию. В перспективе геологоразведочные работы (или большую их часть) необходимо по-прежнему финансировать за счет средств государственного бюджета по соответствующим расценкам на физические объемы.

Предлагают оценивать месторождение на основе дифференциальной горной ренты или с учетом экономии общественного труда в процессе его разработки по сравнению с худшим или замыкающим в отрасли [12, 13, 17]. Дифференциальная горная рента позволяет более полно и правильно учесть экономический эффект от промышленного освоения месторождений, их денежную ценность и, следовательно, экономическую эффективность геологоразведочных работ.

Первоначальным условием для возникновения экономического эффекта, по которому определяется денежная ценность разведанных запасов, является труд геологов. Но поскольку этот эффект реализуется непосредственно в горной промышленности благодаря труду горняков, было высказано мнение о долевом участии геологов и горняков в общем эффекте, как при определении экономической эффективности научно-исследовательских работ. По нашему мнению, вопрос о долевом участии геологов в общем эффекте возникает только в том случае, когда необходимо определить экономическую отдачу затрат на поиски и разведку месторождений по сравнению с эффективностью в других отраслях народного хозяйства.

Геологоразведочные работы нельзя считать ни отраслью науки, ни отраслью капитального строительства. Плановые задания для них устанавливаются в соответствии с общими планами развития народного хозяйства и независимо от того, какая будет отдача затрат по приросту прибыли в сопоставлении с другими отраслями. Гораздо большее значение имеет общая эффективность затрат на разведку и промышленное освоение месторождений (и то по суммарному, а не годовому эффекту).

Экономическую эффективность геологоразведочных работ мы определяем на стадии их планирования, проектирования и подведения итогов деятельности отрасли. При этом величина долевого участия геологов в общем годовом эффекте в 20—30% или в размере годовой сверхнормативной прибыли не может повлиять на выбор первоочередных объектов разведки. Геологоразведочные работы проводятся по конкретным объектам на основе их геолого-экономической оценки и с целью получения планового прироста запасов, который бы при прочих равных условиях давал наибольший суммарный экономический эффект. Для выполнения этой цели долевое участие геологов в годовом эффекте не имеет существенного значения.

Таким образом, при определении экономической эффективности геологоразведочных работ предлагается относить на них весь экономический эффект, всю прибыль и горную ренту, возникающую при от-

работке разведанных запасов. Следовательно, зная фактический или планируемый прирост запасов полезного ископаемого за соответствующий период времени, денежную ценность единицы запасов на каждом объекте, а также затраты на проведение геологоразведочных работ по отдельным месторождениям, районам и в целом по отрасли, можно подсчитать их экономическую эффективность по суммарному приросту прибыли или горной ренты на единицу затрат. Что касается собственно научно-исследовательских работ геологического профиля, то их долевое участие в общем эффекте имеет актуальное значение.

На величину экономического эффекта влияет фактор времени. Этот вопрос подробно анализируется в статье Е. А. Козловского [6]. Существуют различные подходы к определению экономической сущности фактора времени. Для рассматриваемой проблемы важно учесть движение дохода от вложения средств во времени и соизмерить доходы, получаемые в различные периоды, что позволяет выбрать оптимальный вариант по быстроте возврата средств и их отдаче. Методы учета фактора времени посредством дисконтирования позволяют определить величину дохода в любой точке его изменения во времени. При движении вперед первоначальная сумма дохода возрастает ежегодно по сложным процентам, при обратном отсчете времени величина будущего дохода уменьшается также по сложным процентам.

Учитывая общие приемы дисконтирования дохода и различную продолжительность разведки и освоения месторождений, отдельные авторы рекомендуют корректировать экономическую эффективность геологоразведочных работ коэффициентом приведения в размере 0,08 [2, 7]. Это производится в том случае, если фактический срок разведки превышает, например, 5—7 лет или существует разрыв во времени между окончанием разведки и промышленным освоением. В последнем случае сметная стоимость разведки месторождения увеличивается на коэффициент 0,08 ежегодно вплоть до ввода его в эксплуатацию.

Указанные предложения принципиально отличаются от учета фактора времени в капитальном строительстве [14]. В то время как в строительстве он служит для выбора лучшего варианта при определении сравнительной экономической эффективности капитальных вложений, не изменяя их сметной стоимости, на геологоразведочных работах фактор времени предлагается использовать уже после их проведения и при определении абсолютной экономической эффективности. По нашему мнению, продолжительность разведочных работ не влияет на сметную стоимость, а следовательно, и на их абсолютную экономическую эффективность. Кроме того, задержка промышленного освоения разведанных месторождений не по вине геологических организаций не должна снижать экономическую эффективность затрат на их разведку, поскольку они были внесены в пообъектный народнохозяйственный план по согласованию с горнодобывающим ведомством.

По-другому определяется экономическая эффективность работ на основе денежной ценности разведанных запасов по уровню дифференциальной горной ренты и замыкающих затрат. Горная рента (или добавочная прибыль, сверхприбыль) приводится обычно к настоящему времени с учетом соответствующих нормативов дисконтирования. В данном случае экономическую эффективность геологоразведочных работ следует определять также на основе дисконтированной горной ренты. При этом норматив приведения необходимо брать не в размере 0,08, как для капитальных вложений (при краткосрочных строительных программах), а в гораздо меньшем размере (в среднем 0,04), по аналогии со средней ставкой банковского процента.

При использовании норматива 0,08 и длительном сроке отработки средних и крупных месторождений (свыше 15—20 лет) происходит снижение общего экономического эффекта и их денежной ценности. В итоге оценка экономической эффективности затрат на геологоразведочные работы будет значительно занижена.

Методы дисконтирования необходимо использовать в разумных пределах. Промышленные блоки с учетом действующих оптовых цен в любом случае должны остаться балансовыми, как правильно отмечается в статье Е. А. Козловского [6]. И, наоборот, в условиях реальной хозяйственной деятельности горных предприятий непромышленные блоки не станут балансовыми, даже если при этом и возрастает общая денежная ценность месторождения по величине дисконтированного дохода. Отсюда следует, что критерий денежной оценки месторождений может не изменить, а лишь дополнить существующие принципы, критерии и приемы их геолого-экономической оценки.

Экспериментальные расчеты по денежной оценке месторождений на основе дисконтированной горной ренты и без включения в общий доход амортизационных отчислений на реновацию показали, что в большинстве случаев выбор оптимального варианта по денежной оценке совпадал с таким же выбором по комплексу технико-экономических показателей. Однако следует шире использовать денежную оценку месторождений и замыкающие затраты (предельно допустимую стоимость), особенно для дефицитных полезных ископаемых, объектов, расположенных вблизи действующих предприятий, оконтуривания балансовых запасов в пределах отдельных блоков, определения экономической эффективности геологоразведочных работ и т. д.

Примерная система показателей эффективности геологоразведочных работ (натуральных, стоимостных, сводных) приводится в таблице.

Для оценки эффективности затрат по отдельным стадиям, видам работ и полезным ископаемым могут быть использованы и другие показатели [3, 9, 10], но при условии, что они непосредственно связаны с приростом разведанных запасов. Для учета различных производственных факторов, влияющих на эффективность общественного производства, предложено порядка двадцати показателей [8].

Выбор соответствующих показателей эффективности зависит от задачи, которая ставится перед геологоразведочными работами на различных уровнях их управления (отрасль, объединение, экспедиция, партия). О динамике этой эффективности можно судить на основании нескольких показателей. Повышение удельных затрат на прирост разведанных запасов не означает, что эффективность работ снижается, если одновременно увеличивается их денежная ценность и реальная обеспеченность запасами действующих и новых предприятий.

Использование в расчетах эффективности геологоразведочных работ суммарного, а не годового эффекта, по нашему мнению, более правильно, так как промышленные запасы, в отличие от других производственных ресурсов, невоспроизводимы и ограничены на каждом месторождении.

Экономическая отдача затрат на геологоразведочные работы по суммарному эффекту выражается следующими величинами: при разведке оловорудных месторождений от 5 до 20, молибденовых — от 10 до 50, железорудных — от 10 до 500 и т. д. Следовательно, при разведке железорудных месторождений на каждый рубль затрат можно получить дохода или прибыли от 10 до 500 руб. (после их промышленного освоения). Те же показатели эффективности получаются при делении денежной ценности единицы запасов на стоимость ее разведки.

Примерная система показателей экономической эффективности геологоразведочных работ

Показатели	Характеристика	Формула расчета
Натуральные		
Эффективность 1 м буровых, горных выработок, 1 скважины глубокого бурения и т. д. ($Э_ф$)	Отношение прироста запасов полезных ископаемых кат. $A + B + C_1 + C_2$ (Q) к общему объему буровых, горных выработок, количеству скважин и т. д. (V)	$Э_ф = \frac{Q}{V}$
Эффективность единицы объемов работ в приведенном выражении ($Э_{пр}$)	Отношение Q к общему объему буровых и горных выработок в приведенном выражении ($V_{пр}$)	$Э_{пр} = \frac{Q}{V_{пр}}$
Коэффициент продуктивных структур на нефть и газ, перспективных площадей, проявлений и т. д. (K)	Отношение структур с промышленными притоками нефти и газа ($C_{пр}$) к общему количеству выявленных структур ($C_{об}$) или отношение перспективных площадей, проявлений ($П_{пр}$) к общему количеству изучаемых площадей, проявлений ($П_{об}$)	$K = \frac{C_{пр}}{C_{об}}$, $K = \frac{П_{пр}}{П_{об}}$
Стоимостные		
Стоимость поисков единицы запасов полезных ископаемых кат. C_2, для нефти и газа кат. $C_1 + C_2$ ($C_п$)	Отношение затрат на поисковые работы ($З_п$) к приросту запасов соответствующих категорий ($Q_п$)	$C_п = \frac{З_п}{Q_п}$
Стоимость разведки единицы запасов полезных ископаемых кат. $A + B + C_1 + C_2$ (удельные затраты на прирост 1 т запасов) ($C_р$)	Отношение затрат на геологоразведочные работы, включая затраты на поиски ($З_{гр}$), к приросту запасов кат. $A + B + C_1 + C_2$ (Q)	$C_р = \frac{З_{гр}}{Q}$
Прирост разведанных запасов в натуральном выражении на 1 руб. затрат ($О_{нт}$)	Для одного полезного ископаемого отношение прироста запасов кат. $A + B + C_1 + C_2$ к затратам на геологоразведочные работы	$О_{нт} = \frac{Q}{З_{гр}}$
Прирост разведанных запасов в приведенном выражении на 1 руб. затрат ($О_{пр}$)	Для нескольких или многих полезных ископаемых отношение суммы произведений фактического прироста запасов ($Q_ф$) на планируемую стоимость разведки их единицы ($C_{пл}$) к фактическим затратам на геологоразведочные работы ($З_{гр}$)	$О_{пр} = \frac{\Sigma Q_ф \cdot C_{пл}}{З_{гр}}$
Сводные		
Денежная ценность единицы разведанных запасов полезных ископаемых ($Ц_е$)	Отношение ожидаемого суммарного экономического эффекта в виде прибыли ($\Delta П$) или приведенной горной ренты ($\Delta Р$) за все время отработки месторождения к количеству учтенных запасов (Q)	$Ц_е = \frac{\Delta П}{Q}$, $Ц_е = \frac{\Delta Р}{Q}$
Экономическая отдача затрат на геологоразведочные работы (по денежной ценности разведанных запасов) ($Э_{дц}$)	Отношение прироста ожидаемой прибыли ($\Delta П$) или приведенной горной ренты ($\Delta Р$) от промышленного использования разведанных запасов к затратам на геологоразведочные работы ($З_{гр}$)	$Э_{дц} = \frac{\Delta П}{З_{гр}}$, $Э_{дц} = \frac{\Delta Р}{З_{гр}}$

Продолжение табл.

Показатели	Характеристика	Формула расчета
Общая экономическая эффективность затрат на геологоразведочные работы и капитальных вложений (по суммарному эффекту) ($Э_{об}$)	Отношение прироста суммарной прибыли ($\Delta П$) или суммарной приведенной горной ренты ($\Delta Р$) к сумме затрат на геологоразведочные работы ($З_{гр}$) и капитальных вложений в освоение месторождений ($К$)	$Э_{об} = \frac{\Delta П}{З_{гр}+К}$, $Э_{об} = \frac{\Delta Р}{З_{гр}+К}$
Коэффициент восполнения или воспроизводства разведанных запасов полезных ископаемых ($К_в$)	Отношение прироста разведанных запасов (Q) к количеству добытых запасов, включая потери в недрах ($Д$)	$К_в = \frac{Q}{Д}$

При дополнительном учете капиталовложений в строительство предприятия общая отдача затрат на геологоразведочные работы и освоение месторождения снижается. Например, при затратах на разведку железорудного месторождения 16 млн. руб., строительство комбината 150 млн. руб. (итого 166 млн. руб.) и суммарной прибыли на все запасы 800 млн. руб. общая отдача затрат уменьшится с 50 до 4,8. По методике учета только годовой прибыли отдача затрат составит 0,15—0,20.

Перечисленные в таблице показатели экономической эффективности не предназначены для установления каких-то пределов или нормативов. Нормативы эффективности капитальных вложений обычно устанавливаются по приросту годовой прибыли на один рубль затрат. Например, в целом по народному хозяйству в размере 0,12 и дифференцированные нормативы по отдельным отраслям.

Поскольку затраты на геологоразведочные работы рассматриваются как часть вложений в создание промышленно-сырьевых баз, было предложено распространить на них соответствующие нормативы эффективности, в частности при расчете сравнительной экономической эффективности использования новой техники, приборов, методов разведки и т. д. [7]. Что касается собственно затрат на их проведение, то нормативы эффективности здесь не применимы, как и для научно-исследовательских работ. Во-первых, по геологическим и экономическим соображениям эти нормативы не могут служить для выбора лучших вариантов и направлений геологоразведочных работ. Во-вторых, для капиталовложений они устанавливаются с учетом экономического эффекта за год, в то время как для геологоразведочных работ более важен суммарный полезный эффект за все время отработки выявленных запасов. Применение нормативов эффективности тормозило бы постановку и проведение этих работ по действительно перспективным направлениям.

Экономически допустимые пределы затрат на геологоразведочные работы по отдельным месторождениям, территориям, стадиям могут быть определены на основе дифференциальной горной ренты или добавочной прибыли, которая образуется при использовании разведанных запасов лучшего качества на данном месторождении по сравнению с худшим или замыкающим. В литературе даются конкретные рекомендации по определению экономически допустимого предела затрат на подготовку промышленных запасов нефти и газа [10, 14]; указанный принцип может быть использован и для твердых полезных ископаемых.

Определим экономически допустимый предел затрат на разведку 1 т запасов олова в недрах по одному из эксплуатируемых месторождений. Замыкающие приведенные затраты на 1 т олова в концентрате примем ориентировочно в 17 тыс. руб., затраты на добычу и обогащение 1 т олова в концентрате по этому месторождению 11 тыс. руб., удельную нормативную прибыль 3 тыс. руб. и приведенные затраты 14 тыс. руб. Следовательно, горная рента (сверхнормативная прибыль) на 1 т олова в концентрате будет равна 3 тыс. руб., а экономически допустимый предел затрат на разведку 1 т олова в недрах при сквозном его извлечении 70% — 2100 руб.

Таким образом, величина предельных затрат при прочих равных условиях зависит от размера дифференциальной горной ренты. Поэтому денежная ценность разведанных запасов по уровню горной ренты представляет собой экономически допустимый предел затрат на их прирост. Разумеется, в обычных условиях фактические затраты на поиски и разведку единицы балансовых запасов будут во много раз меньше предельных. Предельные затраты по уровню горной ренты — это экономически обоснованный показатель, который может служить дополнительным ориентиром при планировании и проектировании геологоразведочных работ, в том числе и на новых перспективных площадях. Денежная ценность прогнозируемых запасов может быть одним из элементов экономического обоснования поисков.

Трудность решения рассматриваемой проблемы связана с тем, что геологоразведочные работы весьма специфичны и содержат элементы научного и производственного характера. Критерии экономической эффективности должны в первую очередь служить средствами оптимизации внутри отрасли и вне ее в целях обеспечения сбалансированности между промышленно ценными запасами и добычей.

Экономическую эффективность геологоразведочных работ следует измерять не одним обобщающим, а несколькими равнозначными показателями на основе прироста разведанных запасов полезных ископаемых в натуральном выражении и по их денежной ценности (экономическому эффекту от промышленного использования) на единицу затрачиваемых средств. При этом экономический эффект необходимо учитывать в полном размере, без долевого участия, и определять суммарный эффект в расчете на все извлекаемые по месторождению запасы, а не в годовом исчислении. Фактор времени не изменяет абсолютной экономической эффективности затрат на геологоразведочные работы, определяемой по приросту годовой, а также суммарной прибыли. В случае же ее оценки на основе суммарной горной ренты норматив приведения составит примерно 0,04.

Для измерения эффективности геологоразведочных работ на различных стадиях и уровнях управления потребуется система дополняющих друг друга натуральных, стоимостных и сводных показателей, увязанных с геолого-экономической оценкой месторождений. В случае необходимости на основе дифференциальной горной ренты рассчитываются экономически допустимые пределы затрат на их поиски и разведку. Изложенная концепция свидетельствует о том, что затраты на геологоразведочные работы многократно окупаются денежной ценностью выявляемых запасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агошков М. И., Перваго В. А., Хрущов Н. А.* Цена разведанных запасов полезных ископаемых.— Разведка и охрана недр, 1974, № 5, с. 25—29.
2. *Буялов Н. И., Белокопытов В. М., Розов Б. С.* Вопросы методики определения экономической эффективности капитальных вложений в поиски и разведку нефтяных месторождений.— Сов. геология, 1973, № 2, с. 107—110.
3. *Егорин П. Г.* Экономика геофизических методов разведки полезных ископаемых. М., Недра, 1977.
4. *Каганович С. Я.* Экономика минерального сырья. М., Недра, 1975.
5. *Кобахидзе Л. П.* Экономическая эффективность затрат на геологоразведочные работы и горная рента.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 8, с. 109—116.

6. *Козловский Е. А.* Минерально-сырьевая база и фактор времени— Сов. геология, 1979, № 3, с. 9—22.
7. *Методические* рекомендации по определению и оценке экономической эффективности геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые. М., ВИЭМС, 1977.
8. *Методические* указания к разработке государственных планов развития народного хозяйства СССР. М., Экономика, 1974.
9. *Методы* определения экономической эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ/С. Я. Каганович, В. М. Белокопытов, Н. Н. Грейнер, С. В. Альтговзен. М., ВИЭМС, 1975.
10. *Минашкин М. А.* Показатели эффективности геологоразведочных работ.— Разведка и охрана недр, 1977, № 4, с. 39—44.
11. *Минц Й. Е.* О методике выбора объектов поисков и разведки месторождений нефти и газа на основе оценки их народнохозяйственной эффективности.— Геология нефти и газа, 1972, № 8, с. 26—29.
12. *Пожарицкий К. Л.* Критерии экономической эффективности геологоразведочных работ и их роль в хозрасчете.— Сов. геология, 1968, № 12, с. 3—13.
13. *Соколовский Ю. А.* Экономические проблемы геологоразведочных работ. Новосибирск, Наука, 1974.
14. *Типовая* методика определения экономической эффективности капитальных вложений. М., Экономика, 1969.
15. *Файнштейн И. Я., Маковская Е. С.* Системная оценка экономической эффективности геологоразведочных работ.— Геология нефти и газа, 1972, № 2, с. 12—15.
16. *Хрущов Н. А.* Вопросы экономической эффективности геологоразведочных работ.— Сов. геология, 1965, № 9, с. 3—14.
17. *Экономические* проблемы оптимизации природопользования. М., Наука, 1973.

УДК 553.98.061 : 763(47-13)

В. П. СТРОГАНОВ (ВНИГНИ)

Закономерности размещения и условия формирования зон преимущественного нефте- и газонакопления в меловых отложениях юга СССР

Меловые отложения регионально продуктивны на обширной территории эпипалеозойской платформы юга СССР. Месторождения группируются в зоны* (рис. 1). Всего выделяется шесть зон преимущественного газонакопления и две зоны преимущественного нефтегазонакопления. Из них две зоны газонакопления и одна нефтенакопления расположены на Туранской плите и четыре зоны газонакопления и одна нефтенакопления — на Скифской плите.

На Туранской плите главной зоной преимущественного газонакопления является Амударьинская. Она приурочена к одноименной синеклизе и прилегающим к ней районам. В Ачак-Бухарской подзоне, занимающей северо-восточную и восточную бортовые части синеклизы, распространены многопластовые месторождения (Газли, Ачак, Акджар и др.), содержащие в нижне- и верхнемеловых отложениях до 11 продуктивных газоносных пластов, иногда с нефтяными оторочками. Подзона расположена в окраинной части синеклизы за кромкой верхнеюрской соленосной толщи, где нижнемеловые и юрские отложения не разделены мощной региональной покрышкой. Меловые породы на структурах, находящихся в пределах площади распространения соленосной верхнеюрской толщи, на Чарджоуской ступени оказываются

* Мы пользуемся понятием «зона» для районирования по типу углеводородного флюида. Отличительные черты зон газо- и нефтенакопления — преобладание в залежах углеводородов одного типа, обособленность по площади и разрезу, сходство в условиях формирования залежей.

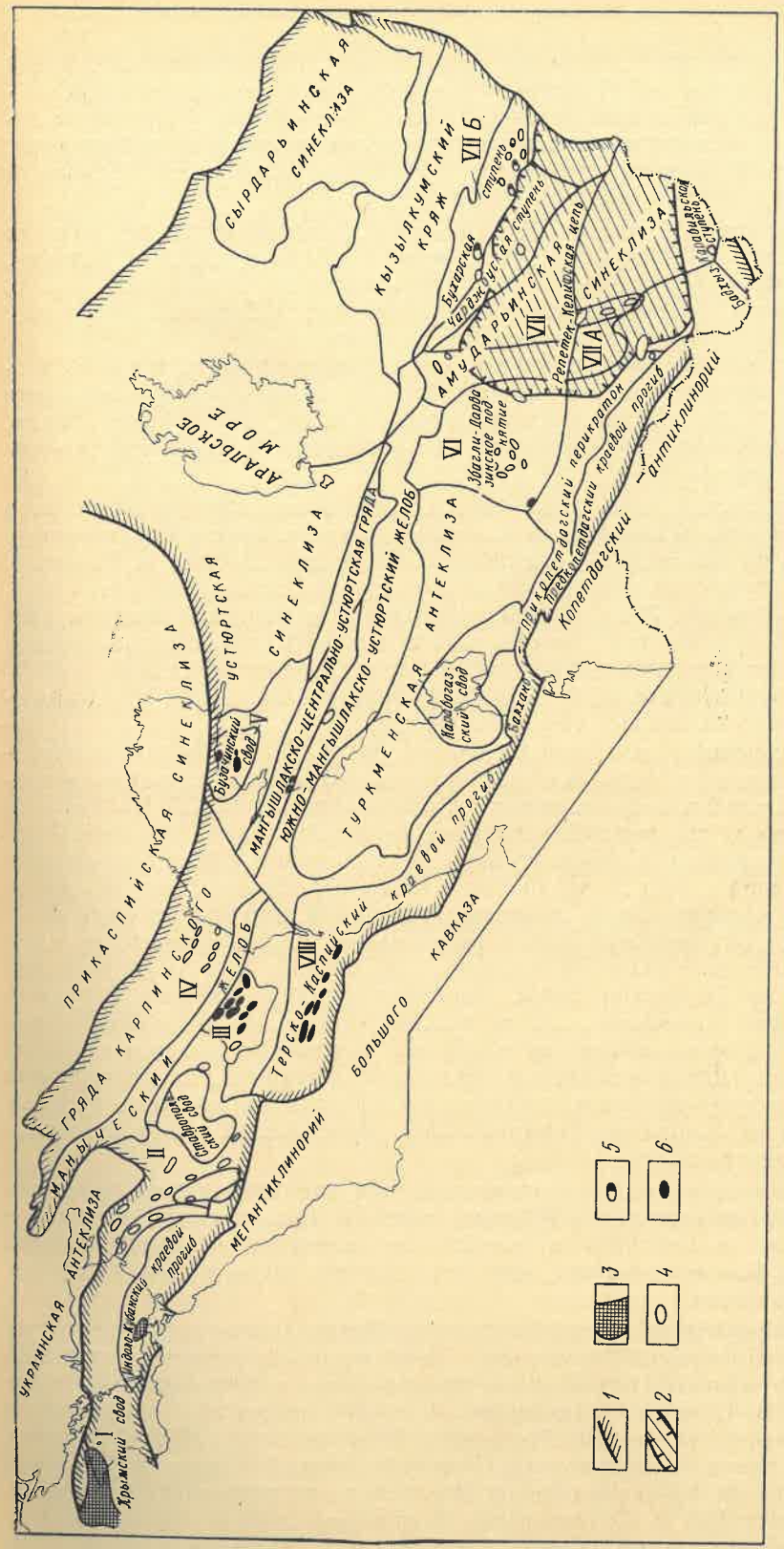


Рис. 1. Размещение зон нефте- и газонакопления в меловых отложениях платформенной части юга СССР (использованы материалы К. Н. Кравченко, Н. В. Безносова, М. С. Буриштара и др.)

1 — граница молодой платформы и краевых прогибов юга СССР; *2* — зона распространения мощной толщи соляно-ангидритовых пород кимериджа — титона; *3* — районы, где мощность меловых отложений максимальная (свыше 3 км); *4—6* — месторождения: *4* — газовые, *5* — газонефтяные, *6* — нефтяные, I—VIII — зоны нефте- и газонакопления: I — Крымская, II — Западно-Предкавказская, III — Прикумско-Тюленевская, IV — гряды Карпинского, V — Бузачинская, VI — Центрально-Каракумская, VII — Амударьинская (VII А — Шатлык-Марыйская подзона, VII Б — Ачак-Бухарская подзона), VIII — краевого Терско-Каспийского прогиба

пустыми (Уртабулак, Зекры, Кандым и др.). Исключение составляет площадь Алат, где в XIV горизонте нижнего мела над соленосной толщей выявлена небольшая газовая залежь. В центральных районах синеклизы, где мощность верхнеюрских соленосных пород достигает 1 км, меловые отложения на структурах Багаджа, Джиликумы, Северный Чешме и других также непродуктивны.

В юго-западной части Амударьинской зоны находится газовая Шатлык-Марыйская подзона. В отличие от Ачак-Бухарской подзоны, залежи отмечаются в районе, где распространена соленосная верхнеюрская толща. Месторождения однопластовые (Шатлык, Байрамали и др.) и приурочены к готеривским песчаникам.

Центрально-Каракумская зона газонакопления имеет в плане изометричную форму, залежи размещаются в нижне- и верхнемеловых пластах на Зеагли-Дарвазинском куполе. Южнее, на площади Модар, выявлено небольшое нефтегазовое месторождение с залежами в нижнемеловых породах.

На Туранской плите выделяется одна зона преимущественного нефтенакопления в меловых отложениях, приуроченная к Бузачинскому своду, где на площадях Каранжанбас, Северные Бузачи и Каламкас находятся скопления жидких углеводородов, а залежи газа имеют подчиненное значение. На остальной территории к меловым осадкам приурочены лишь единичные залежи газа и нефти (Южно-Мангышлакский прогиб), а на огромной площади Южного и Северного Устюрта, в Сырдарьинской синеклизе и на Карабогазском своде залежи углеводородов в меловых отложениях не обнаружены.

На Скифской плите одна из зон газонакопления охватывает территорию Западного Предкавказья. В нее входит Ейско-Березанская подзона, где в альбских отложениях на площадях Каневской, Челбасской, Березанской и др. выявлено девять газоконденсатных залежей. Подзона протягивается в соответствии с простиранием Ейско-Березанской системы валов с запада на восток и затем поворачивает на юг, в сторону Восточно-Кубанской впадины, окраинные районы которой относятся к другой, Восточно-Кубанской подзоне. На размещение залежей газа в Восточно-Кубанской подзоне, так же как и в Амударьинской синеклизе на Туранской плите, оказывает влияние наличие в разрезе верхнеюрской соленосной толщи мощностью до 1,5 км. Залежи газа расположены в окраинной части, где нет соленосных пород, и меловые образования гидродинамически связаны с юрскими. В центральной части Восточно-Кубанской впадины, где развита толща соли, меловые отложения на площадях Темиргоевской, Ярославской и других оказались непродуктивными.

В целом Западно-Предкавказская зона характеризуется практически полным отсутствием нефтяных залежей (исключение составляет одна залежь с нефтяной оторочкой) и развитием газоконденсатных скоплений. Важно отметить, что продуктивны здесь только нижнемеловые отложения.

В платформенной части Восточного Предкавказья основное значение имеет Прикумско-Тюленевская зона преимущественного нефтенакопления в меловых отложениях, приуроченная к одноименной группе поднятий. В Прикумско-Тюленевской группе поднятий продуктивны апт-барремские (площади Восточная, Величаевская, Правобережная, Зимняя Ставка, Озексуатская, Русский Хутор, Южно-Сухокумская и др.) и иногда альбские породы (Величаевская площадь). На площадях Величаевской и Прасковейско-Чкаловской и ряде других продуктивны карбонатные отложения верхнего мела. Остальные зоны преимущественного газонакопления на Скифской плите имеют подчиненное значение.

Зона преимущественного газонакопления находится в пределах вала Карпинского (площади Ики-Бурульская, Восточно-Камышанская, Каспийская, Цубукская, Промысловая и др.). На западе платформенной части Крыма выявлена небольшая обособленная группа газовых и нефтяных залежей на Октябрьской и Западно-Октябрьской площадях, а на востоке отложения мела продуктивны на Мошкаревском и Куйбышевском поднятиях.

На юге Восточного Предкавказья, в альпийской части, смежной с платформой, в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба в меловых отложениях находится Терско-Сунженская зона преимущественного нефтенакопления. В Арзгиро-Мирненском районе выявлены единичные залежи газа.

Условия формирования и причины раздельного размещения зон преимущественного газо- и нефтенакопления изучались многими исследователями [1—5, 7, 8, 13, 15, 17, 19, 20, 22—25]. Были высказаны две основные точки зрения. В соответствии с одной из них меловые залежи газа и нефти считаются вторичными, образовавшимися за счет вертикального перетока углеводородов из юрских отложений. Другие исследователи считают, что меловые залежи УВ в основном сингенетичны вмещающим отложениям и отражают собственно меловой цикл нефтегазообразования.

Рассмотрим аргументы в пользу первой точки зрения. Ряд особенностей в размещении меловых залежей свидетельствует об их генетической связи с юрскими породами.

1. В районах распространения соленосных верхнеюрских образований меловые отложения не содержат залежей. Соленосная толща юры играет роль экрана, препятствующего перетоку углеводородов вверх в Восточно-Кубанской впадине, а также на большей части Амударьинской синеклизы. Исключение составляют залежи газа над солью в Шатлык-Марыйской подзоне.

2. Меловые горизонты бесперспективны в тех регионах, где нижележащие юрские породы бедны газом и где невозможен подток углеводородов из соседних перспективных зон.

В Сырдарьинской синеклизе (Туранская плита), где юрские отложения вообще отсутствуют, в мелу нет даже признаков нефтегазоносности. В Северо-Устюртской синеклизе юрские породы бедны углеводородами, и в меловом разрезе залежей нет. В меловых горизонтах главные зоны газонакопления (Амударьинская зона, Восточно-Кубанская подзона) и нефтенакопления (Бузачинская, Прикумско-Тюленевская) отмечаются там, где под ними находится соответствующая зона в юрских отложениях. Исключение составляет Ейско-Березанская подзона, однако здесь возможен был подток газа из Восточно-Кубанской впадины и Индоло-Кубанского прогиба.

3. На участках, где развиты меловые залежи газа или нефти, разделяющие меловой и юрский комплексы, покрышки, как правило, маломощны и ненадежны (исключение составляет Шатлык-Марыйская подзона). В Прикумско-Тюленевской зоне непроницаемый экран представлен глинами небольшой мощности (5—10 м). То же самое характерно для Бузачинского свода, где полное сходство пластовых вод мела и юры свидетельствует об отсутствии водоупора (Джангирьянц, 1978).

4. Как было показано автором [23], в многопластовых месторождениях северо-восточного борта Амударьинской зоны газонакопления (Ачак-Бухарская подзона) четко прослеживается прямая связь между мощностью, минеральным составом глинистых покрышек и высотой

залежи. Наиболее мощные (до 200 м) залежи (IX горизонт Газли, XII горизонт Акджар, Шурчи и др.) сосредоточены под наиболее мощными (около 100 м) глинистыми покрышками турона и альба и, наоборот, маломощные пласты глин (до 10—15 м) удерживают относительно меньшие по высоте залежи. Важно также отметить, что нефть обнаружена в нижних пластах (XIII пласт Газли). Именно в процессе вертикальной миграции возникло определенное соотношение между мощностями покрышек и высотами залежей, а также произошло разделение нефти и газа. В трещинах ангидритов, разделяющих меловые и юрские отложения, на ряде площадей Мубарекского выступа И. Г. Ибрагимов обнаружил следы нефти, которая по составу аналогична нефти юрских отложений [22]. Совершенно очевидно, что она попала сюда в процессе вертикальной миграции из нижележащих юрских продуктивных пластов.

5. Геохимические данные об изменении состава газов и нефтей по разрезу также свидетельствуют о вертикальной миграции УВ. Газ [22] в нижних продуктивных пластах неокома, например Газлинского месторождения, характеризуется большей плотностью,

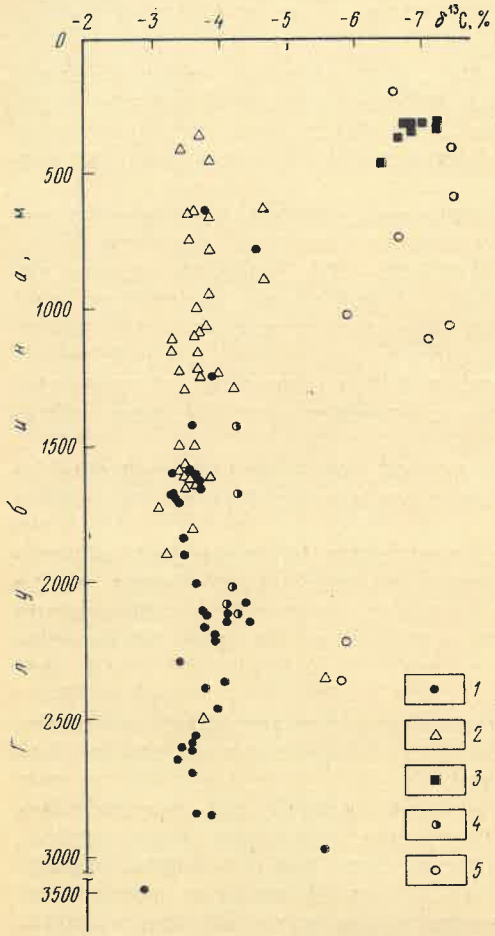


Рис. 2. Зависимость $\delta^{13}C$ метана от глубин залегания газовых залежей в юрских, меловых и эоценовых отложениях Средней Азии и Предкавказья (по материалам Ф. А. Алексеева, В. С. Лебедева и др., 1975; Э. М. Галимова, Г. И. Теплинского и др., 1973)

Средняя Азия: *1* — юра, *2* — мел, *3* — палеоген; Предкавказье: *4* — мел, *5* — кайнозой

в нем больше гомологов метана, чем в IX и X горизонтах (табл. 1).

На рис. 2 показано изменение величины $\delta^{13}C$ метана в юрских, меловых и эоценовых отложениях в зависимости от глубины залегания залежей газа в Амударьинской зоне газонакопления. Эта величина практически одинакова для юрских и меловых пород и составляет в среднем —3÷—4%, в то же время она резко уменьшается для эоценовых образований (около —6÷—7%). Если бы в меловых неглубоко залегающих пластах газ был первичным, то $\delta^{13}C$ была бы намного меньшей, как, например, в сеноманских горизонтах Западной Сибири (—6%) или в эоценовых газах Северного Устюрта. Изотопный состав углерода метана альбских залежей в Западно-Предкавказской зоне аналогичный описанному ($\delta^{13}C$ от —3,9 до —4,5%).

Весьма характерны сравнительные данные о юрских и меловых нефтях Прикумско-Тюленевской зоны преимущественного нефтенакоп-

Таблица 1

Район, площадь	Ярус, горизонт	Механизм перетока	Состав газа, %		
			CH_4	ТУ	Содержание конденсата, см³/м³
Ачак-Бухарская подзона, площадь Газли	Сеноман, IX	Прорыв сквозь глинистые покрышки	94,2	1,5	2,0
То же	Сеноман, XIII	То же	90,2	5,1	12,5
Шатлык-Марыйская подзона	Готерив	Обход соленосной покрышки	95,5	1,1	До 20
Чарджоуская ступень, площадь Алат	Неоком, XIV	Миграция по тектоническому нарушению	89,8	7,35	—
Ейско-Березанская подзона, Березанская площадь	Альб	Последовательное латеральное перемещение из юрских в меловые горизонты	89,1	6,5	41
Ейско-Березанская подзона, Староминская площадь	»	То же	86,2	10,9	72

ления, которые по ряду основных показателей очень сходны. Небольшие различия, как указывает В. А. Чахмахчев [28], могли возникнуть у однотипных нефтей в процессе их вертикальной миграции.

В зоне нефтенакопления Бузачинского свода юрские и меловые горизонты содержат также сходные нефти: очень тяжелые (плотность 0,94—0,95 г/см³) с содержанием парафина до 2,6%, высокосернистые (серы до 1,77%); в их составе преобладают нафтеновые углеводороды (50%), метановые составляют около 33%, ароматические 12% [18].

Таким образом, многочисленные геолого-геохимические данные свидетельствуют о существенной роли вертикальной миграции углеводородов из юрских отложений в меловые. Однако представления о первичной продуктивности меловых пород также существуют, особенно они распространились в последние годы, когда на Туранской плите были открыты залежи газа над соленосной верхнеюрской толщей (Шатлык, Кели, Шарапли, Учаджи и др.).

Приверженцы этой точки зрения считают, что в меловом разрезе присутствует мощная, обогащенная органическим веществом нефтегазоматеринская апт-альбская толща, которая могла продуцировать УВ. Сложность проблемы заключается именно в том, что одни фактические данные свидетельствуют о вертикальной миграции углеводородов из юрских пород в меловые, а другие — о первичном характере меловых скоплений.

Автору представляется, что наиболее логично весь имеющийся материал укладывается в гипотезу о вторичном характере основных зон газо- и нефтенакопления в меловых отложениях. Однако надо выяснить два вопроса: 1) почему апт-альбская толща не проявила себя как крупная нефтегазопродуцирующая свита? 2) как сформировались залежи газа в надсолевых отложениях Шатлык-Марыйской подзоны в Амударьинской синеклизе и на площади Алат?

Альбские отложения в пределах всего юга СССР, действительно, обогащены ОВ, содержание которого в породах достигает 1—2%.

На Туранской плите в Амударьинской синеклизе породы апта—альба погружены на глубину до 2 км и лишь в Сандыкачинской системе прогибов несколько глубже. В других районах они залегают на еще

меньших глубинах, особенно в пределах положительных тектонических элементов. Следовательно, в альбских отложениях Туранской плиты могла осуществиться только генерация газообразных углеводородов, так как эти породы прошли только верхнюю зону генерации газа, но не достигли глубин и температур, при которых протекает главная фаза генерации нефти (по Н. Б. Вассоевичу). Отсюда можно сделать вывод, что нефтяные залежи в нижнемеловых горизонтах (обычно в породах неокома — Газли, Шуртепе, Караулбазар, Бузачинский свод) сформировались за счет вертикальной миграции снизу, так как сами породы неокома представлены красноцветными образованиями, бедными ОВ. Если меловые отложения и могли дать нефть, то лишь в глубоком Предкопетдагском прогибе. Возможно, за счет этого источника сформировались небольшие нефтяные залежи на месторождении Модар. Однако влияние небольшого Предкопетдагского прогиба на нефтегазоносность Туранской плиты очень незначительно.

Газы в меловых отложениях генерировались повсеместно, о чем свидетельствует региональная газонасыщенность пластовых вод нижнего мела [26]. Судя по относительно невысокой фоновой газонасыщенности, генерационный потенциал толщи был невелик, и условия для консервации образующегося газа не были оптимальными. Так, газонасыщенность вод апт-альбских проницаемых песчаников в наиболее благоприятных условиях Амударьинской синеклизы, например на площади Джилликумы, составляет 383 см^3/л, коэффициент газонасыщенности равен 0,2, а на Марыйской площади он равен 0,12.

В прибортовых частях, где влияние инфильтрационных вод сильнее, этот показатель еще ниже. Воды более чем наполовину недонасыщены газом. В составе растворенного газа на площадях, находящихся в благоприятных условиях и удаленных от влияния инфильтрационных вод, отмечается повышенное содержание биогенного азота, достигающее на площадях Джиликумы 38,1%, Северные Камаши 80,6%, Зекры 26%, Курганбай 13,2—36,7%, Модар 17%.

Отсутствие благоприятных условий для сохранения образующегося газа ранней генерации четко выясняется при анализе скорости накопления покрышки над апт-альбскими продуцирующими толщами. Как было показано автором [23], на Туранской плите время нахождения альбских отложений на глубине около 2 км равно 100 млн. лет, т. е. скорость накопления над ними осадочного чехла в среднем до 20 м/млн. лет, а в прибортовых участках еще меньше (рис. 3). В то же время эоцен-олигоценовые отложения Северного Устюрта, где имеется первичная зона газонакопления, накапливались со скоростью около 40 м/млн. лет, а толща пород в 1,5 км над нижнесреднеюрскими продуцирующими отложениями в Амударьинской синеклизе формировалась со скоростью до 75 м/млн. лет. Естественно, что более мощное диффузное рассеивание препятствовало аккумуляции газов, образующихся в альб-аптских породах. Таким образом, следует считать, что генерация газа в меловых отложениях не привела к его скоплениям. Этот газ, растворенный в воде, создал лишь обширный газонасыщенный фон. Остается невыясненным вопрос, почему в надсолевых меловых отложениях залежи газа встречаются там, где есть надежный экран между меловыми и юрскими горизонтами.

Основные ресурсы газа Шатлык-Марыйской подзоны Амударьинской зоны сосредоточены в пределах структуры Шатлык, которая расположена на границе выклинивания соли. Здесь гаурдакская свита представлена только трещиноватыми ангидритами, через которые возможна миграция газа и нефти. Кроме того, сама Шатлык-Марыйская газовая подзона отделена тектоническими нарушениями от смежных

районов Амударьинской синеклизы, которые расположены севернее ее и не содержат продуктивных по мелу площадей.

Так, структура Северный Чешме «пуста», хотя находится рядом с месторождением Кели на участке, не менее благоприятном для генерации газа. Между Кели и Северным Чешме расположено валообразное поднятие, выраженное в меловых породах и связанное с широтно про-

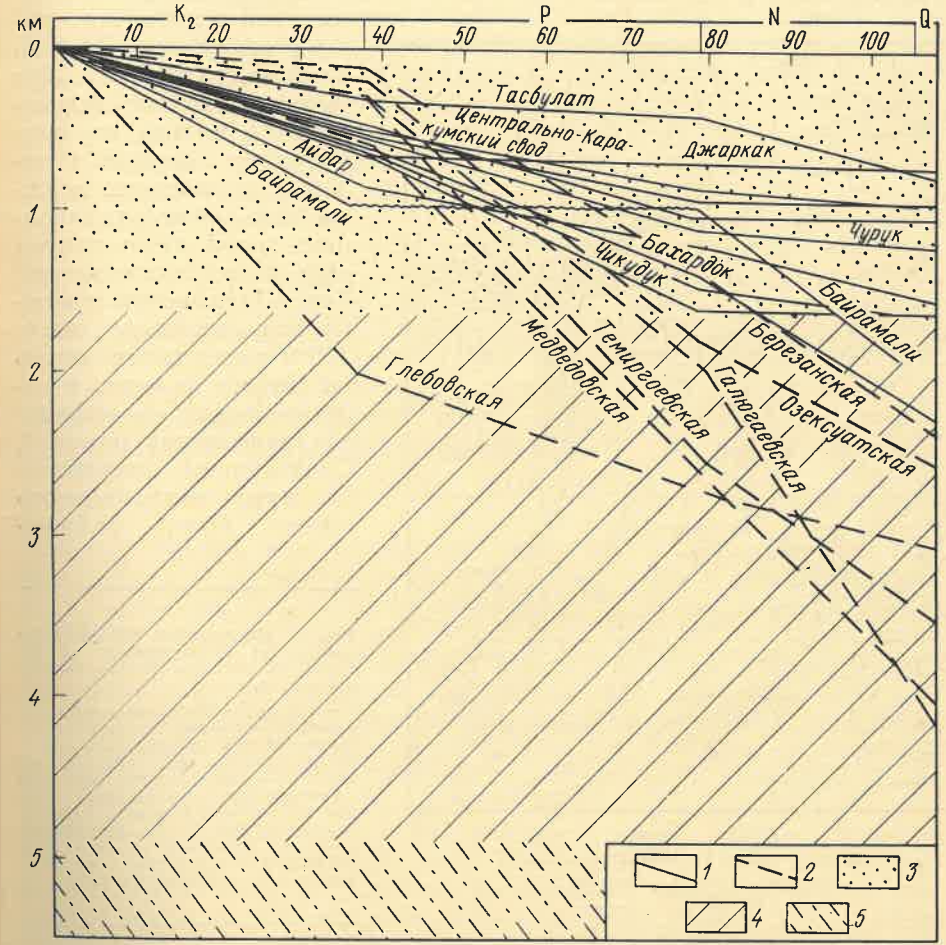


Рис. 3. Прохождение апт-альбскими отложениями зон генерации углеводородов в платформенных районах Средней Азии, Предкавказья и Крыма

Кривые, характеризующие нарастание толщи осадков над апт-альбскими отложениями: *1* — в районах Средней Азии, *2* — в районах Предкавказья и Крыма; *3—5* — зоны: *3* — газов ранней генерации, *4* — главной фазы генерации нефти, *5* — глубинной фазы генерации газа

стирающейся Репетек-Келифской тектонической антиклинальной зоной (рис. 4). Вряд ли различия в продуктивности меловых горизонтов центральных районов Амударьинской синеклизы и Шатлык-Марыйского участка связаны с неодинаковой генерацией УВ. Скорее всего, дело в особенностях формирования залежей, в специфическом расположении Шатлык-Марыйского участка. На это обратили внимание некоторые исследователи [7 и др.]. Они полагают, что и в Шатлык-Марыйском районе формирование меловых залежей произошло за счет подтока газа из юрских пород. Но механизм этого перетока был особенным. Вертикальная миграция газа из юрских пород проходила здесь в обход соленосной толщи. Сначала газ из глубоких горизонтов Мургаб-

ской впадины под солевой поверхностью мигрировал в район Шатлыка, где вследствие ослабления покрышки из-за выклинивания пластов соли мигрировал в меловые породы. В меловых пластах он перемещался в противоположном по сравнению с миграцией в горизонтах юры направлении, так как поверхность готеривских отложений к северо-востоку и востоку не погружается, как подошва подсолевой юры или кровля ангидритов, а воздымается (см. рис. 4). Вполне вероятно, что подток газа мог быть из юрских отложений Предкопетдагского прогиба. При таком механизме формирования первые на пути миграции ловушки в меловых отложениях должны быть предельно заполнены газом, что и отмечается в действительности. Так, Шатлыкская ловушка при амплитуде около 230 м имеет почти такую же высоту залежи, и соответственно коэффициент заполнения равен 1. Следующими ловушками на пути миграционного потока были Байрам-

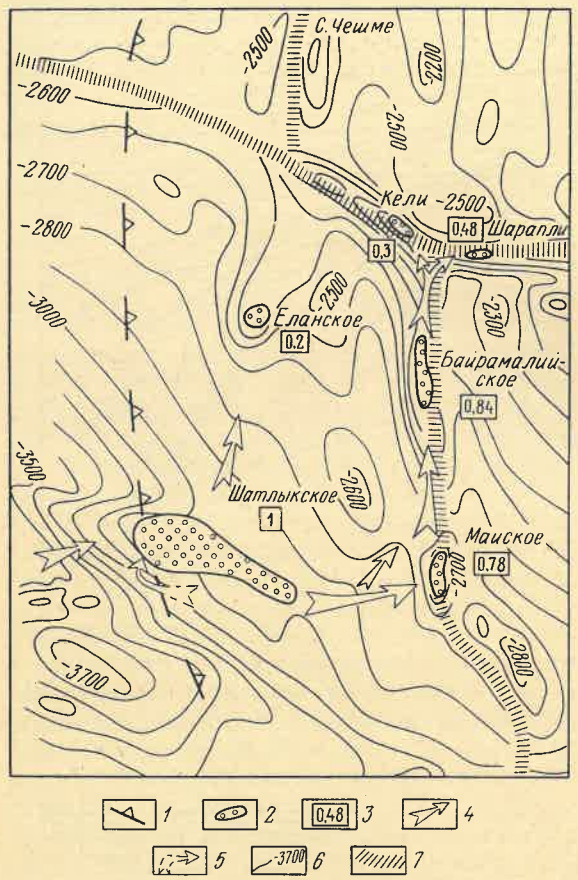


Рис. 4. Направления миграции газообразных углеводородов в меловых отложениях Шатлык-Марыйского района

1 — линия выклинивания соленосных пород; *2* — газовые залежи в готеривских песчаниках; *3* — коэффициент заполненности ловушек газом; *4* — направление миграции углеводородов; *5* — миграция газов из отложений юры в меловые горизонты (по Г. А. Аржевскому и Н. А. Крылову); *6* — изогипсы поверхности отложений аптского яруса; *7* — глубинные разломы

Алийская и Майская, которые также заполнены довольно значительно — коэффициенты заполнения соответственно 0,84 и 0,82. Наконец, мигрирующий углеводородный поток был полностью перехвачен самыми дальними ловушками в Репетек-Келифской антиклинальной зоне меридионального простирания. Расположенные здесь ловушки Кели и Шарапли аккумулировали оставшуюся часть мигрировавшего потока и оказались незаполненными: на Шарапли коэффициент заполнения 0,48, на Кели 0,3. При таком механизме формирования становится ясным, почему ловушки в меловых отложениях, расположенные севернее Репетек-Келифской зоны, оказались непродуктивными. Шатлык-Марыйский участок является как бы перемычкой, межбассейновой территорией, куда возможен подток газа как из Амударьинской синеклизы, так и из глубокого Предкопетдагского прогиба. Таким образом, и Шатлык-Марыйская группа месторождений в меловом разрезе возникла вследствие своеобразного перетока газа из юрских пород.

На площади Алат, на Чарджоуской ступени, механизм перетока УВ был иным: газ прорывался снизу вверх по тектоническому нарушению — Амударьинскому региональному разлому, отделяющему с запада Чарджоускую ступень. Об этом свидетельствуют: а) весьма своеобразный состав газа (Нарижная, 1975) в XIV горизонте, в частности очень высокое содержание гомологов метана — до 7,35% при содержании метана 89,8%; б) локальная аномалия — повышенная по сравнению с фоновой минерализация пластовых вод нижнего мела (до 300 г/л). На ряде других площадей Амударьинской синеклизы (Джиликумы, Северный Чешме, Багаджа) в надсолевом комплексе отложений нижнего мела и карабильской свиты (титон) также формируются зональные аномалии по гидрогеохимическим показателям и газонасыщенности пластовых вод (табл. 2), что связано с подтоком вод из ни-

Таблица 2

Площадь, скважина	Интервал опробования, м	Минерализация пластовых вод, г/л	Газонасыщенность, см³/л	Упругость растворенного газа, кгс/см²	Пластовое давление, кгс/см²	Коэффициент газонасыщения
Багаджа, скв. 1	2292—2260	—	647	233	233	1
Джиликумы, скв. 1	2441—2300	300	916	348	233	1
Северный Чешме, скв. 3	2933—3060	300	856	132	324	—
Марыйская, скв. 1	3424—3369	344	—	—	—	—

жележащих юрских отложений. Хотя аномалии в меловых пластовых водах над солью распространены шире, чем газовые залежи, тем не менее следует считать, что при определенных условиях возможен переток по тектоническим нарушениям не только вод, но и газа. Поэтому меловые отложения в надразломных структурах даже в контуре развития соленосных верхнеюрских пород могут содержать газовые скопления, что существенно расширяет перспективы меловых отложений.

Особенности размещения залежей газа в меловых отложениях Центрально-Каракумской зоны газонакопления [27] связаны с изменением продуктивности ловушек, расположенных на различном расстоянии от Предкопетдагского прогиба. В южных ловушках свода газоносны в основном нижнемеловые горизонты (Чашхын, Курук, Сакарчага, Шиханли и др.), турон-верхнеальбские отложения обычно непродуктивны. В более северных ловушках (Чалджульба, Северный Джаралтакыр, Восточная Чалджульба и др.), наоборот, неокомские горизонты, как правило, непродуктивны, и диапазон газоносности ограничен турон-альбскими отложениями. Расположенная еще севернее площадь Ахчакая не содержит залежей газа.

Такая особенность в размещении залежей газа позволяет сделать три основных вывода: 1) миграция шла с юга, в основном из Предкопетдагского прогиба; 2) подток газа происходил, вероятнее всего, из юрских горизонтов, вследствие чего в первых на пути миграции ловушках залежи формировались в юрских и неокомских породах, а в более северных — в более молодых отложениях; 3) миграция, очевидно, приурочена к неоген-четвертичному периоду, когда отмечались интенсивное погружение в районе Предкопетдагского прогиба и изменение регионального наклона пластов.

В пределах южного склона Центрально-Каракумского свода и примыкающего к нему Бахардокского склона фоновая газонасыщенность пластовых вод характеризуется резко повышенными значениями,

и на пустых площадях величины газонасыщенности достигают 1000 см³/л.

Не исключено, что определенная доля свободного газа выделилась из пластовых вод самих меловых отложений. Это возможно только в данном районе Туранской плиты, так как перепад высот между площадью отжатия вод (Предкопетдагский прогиб) и районом их разгрузки (Центрально-Каракумский свод) для пластов неокома превышает 5 км при расстоянии всего 100 км. Поэтому даже недонасыщенные газом меловые воды глубоких горизонтов, перемещаясь в зону пониженного пластового давления, могут оказаться предельно газонасыщенными и в этом районе выделять газ (возможен и переток вод из юрских пород). На таких участках с резким перепадом уровня залегания меловых отложений некоторые залежи могли, по-видимому, образоваться за счет собственно меловых ресурсов растворенного газа, но только в районах самого свода. Мощных струйных потоков свободного газа в меловых отложениях из Предкопетдагского прогиба не было, о чем свидетельствуют нефтяные залежи на площади Модар — наиболее южной структуре среди продуктивных площадей Центрально-Каракумского свода. При существовании таких потоков газа нефтяные залежи были бы вытеснены из ловушек. Отсутствие струйных потоков газа свидетельствует о пониженном генерационном потенциале меловых пород, вследствие чего даже в глубоких зонах краевого прогиба в них образуется недостаточно газа для формирования свободной газовой фазы.

Меловые отложения на Скифской плите залегают глубже, чем на Туранской. Например, в Прикумско-Тюленевской зоне апт-альбские глинистые породы, содержащие 1,15% ОВ [4], находятся на глубине около 3 км, а в более южных районах платформы — на глубине свыше 5 км (площадь Галюгаевская). Еще более погружены они в краевых прогибах Западного и Восточного Предкавказья. Благодаря этому в меловых отложениях Скифской плиты создались более благоприятные условия для образования как низкотемпературного, так и высокотемпературного метана в глубинной зоне его консервации. Кроме того, в апт-альбских отложениях были оптимальные термобарические условия для генерации нефти.

Однако, несмотря на благоприятные условия для наиболее полной реализации нефтегазогенерационного потенциала меловых отложений, это не привело к образованию значительных масс углеводородов, о чем свидетельствуют различия в нефтегазоносности меловых отложений Скифской плиты: в Восточном Предкавказье расположена зона нефтенакопления, а в Западном — зона газонакопления, хотя при сходном облике меловых отложений и равных термобарических условиях их залегания можно было бы ожидать одинаковые по типу УВ зоны.

Действительно, если бы меловые породы Предкавказья служили источником газа, в том числе газа глубинной генерации, то и в Восточном, и в Западном Предкавказье сформировалась бы только зона газонакопления. Наличие зоны нефтенакопления в Восточном Предкавказье противоречит этому предположению, так как газовый поток, проходя по меловым горизонтам, должен был вытеснить нефтяные залежи из ловушек. Поэтому можно заключить, что в Западном Предкавказье источник газа находился не в меловых, а в юрских и, возможно, в триасовых породах. Те же процессы в неоген-четвертичное время не способствовали проникновению газа из юрских отложений глубоких краевых прогибов в Восточном Предкавказье, потому что Прикумско-Тюленевская группа поднятий отделена от них полосой выклинивания отложений юры (Каясулинский палеовал). В результате Прикумско-Тюленевская зона нефтенакопления сохранилась. Такой вывод подтверждается данными о газонасыщенности пластовых вод мела [19, 21].

В Западном Предкавказье в глубоко погруженных (свыше 4 км) пластах мела, например на площади Темиргоевской, отмечается низкая газонасыщенность (около 1000 см³/л) и упругость около 70 кгс/см², коэффициент газонасыщенности вод около 0,2.

В пределах северной прибортовой зоны Индоло-Кубанского прогиба на Медведовской площади в скв. 1 (интервал 4280—4265 м, нижний мел) газонасыщенность пластовых вод составила около 9000 см³/л, упругость растворенного газа 430 кгс/см² при пластовом давлении 707 кгс/см², коэффициент газонасыщенности 0,6. Однако эта зона, содержащая максимально газонасыщенные воды, по-видимому, изолирована (судя по аномально высокому пластовому давлению) тектоническими нарушениями от расположенной севернее платформы. Максимальная газонасыщенность вод в Восточном Предкавказье (2493 см³/л) отмечена на Галюгаевской площади на самой большой глубине (5424—5454 м) в отложениях валанжина. При значительном пластовом давлении (492 кгс/см²) воды сильно недонасыщены, коэффициент газонасыщенности 0,53, дефицит упругости 232,5 кгс/см². Практически на всей Скифской плите воды недонасыщены газом, коэффициент газонасыщенности не превышает обычно 0,5, хотя состав растворенного газа в глубоких горизонтах, в отличие от Туранской плиты, более благоприятный. На Галюгаевской и Медведковской площадях в растворенном газе соответственно 86,8 и 87,3% метана, 3,43 и 3,38% гомологов метана, 3,9 и 6,66% углекислого газа и 4,2 и 2,3% азота.

Недонасыщение вод газом глубоких горизонтов мела на Галюгаевской площади свидетельствует о вероятном их недосыщении не только на платформе, но и в краевых прогибах. Если для Туранской плиты некоторые исследователи вторичность меловых залежей объясняли небольшой глубиной залегания апт-альбских пород, то материалы по Скифской плите свидетельствуют о недостаточном генерационном потенциале близких по облику меловых пород и в очень глубоких горизонтах.

Лишь в некоторых районах гряды Карпинского и Крыма газ меловых пород все-таки сыграл решающую роль в образовании газовых скоплений. В Крыму, на Тарханкутском полуострове, отмечаются относительно повышенные значения коэффициента газонасыщенности, равные 0,7—1 [27], вследствие чего газ меловых пород выделялся в свободную фазу и образовывал здесь скопления. Юрские отложения на гряде Карпинского мало продуктивны, а в платформенной части Крыма распространены спорадически и явно не принимали участие в питании перекрывающих их отложений мела. Непредельное насыщение меловых вод газом на гряде Карпинского объясняется отрицательным влиянием (уже после формирования залежи) западного инфильтрационного потока со стороны Бузгинского выступа [20]. Образование таких газовых залежей происходит в районах с неглубоким залеганием меловых отложений.

На гряду Карпинского мигрировали воды со стороны Терско-Каспийского краевого прогиба, где меловые отложения залегают на глубине свыше 6—7 км, упругость газов в них более 200 кгс/см². Западнее Тарханкутского полуострова, в Каркинитском заливе, располагается область, где мощность меловых отложений до 4 км, а глубина залегания превышает 6 км. Естественно, что в глубоких горизонтах этой впадины воды имеют довольно высокую газонасыщенность (более 2000 см³/л) и упругость (до 390 кгс/см²), которая приближается к пре-

дельной в гипсометрически приподнятом районе Тарханкутского полуострова [16].

Районы с таким сочетанием условий редки на платформенной территории юга СССР. Кроме того, в некоторых других сходных районах пластовые воды мела не могли прийти из глубоких горизонтов, так как им, вероятно, препятствовал тектонический экран. Таким образом, две небольшие зоны газонакопления в Крыму и на гряде Карпинского (а отчасти и на Центрально-Каракумском своде) отличаются тем, что они сформировались в основном за счет газа меловых пород.

В Восточном и Западном Предкавказье, в отличие от Туранской плиты, альб-аптские отложения погружены на глубину, где термобарическая обстановка благоприятна для генерации жидких углеводородов. Учитывая состав нефтей альбских залежей в Прикумско-Тюленевской зоне [4, 5], можно сказать, что какая-то, по-видимому, небольшая доля меловых нефтей имеет смешанное происхождение. Несмотря на благоприятные термодинамические условия для генерации нефти в апт-альбских отложениях на Скифской плите, масса образовавшихся в них жидких углеводородов оказалась незначительной. Если бы нефть мигрировала из апт-альбских отложений, то она должна была бы сосредоточиться прежде всего в песчаных пропластках среди самих материнских пород или же над ними. Наличие богатых нефтью залежей ниже апта, практически полное сходство неокомских нефтей с юрскими явно свидетельствуют о вторичном происхождении меловых залежей нефти и о генетической связи их с юрскими породами. В Западном Предкавказье низкий нефтегенерационный потенциал апт-альбских осадков подтверждается тем, что в них, как и в верхнемеловых, вообще нет нефтяных залежей. Песчаные пласты в верхнеальбской глинистой толще водоносны на Ейско-Березанской группе поднятий.

Поскольку в Западном Предкавказье не было подтока нефти из юрских отложений (в них имеется лишь газоносная зона), меловые породы оказались без нефтяных залежей. В Восточном Предкавказье незначительные генерирующие способности апт-альбских пород как бы замаскированы вертикальной миграцией жидких углеводородов из юрских нефтеносных отложений. Данный вывод подтверждается новыми материалами [9] о составе сорбированных газов в альбских отложениях Восточного Предкавказья. Газы очень сухие и содержат метана до 92,99%, пентана и гексана соответственно до 10,7 и 0,08% от суммы углеводородных газов. В породах, продуцирующих нефть, газы более жирные. По-видимому, роль меловых пород как генератора нефти больше в краевых прогибах. Это, в частности, относится к карбонатным отложениям Терско-Сунженской зоны. В карбонатной толще верхнего мела [13] четко фиксируется вертикальный миграционный путь нефти из нижнемеловых отложений на площадях Заманкул и Карбулак—Ачалуки.

Таким образом, в платформенных районах раздельное размещение зон нефте- и газонакопления в меловых горизонтах связано не с геологого-геохимическими особенностями самих меловых отложений, а с дифференцированным размещением зон в нижележащих юрских породах. Поэтому над зоной нефтенакопления юрских отложений в Восточном Предкавказье в мелу сформировалась также зона нефтенакопления, а над зоной газонакопления в Западном Предкавказье — зона газонакопления.

Залежи газа встречаются уже в сенонских породах мела (Центрально-Каракумский свод и др.). Следовательно, подток углеводородов происходил после отложения верхнемеловых осадков, вероятнее всего, в период активных неоген-четвертичных движений, когда пере-

формировывались залежи в юрских отложениях. Ловушка на месторождении Газли сформировалась также в неоген-четвертичный период, и до этого времени углеводороды в меловых отложениях данной площади аккумулироваться не могли. Следы современного струйного перемещения газа прослежены А. С. Панченко [15] в меловых отложениях Западного Предкавказья.

Подводя итог анализу условий формирования залежей УВ в меловых отложениях, следует выделить четыре главных механизма вертикального перетока газа и нефти из юрских отложений.

Первый отмечается в пределах северо-восточного борта Амударьинской синеклизы, на Бухарской ступени, в Ачакском районе, где покрышки между юрскими и меловыми пластами маломощны, и главное значение имеет прорыв сквозь глинистые пласты газа и нефти. В процессе миграции газ как бы очищался, что привело к закономерному изменению состава снизу вверх по разрезу, формированию многопластовых месторождений с сухим метановым газом в меловых горизонтах, весьма отличным от газа юрских пластов. В нефтеносных зонах (Бузачинской, Прикумско-Тюленевской) отмечается сходство нефтей юры и мела.

Второй механизм связан со своеобразным вертикальным перетоком газа путем обхода верхнеюрской покрышки. Он характерен для Шатлык-Марыйской подзоны. Здесь газ в готеривских песчаниках также весьма сухой.

Третий механизм перетока из юрских в меловые отложения отмечается в Ейско-Березанской подзоне Западно-Предкавказской зоны газонакопления. Углеводороды, мигрируя из погруженных зон Западно-Кубанского прогиба в зоны Восточно-Кубанской впадины, постепенно переходили в меловые горизонты в районе выклинивания юрских пород и перекрытия их проницаемыми пластами мела. В этом случае очищение мигрирующего газа минимально, так как он движется все время по коллектору. Именно поэтому газ альбских залежей Ейско-Березанской подзоны богат гомологами метана, содержит значительное количество конденсата. Газ в юрских отложениях Восточно-Кубанской впадины также жирный. Западно-Предкавказская зона является единственной на юге СССР зоной газоконденсатонакопления.

Четвертый механизм перетока связан с миграцией газа сквозь толщу солей по тектоническим нарушениям (месторождение Алат). В этих случаях в надсолевых меловых горизонтах может сформироваться группа залежей линейного простирания.

И, наконец, формирование залежей газа в меловых отложениях может быть не связано с вертикальной миграцией УВ из юрских отложений, а обусловлено выделением собственно мелового газа из пластовых вод в зонах разгрузки, гипсометрически очень приподнятых над районами питания.

При оценке перспектив нефтегазоносности на различных участках и отдельных локальных структурах важно учитывать особенности механизма формирования скоплений углеводородов в меловых отложениях юга СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аввакумов А. Н., Панченко В. С., Шумейко И. С.* Формирование залежей углеводородов в нижнемеловых отложениях Западного Предкавказья.— Тр. СКФ ВНИИгаз, 1971, вып. 3, с. 15—20.
2. *Акрамходжаев А. М., Бабаев А. Г., Эгамбердыев М. Э.* К уточнению потенциала продуктивности меловых отложений Амударьинского нефтегазоносного бассейна.— Узб. геол. журн., 1973, № 5, с. 3—10.

3. *Барташевич О. В.* Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества и битумов мезо-кайнозойских отложений центральных и северных районов Туркмении. — В кн.: Новые данные по геологии ТССР. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 106—121.
4. *Ботнева Т. А., Ларская Е. С.* Сингенетично-нефтегазоносные свиты и некоторые особенности распределения залежей нефти и газа в мезо-кайнозойских отложениях Азово-Кубанской впадины.— Геология нефти и газа, 1965, № 8, с. 6—11.
5. *Геология* нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа/М. С. Бурштар, А. Д. Бизнегаев, Г. Г. Гасангусейнов и др. М., Недра, 1966.
6. *Гидрогеологические* бассейны Средней Азии и их нефтегазоносность/М. И. Суббота, Я. А. Ходжакулиев, В. Ф. Клейменов и др. М., Недра, 1971.
7. *Закономерности* размещения и поиски залежей нефти и газа в Средней Азии и Казахстане/Н. А. Крылов, В. Г. Васильев, П. В. Глумаков и др. М., Наука, 1973.
8. *Закономерности* размещения и условия формирования залежей нефти и газа Средней Азии.— Тр. ВНИГНИ, 1969, вып. 86.
9. *Калинко М. К., Левшунова С. П.* Возможность использования при диагностике нефтегазоматеринских пород информации об адсорбированных углеводородных газах.— Геология нефти и газа, 1977, № 2, с. 65—67.
10. *Карта* тектонического районирования Юга СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Под ред. Г. Х. Дикенштейна, К. Н. Кравченко и М. В. Муратова, 1974.
11. *Корценштейн В. Н.* Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонефтяной области. Л., Недра, 1964.
12. *Корценштейн В. Н., Спевак Ю. А.* Роль гидродинамики в формировании газовых залежей на месторождениях вала Карпинского.— Новости нефт. техники, 1962, № 10.
13. *Неручев С. Г., Суворов И. Н.* Об условиях формирования залежей нефти в верхнемеловых отложениях северо-восточного Кавказа.— Геология нефти и газа, 1964, № 3, с. 37—41.
14. *Палеотектоническая* карта Юга СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Под ред. В. Е. Хаина, Н. И. Кошелева, 1971.
15. *Панченко А. С.* Воздушный аргон и гелий пластовых флюидов как показатели глубины образования залежей газа.— В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М., Наука, 1976, с. 85—94.
16. *Перспективы* нефтегазоносности Крымского полуострова и сопредельных акваторий Азовского и Черного морей по гидрогеологическим показателям/А. С. Тердовидов, Н. Е. Чупис, Ю. И. Фрусин, Ю. А. Головачев.— Геология нефти и газа, 1974, № 6, с. 30—36.
17. *Резников А. Н.* Геохимические особенности конденсатов нижнемеловых отложений Западного Предкавказья в связи с условиями формирования газоконденсатных залежей.— Геология нефти и газа, 1967, № 6, с. 25—29.
18. *Результаты* геологоразведочных работ на нефть и газ в девятой пятилетке в Казахской ССР и задачи на десятую пятилетку/С. Е. Чакабаев, А. Б. Живодеров, Л. Г. Кирюхин.— Геология нефти и газа, 1976, № 11, с. 5—11.
19. *Рогожин Д. И., Котов В. С.* Новые данные по гидрогеологии нижнемеловых отложений Западного Предкавказья.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1966, № 7, с. 38—39.
20. *Спевак Ю. А., Стадник Е. В., Зорькин Л. М.* Состав и упругость растворенных газов мезозойских отложений кряжа Карпинского.— Геология нефти и газа, 1964, № 11, с. 37—41.
21. *Справочник* по подземным водам нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. Орджоникидзе, Ир, 1970.
22. *Старобинец И. С.* Геохимия нефтей и газов Средней Азии. М., Недра, 1966.
23. *Строганов В. П.* Об условиях формирования залежей углеводородов в меловых отложениях платформенной части Запада Средней Азии.— Геология нефти и газа, 1974, № 11, с. 45—52.
24. *Строганов В. П.* О главных фазах генерации газообразных и жидких углеводородов и условиях формирования зон нефте- и газонакопления.— Сов. геология, 1973, № 9, с. 65—75.
25. *Строганов В. П.* Закономерности размещения и условия формирования зон нефте- и газонакопления в юрских отложениях Юга СССР.— Сов. геология, 1976, № 11, с. 38—54.
26. *Строганов В. П., Суббота М. И.* Сравнительная характеристика водорастворенных газов юрских, меловых и палеогеновых отложений платформенной части запада Средней Азии.— Геология нефти и газа, 1973, № 8, с. 49—54.
27. *Хуснутдинов З. Б.* Об условиях формирования и размещения газов в меловых отложениях Центральных Кара-Кумов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 160—165.
28. *Чахмахчев В. А.* Изменение состава легких углеводородов и изотопного состава углеводорода при вертикальной миграции.— Тр. ВНИГНИ, 1975, вып. 178, с. 80—94.

УДК 563.12 : 551.781.4(575)

Э. М. БУГРОВА (ВСЕГЕИ)

Этапы развития фораминифер эоценового бассейна Средней Азии

Биостратиграфическая шкала должна базироваться на данных об этапах развития разных групп фауны, составе и литологических особенностях отложений. Известно, что развитие фауны тесно связано с изменением физико-географической обстановки. Длительное и постепенное изменение последней обусловливает непрерывный эволюционный процесс, отдельным этапам которого соответствуют определенные стратиграфические подразделения. Однако последовательные стадии развития фауны могут быть выявлены на материале лишь тех разрезов, где смежные части подразделений представлены сходными фациями. При резкой же смене условий обитания генетические линии, как правило, прерываются, и использование филогенетического признака для стратификации разнофациальных осадков не всегда возможно.

Наиболее резкие изменения условий обитания происходят в краевых частях бассейна. Именно в такой обстановке формировались эоценовые отложения Юго-Восточной Туркмении. Для их расчленения в Бадхызе, Кушкинском и Гаурдакском районах использовалась региональная стратиграфическая шкала, разработанная О. С. Вяловым [3] для Ферганы. Она построена в основном на материалах о распределении в разрезе устриц. Но в указанных районах слои с характерными устрицами часто разделены пачками пород без их остатков. Поэтому положение границ подразделений нередко было спорным, а в Гаурдакском районе расчленение глинистой толщи палеоцена — эоцена по данной схеме вообще производилось весьма условно из-за редкого нахождения остатков моллюсков.

Фораминиферы являются единственной группой фауны, богатые и разнообразные комплексы которой характеризуют практически весь разрез эоцена названных районов. Выделение местных зон по фораминиферам (Э. М. Бугрова, 1967 г.) позволило значительно детализировать стратиграфическую схему палеогена юго-востока Туркмении. Их комплексы сильно изменяются не только по составу, но и по экологическому типу как в разрезе, так и на площади. Поэтому важно было выяснить, во-первых, насколько сменяющие друг друга по разрезу ассоциации отражают этапы эволюционного развития фораминифер и могут служить критерием для установления зональных биостратиграфических подразделений; во-вторых, каково соотношение этих подразделений с зонами стратотипической области палеогена юга СССР, имеющими несколько иную видовую характеристику.

Для решения подобных вопросов необходимо прежде всего определить уровни смены таксонов наиболее надежной в стратиграфическом отношении группы фауны, для которой выявлено филогенетическое развитие. Такой группой для палеогена могут служить планктонные фораминиферы. Они меньше, чем бентос, зависят от местных условий, быстро эволюционируют и расселяются на больших площадях.

При изучении глобороталий, акаринин и глобигерин из непрерывного разреза по р. Кубани (парастратотип) Н. Н. Субботина [7, 8] наметила несколько этапов и подэтапов их эволюционного развития, положенных в основу выделения зон по планктонным фораминиферам. Эоценовые отложения расчленены ею на две толщи. Слоям с глоборталидами соответствует часть разреза от нижнего до низов верхнего

эоцена включительно (конец II, III и IV этапы развития планктонны фораминифер). Вышележащие слои с глобигеринидами включают отло жения верхнего эоцена (V и VI этапы развития). Обе толщи подраз делены на шесть микрофаунистических зон (таблица). В настояще статье предпринята попытка проследить эти этапы в развитии пелаги ческой фауны Средней Азии и увязать с ними по мере возможност данные о генетическом развитии бентосных фораминифер.

Верхнепалеоценовые мелководные осадки Юго-Восточной Туркме нии содержат крайне редкие раковины планктонных видов, приурочен ные лишь к самым верхам разреза. Поэтому трудно говорить о преем ственности в развитии комплексов из вышележащих отложений. Зна чительное обновление эоценового комплекса по сравнению с палеоце новым связано с трансгрессивным циклом развития бассейна. По из менению видового состава фораминифер в эоцене Э. М. Бугрово (1967 г.) выделены пять биостратиграфических зон: две нижние соот ветствуют по объему целому ярусу (бахчисарайскому и симферополь скому), а три верхние — части яруса (бодракского и альминского).

Зона Pseudogaudryina externa, Acarinina camerata. Это самая ниж няя зона эоцена, охарактеризованная богатой и разнообразной ассо циацией фораминифер (Э. М. Бугрова, 1967 г.), в которой большу долю составляют планктонные формы [5]. Впервые появляются и до стигают расцвета многие роды и виды как планктона, так и бентоса

Для глобигеринид зоны (см. таблицу) характерно большое коли чество раковин трехкамерных глобигерин — мелких тонкостенных *Glo bigerina incisa* Hillebrandt, более крупных *G. compressaeformi* Chalilov, *G. elongata* Schutzk и др. Эти виды в вышележащи отложениях не обнаружены. Четырехкамерные глобигерины появляют в разрезе впервые, из них *G. aequiensis* Loeblich et Tappa *G. angipora* Stache и *G. prolata* Bolli не найдены выше зоны В этой и следующей зонах обнаружены *Globanomalina* aff. *volut* (White), и только в данном интервале разреза присутствуют *Subbo tina nana* (Chalilov) и *S. subtriloculinoides* (Chalilov).

Развивается несколько видов роталиевидных глобороталий с мел кой раковиной — *Globorotalia elongata* (Glaessner), *G. reuss* Loeblich et Tappan, *G. planoconica* Subb., *G. pseudoscitul* Glaessner. Два последних вида существовали и в следующей зоне В верхах рассматриваемой зоны появляются низкоконическая *Trunco rotalia marginodentata* (Subb.) с каемчатым килем и редкие угнетен ные *T. lensiformis* (Subb.)

Зона характеризуется скоплением раковин округлых акарини Весьма многочисленны мелкошиповатые четырехкамерные акарини *Acarinina intermedia* Subb. и *A. subintermedia* Chalilov. Кром того, появляются пятикамерные формы, к которым относится ви *A. pentacamerata* (Subb.). В отличие от Н. Н. Субботиной [7], ви понимается в более узком объеме — только крупные раковины со сво бодным расположением камер и двумя оборотами спирали. Они, как голотип, встречаются в среднеэоценовой части разреза. Формы из боле низких и более высоких горизонтов компактные, имеют три оборот спирали, мелкие раковины и некоторые другие морфологические отли чия. Они отнесены к видам *A. camerata* Chalilov (из нижнего эоце на) и *A. kiewensis* Moroz. (из низов верхнего эоцена). Указанны три вида выбраны в качестве зональных (см. таблицу).

В бентосной группе впервые в разрезе обнаружены многие новы роды и виды. Наиболее характерны расцвет сем. Asterigerinidae (мел кие формы *Asterigerina aberistwithy* Haynes, *A. subprimaria* Bugrova in litt. и крупные скульптированные *A. granulosa* (N. Byk.

ssp. nov., *Asterigerinella morozovae* Bugrova). Все они закончили существование в середине зоны.

В другом стратиграфически важном сем. Anomalinidae (в объеме, принятом в «Основах палеонтологии», 1959 г.) появились новые для эоцена указанных районов роды *Gavelinella* и *Karreria*. В развитии рода *Brotzenella* наблюдается эволюция ряда признаков [1], причем возникновение и расцвет каждого нового вида в этой цепи связаны со временем образования зоны. Так, в рассматриваемой зоне вид *B. acuta* (Plummer) сменил палеоценовый *B. pseudoacuta* (Nakkady). Среди дискорбид появляются род *Nuttallides*, несколько видов и подвидов *Eponides* и *Gyroidina*, найденные только в отложениях данной зоны. Для сем. Buliminidae типично появление мелких *Hopkinsina praecompacta* Balakhm., также не выходящих на пределы зоны. Это предковая форма группы гладких хопкинсин, расцвет которых наблюдался позднее.

В развитии комплекса зоны намечаются две фазы. Для начальной фазы характерны бентосные астеригериниды и нуммулитиды, обильные и разнообразные аномалиниды, преобладание среди планктона видов глобигеринид, представленных большим числом раковин. Во второй фазе несколько изменились видовой состав и количественное соотношение раковин бентосной группы, а среди планктона стали преобладать глобороталииды (наиболее многочисленны округлые акаринины), появились уплощенные глобороталии (*G. subbotinae* Moroz., *G. wilcoxensis* Cushman et Ponton) и низкоконические *Truncorotalia* — *T. marginodentata* (Subb.).

Отложения, соответствующие времени проявления этих фаз, выделяются в качестве слоев с характерным комплексом фауны (см. таблицу). Они имеют меньшее, чем зона, площадное распространение и, возможно, при дальнейшем изучении могут быть выделены в качестве подзон.

Зона Baggina minutissima, Acarinina pentacamerata. Нижняя граница следующей зоны проводится по вымиранию фауны нижележащей зоны, появлению новых элементов, главным образом видового ранга, и по изменению экологического типа комплекса. Характерны локализация комплексов и сокращение их ареалов (например, в пределах Бадхыза и Кушкинского района), появление эндемичных видов. В некоторых районах главной причиной столь резких изменений фауны могло явиться значительное изменение физико-географической обстановки — начало регрессии моря, образование мелководных лагун, иногда несколько опресненных [10]. Однако и в более глубоководных участках бассейна (Гаурдакский и Марыйский районы, Восточный Копетдаг), где условия более стабильны, изменения видового состава фауны хотя и выражены не столь резко, но все же значительны. Во время развития комплекса этой зоны происходит слабое родо- и видообразование. В планктонной группе продолжают существовать четырехкамерные глобигерины и глобаномалины, найденные ниже, но кроме того, появляются и присутствуют только в этой зоне *Globigerina eocaena* Guembel и *G. transversa* Chalilov. Редкие трехкамерные глобигерины представлены иными, чем в нижней зоне, видами.

Из роталиевидных глобороталий в данную зону переходят лишь единичные *G. planoconica* Subb. и *G. pseudoscitula* Glaessner, а уплощенные, конические глобороталии и трункороталии не встречаются совсем. Правда, в разрезах глубоководных фаций (Западный Копетдаг, Красноводский полуостров) вместе с комплексом сходного видового состава появляются и крупные толстостенные раковины высококонических трункороталий.

Сравнение комплексов планктонных фораминифер и расчленение эоцена Северного Кавказа и Юго-Восточной Туркмении

Подотделы эоцена	Разрез по р. Кубани: Региональная стратиграфическая шкала [6]: Ярус	Горизонт	Зона	По Н. Н. Субботиной [7]: Подразделения по планктонным фораминиферам		Этап	Особенности развития планктонных фораминифер: Северный Кавказ [7, 8]	Юго-Восточная Туркмения	Подразделение разрезов Юго-Восточной Туркмении по фораминиферам: Биостратиграфические зоны		Характерные группы планктонных фораминифер	
Верхний	Альминский	Белоглинский	Globigerinoides conglobatus	Зона Globigerinoides conglobatus и крупных Globigerina	Слои с глобигеринидами	VI	Появление крупных толстостен[illegible] *mis* и шаровидных *Globigera*[illegible] Расцвет планктонных форами[illegible] нифер; появление и развитие крупных четырехкамерных глобигерин	[illegible]ных *Globigerinoides rubriformis tropicalis.*	Globigerapsis tropicalis		Глобигеринoидес, глобигерапсис	Глобигериниды
Верхний	Бодракский	Кумский	Globigerina turcmenica	Зона тонкостенных пелагических фораминифер		V	Приостановка прогрессивного развития глобигеринид, исчез[illegible]новение скульптированных появление мелких тонко[illegible]ных раковин. Расцвет четыре[illegible] *Globigerina turcmenica*	[illegible]форм, гладкостен[illegible]камерных Развитие комплекса бентосных фораминифер	*Globigerina turcmenica* Gaudryina superturkestanica		Глобигерины	
Верхний	Бодракский	Керестинский	Hantkenina alabamensis, Globigerin subconglobatus	Зона акарининн: Подзона с Acarinina rotundimarginata	Слои с глобороталидами	IV	Развитие глобигерин[illegible] Развитие глобигеринид более мелких, чем в предыдущее время, округлых акарини[illegible] (*A. rotundimarginata*), появление *Hantkenina alabamensis* и обильных *Globanomalina micra*	[illegible] и субботин Развитие пятикамерных *Acarinina kiewensis* с компактной раковиной, *Globanomalina micra*, редких *Acarinina rotundimarginata* и *Hantkenina alabamensis*. Угасание акаринин	*Robulus dimorphus, Acarinina kiewensis*			Пятикамерные округлые акаринины
Верхний	Бодракский	Куберлинский	Acarinina rotundimarginata									
Средний	Симферопольский		Acarinina crassaformis	Подзона с Acarinina crassaformis			Появление угловатых акаринин, крупных четырехкамерных *Globigerina eocaena, Globanomalina micra, Hantkenina liebusi*; продолжение развития мелких компактных *Globanomalina voluta*	Продолжение развития трех- и четырехкамерных глобигерин, мелких тонкостенных глобаномалин; появление четырехкамерной *Globigerina eocaena*, редких угловатых акаринин	*Baggina minutissima, Acarinina pentacamerata*			
Средний	Симферопольский		Truncorotalia aragonensis	Зона конических глобороталий		III	Появление и окончание развития высококонических трунко[illegible]роталий с резко выраженны[illegible]ми признаками рода. Развитие крупных пятикамер[illegible] со свободным расположением *A. interposita*; прекращение в[illegible] глобороталий, сохранение ме[illegible] *Globorotalia planoconica, G*[illegible]	[illegible]ных *Acarinina pentacamerata* [illegible]камер и мелких компактных [illegible]дообразования роталиевидных [illegible]ких гладко- и тонкостенных *pseudoscitula*				
Нижний	Бахчисарайский		Globorotalia subbotinae	Зона уплощенных глобороталий: Подзона с Globorotalia marginodentata		II	Развитие глобигеринид (трех[illegible] *na, Subbotina, Globanomalina*) [illegible] кошиноватой раковиной Продолжение развития рота[illegible]лиевидных глобороталий, по[illegible]явление уплощенных глоборо[illegible]талий, а в верхах — низкоко[illegible]нических трункороталий	[illegible] и четырехкамерных *Globigeri*[illegible] разнообразных акаринин с мел[illegible] Появление и развитие роталиевидных и уплощенных глобороталий, а в верхах — низкоконических трункороталий: появление первых пятикамерных акаринин (*A. camerata*)	*Pseudogaudryina externa, Acarinina camerata*	Слои с *Truncorotalia marginodentata*		
Нижний	Бахчисарайский									Слои с Asterigerinidae	Уплощенные глобороталии, низкоконические трункороталии	
								Раковины планктонных видов крайне редки				

Обновляется видовой состав акаринин. По-прежнему развиваются округлые акаринины, представленные несколькими видами. Впервые появляются *A. interposita* Subb. и значительное число *A. pentacamerata* (Subb.), о которой говорилось выше. В более глубоководных осадках бассейна Юго-Восточной Туркмении (разрезы Тахтабазарского и Марыйского районов, Восточного Копетдага) присутствуют редкие раковины угловатых акаринин *A. bullbrooki* (Bolli) (-*A. crassaformis*, в понимании Н. Н. Субботиной), находимые по всему разрезу зоны. Развитие большинства указанных видов заканчивается в данной зоне.

Бентосная группа по родовому и видовому составу намного беднее бентоса нижележащей зоны. Так, среди аномалинид исчезает большинство видов, встречавшихся ранее. В развитии рода *Brotzenella* намечаются две ветви, разделение которых происходит в течение среднего эоцена. Вид первой, прогрессивной ветви — *B. acuta* (Plummer) численно преобладает; через ряд форм с промежуточными признаками он дает позднеэоценовую *B. turcmenica* Bugrova. Для вида второй, специализированной ветви — *B. discoidea* (Balakhm.) характерно развитие сильно выпуклой пупочной шишки; в среднем эоцене вид существует совместно с *B. acuta*, а в начале позднего эоцена исчезает. Впервые в разрезе появляются планулины — *Planulina tersa* Bugrova. Данный вид, имеющий еще недостаточно четко выраженные признаки рода, широко распространен в среднеэоценовых отложениях Средней Азии и Казахстана. Он является предковой формой группы генетически связанных видов планулин позднего эоцена [2].

Среди булиминид вместо *Hopkinsina praecompacta* Balakhm. появляются два новых вида — *H. compacta* Balakhm. и *H. botryoides* Balakhm. Крупные размеры раковин, их обилие и широкое географическое распространение видов свидетельствуют о расцвете этой группы. В более молодых отложениях на данной площади хопкинсины не прослежены.

Изменяется видовой состав дискорбид: исчезают все виды нижележащей зоны и впервые появляются представители двух новых родов. Это зональный вид *Baggina minutissima* (N. Byk.) и типичный среднеазиатский *Discorbis ferganensis* N. Byk., переходящий в более высокие горизонты. Нониониды и нодозарииды представлены новыми видами.

Зона Robulus dimorphus, Acarinina kiewensis. На границе зоны происходит значительное качественное обновление комплекса, изменение соотношений бентоса и планктона. Это время трансгрессивного развития бассейна и связанного с ним широкого расселения фауны, появления представителей новых, ранее не встреченных семейств, родов и видов.

По видовому составу планктонная группа зоны значительно отличается от более ранней. Раковины планктонных видов не очень многочисленны и принадлежат главным образом глобигеринидам. Трехкамерные глобигерины здесь отсутствуют, четырехкамерные представлены новым видом *G. pseudoeocaena compacta* Subb. Из субботин развивается характерная *Subbotina frontosa* (Subb.). Впервые в разрезе появляются значительное количество раковин *Globanomalina micra* (Cole) и более редкие раковины близкой ей формы. В западных разрезах Бадхыза, в Восточном Копетдаге и Марыйском районе обнаружены немногочисленные *Hantkenina alabamensis* Cushman.

Из глобороталиид присутствует только род *Acarinina*. На смену *A. pentacamerata* (Subb.) приходит вид *A. kiewensis* Moroz. В некоторых разрезах встречаются мелкие *A. rotundimarginata* Subb. и *A. rugosoaculeata* Subb.

Бентосные фораминиферы зоны очень разнообразны. Среди них впервые появляются виды высокоразвитых родов *Cyclammina, Plectina, Vulvulina* (агглютинирующие формы), новые полиморфиниды, нодозарииды и т. д., раковины аномалинид рода *Cibicidina;* в генетической цепи бротценелл возникает новый вид — *B. turcmenica* Bugrova; вид *Cibicidoides hadjibulakensis* (N. Byk.), начавший существовать в среднем эоцене, здесь представлен новым подвидом с характерной очень высокой брюшной стороной. Обновляется состав булиминид и боливинид. Вновь расселяются нуммулитиды.

Зона Gaudryina superturkestanica. В связи с начавшейся регрессией морского бассейна существенно изменяется состав комплекса следующей зоны — Gaudryina superturkestanica. Исчезают все планктонные и почти все бентосные виды, жившие ранее, т. е. генетические ветви фауны прерываются. Лишь в некоторых районах, где какое-то время продолжали сохраняться прежние условия, доживали немногие виды-реликты. Комплекс этой зоны, развивавшийся в условиях мелководья и часто пониженной солености (Э. М. Бугрова, 1967 г., табл. 2), содержит эндемичные виды эвригалинных родов *Discorbis, Nonion, Nonionella, Gribrononion, Pararotalia.* В Восточном Копетдаге, где бассейн был более глубоким, а его соленость нормально-морской, как и в разрезах Северного Кавказа, появляются тонкостенные мелкие глобигериниды с массовым скоплением раковин *Globigerina turcmenica* Chalilov (Г. Е. Кожевникова, 1969 г.). Среди бентоса найдены среднеазиатские виды.

Зона Globigerapsis tropicalis. Комплекс этой зоны обнаружен лишь в разрезе Гаурдакского района. Он целиком состоит из видов комплекса белоглинского горизонта Крымско-Кавказского зоогеографического района. Для него характерно полное обновление видового и частично родового состава. Планктон представлен только глобигеринидами: впервые появившимися крупными толстостенными раковинами высококонических *Globigerinoides rubriformis* Subb. и почти шаровидных *Globigerapsis tropicalis* (Banner et Blow), мелкими *Globigerina praebulloides* Blow. Бентосная группа состоит лишь из видов, мигрировавших с запада, так что обнаружить их связь с фауной более древних горизонтов невозможно.

На остальной территории Юго-Восточной Туркмении в конце эоцена установился континентальный режим. Морские условия сохранялись лишь в Марыйском районе и в Восточном Копетдаге. Для первого характерен комплекс бентосных среднеазиатских видов [9] (М. А. Ткачук, 1964 г.), для второго — смешанный, содержащий среднеазиатские и крымско-кавказские виды (Г. Е. Кожевникова, 1969 г.), а среди последних — *Globigerina praebulloides* Blow.

Сравнение планктонных фораминифер разрезов Юго-Восточной Туркмении и парастратотипа позволяет выявить сходство их видового состава, одинаковую последовательность близких комплексов в разрезах, общие черты и некоторые различия в развитии планктонной группы (см. таблицу). Так, для низов эоцена обоих районов характерны обилие глобигеринид, наличие разнообразных акаринин с мелкошиповатой раковиной, роталиевидных глобороталий, а затем уплощенных глобороталий и низкоконических трункороталий. Это время конца II этапа развития пелагической фауны, по Н. Н. Субботиной [7]. Ему соответствуют подзона Globorotalia marginodentata (-зоне G. subbotinae, в современном понимании) на Северном Кавказе и зона Pseudogaudryina externa, Acarinina camerata на юго-востоке Туркмении.

Далее в характеристике планктона Кавказа и юго-восточных районов Туркмении намечаются существенные различия. Н. Н. Субботина

выделила выше зону конических глобороталий (трункороталий), которой по времени соответствует III этап развития фауны. На изученном материале Туркмении этот этап не выделяется. Как и на Кавказе, здесь прекращается видообразование роталиевидных глобороталий, появляются в массовом количестве *Acarinina pentacamerata* (Subb.) и отмечаются большие скопления *A. interposita* Subb. Но из-за своеобразных условий обитания крупные богато скульптированные раковины трункороталий отсутствуют. Туркменский комплекс этой части разреза имеет общие черты и с комплексом подзоны акаринин (зона Acarinina bullbrooki, в современном понимании). Поэтому можно полагать, что развитие ассоциации с *Baggina minutissima* и *Acarinina pentacamerata* соответствует III и началу IV этапа развития планктона Северного Кавказа (см. таблицу), т. е. зонам Truncorotalia aragonensis и Acarinina crassaformis (-A. bullbrooki).

Затем в разрезах появляются комплексы, которым свойственны немногочисленные глобигерины и субботины, округлые акаринины, в том числе *A. kiewensis* Moroz., *A. rotundimarginata* (Subb.), частые скопления *Globanomalina micra* (Cole). Это конец IV этапа развития планктонных фораминифер. Ему на Северном Кавказе соответствуют верхи зоны акаринин, подзона Acarinina rotundimarginata, по Н. Н. Субботиной (или зоны A. rotundimarginata и Hantkenina alabamensis в современном понимании), а на юго-востоке Туркмении — зона Robulus dimorphus, Acarinina kiewensis.

Выше как в парастратотипическом разрезе, так и в разрезах Туркмении (Восточный Копетдаг) планктонная группа представлена только глобигеринидами. Вначале (V этап) развивался комплекс тонкостенных мелких раковин с массовым скоплением четырехкамерной *Globigerina turcmenica* Chalilov (зона тонкостенных пелагических фораминифер — зоне G. turcmenica). В разрезах к востоку от Восточного Копетдага ему соответствует бентосный комплекс зоны Gaudryina superturkestanica (Э. М. Бугрова, 1967 г.). В верхах эоценового разреза, как говорилось выше, в Гаурдакском районе развивается ассоциация видов фораминифер Крымско-Кавказского зоогеографического района. Для нее так же, как и для зоны Globigerinoides conglobatus и крупных глобигерин (VI этап), характерны глобигериноидесы и глобигерапсисы, однако крупные глобигерины отсутствуют.

Анализ видового состава и других особенностей комплексов фораминифер из разрезов эоцена Юго-Восточной Туркмении позволил выявить этапность эволюционного развития этой группы фауны. Следует учесть, что в палеогеновый период указанная территория находилась в тектонически мобильной зоне, вследствие чего палеогеографическая обстановка в этой окраинной части бассейна была весьма сложной и изменчивой. Ее влияние на комплексы фораминифер выразилось в смене их экологических типов во времени и в пространстве, изменении видового и родового состава, количественных соотношений представителей разных таксономических групп, числа особей и систематических категорий.

Так, комплексы трех зон — Pseudogaudryina externa — Acarinina camerata, Robulus dimorphus — Acarinina kiewensis, Globigerapsis tropicalis — развивались в условиях глубин внешней зоны шельфа моря нормальной солености. Указанным зонам соответствует период трансгрессивного развития бассейна, для которого характерны обилие и разнообразие фораминифер, расцвет многих их групп. В это время устанавливается более тесная связь с бассейном Крымско-Кавказской области, вследствие чего в комплексе фораминифер этой области и юго-

востока Туркмении значительно число общих видов не только планктонных, но и бентосных фораминифер.

Развитие комплексов зоны Baggina minutissima и Acarinina pentacamerata и зоны Gaudryina superturkestanica протекало в мелководной зоне шельфа и в приливно-отливной зоне во время обмеления бассейна, когда происходило количественное и качественное обеднение фауны, появление эвригалинных видов. Во многих группах приостанавливалось видообразование, прерывались генетические ветви.

На фоне общих изменений, связанных с эволюцией бассейна в целом, в некоторые моменты на отдельных участках имели место смена комплексов или перераспределение видов, без появления новых и характерных форм. Например, в средней части разреза глин зоны Pseudogaudryina externa и Acarinina camerata Кушкинского района наблюдается слой глины известковистой с прослоями алевролита и песчаника с комплексом агглютинирующих фораминифер, не содержащим руководящие виды [5]. В разрезах зоны Baggina minutissima и Acarinina pentacamerata Бадхыза и Кушкинского района на разных уровнях найден своеобразный комплекс с обилием мелких боливин, раковины которых обычно присутствуют в небольших количествах. Такие комплексы являются сугубо фациальными, развившимися в небольших экологических нишах, вследствие чего они могли быть использованы лишь для характеристики вмещающих отложений.

Итак, местные зоны, выделенные в разнофациальных разрезах эоцена юго-востока Туркмении, содержат комплексы фораминифер, которые типичны только для данной зоны и не повторяются ни в подстилающих, ни в покрывающих отложениях. Развитие и смена этих комплексов тесно связаны со сменой фациальных условий в бассейне, сильно влиявших на составы и количество фораминифер. Но данные комплексы нельзя рассматривать в качестве лишь экологических ассоциаций. Как было выявлено, они обладают и филогенетической преемственностью, отражая одновременно этапность эволюционного развития фораминифер в пределах видовых и родовых таксонов. Смена экологического типа фауны, обусловленная изменением условий ее существования, позволила уточнить время отдельных этапов и тем самым положение границ зон. Учитывая это обстоятельство, а также то, что изменение комплексов фораминифер обычно совпадает с изменением вещественного состава пород и сменой комплексов другой фауны [5], выделенные подразделения можно рассматривать не как вспомогательные (слои с фауной), а как биостратиграфические зоны и в качестве таковых включать в стратиграфические и корреляционные схемы.

Между тем, в сводной работе по палеогену Туркмении [4] в схемах 14 районов из общих подразделений приведены лишь отделы и подотделы, а более дробные единицы (слои, свиты, литологические пачки) отнесены к местным схемам, разным для разных районов. Выделенные по фораминиферам зоны, слои и горизонты с фауной считаются вспомогательными, хотя многие из них (особенно в западных районах) не только одновозрастны, но и одноименны с зонами стратотипа и парастратотипа палеогена юга СССР [6].

В разрезах Восточной Туркмении, наиболее удаленных от стратотипа и расположенных на границе двух палеозоогеографических районов — Среднеазиатского и Крымско-Кавказского,— присутствует своеобразная фауна, отличная по составу от ассоциаций стратотипической области. Однако на материале именно таких сложно построенных разнофациальных разрезов Туркмении удалось выявить одинаковую последовательность развития и смены руководящих видов планктонных фораминифер в разрезах эоцена Северного Кавказа и юго-востока Средней

Азии. Это позволяет говорить об одновременном, сходном и однонаправленном изменении в развитии фораминифер, использованных для более дробного расчленения палеогеновых разрезов.

Выделенные биостратиграфические зоны сопоставимы с зонами стратотипа и парастратотипа. По объему они соответствуют целому ярусу или его части (см. таблицу). Поэтому для расчленения разнофациальных разрезов Средней Азии применима схема ярусного деления палеогена юга СССР, которая, следовательно, может быть использована гораздо шире, чем это делалось ранее некоторыми исследователями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бугрова Э. М.* О развитии фораминифер рода *Brotzenella* Vassilenko 1958 в палеогене Юго-Восточной Туркмении.— В кн.: Мат-лы IV семинара по микрофауне. М., изд. ОНТИ ВИЭМС, 1967, с. 74—87.
2. *Бугрова Э. М.* Фораминиферы рода *Planulina* из эоцена Советского Союза.— Палеонтол. журн., 1977, № 4, с. 21—33.
3. *Вялов О. С.* Схема деления третичных отложений Ферганы.— Докл. АН СССР, т. 2, № 3, 1935, с. 278—281.
4. *Палеоген* Туркмении. Ашхабад, Ылым, 1975.
5. *Палеогеновые* отложения Бадхыза/В. И. Солун, Т. Ф. Травина, Э. М. Бугрова, Н. В. Толстикова.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л., Госгеолтехиздат, 1961. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 52, вып. 9).
6. *Решение* Пятого пленарного совещания постоянной стратиграфической комиссии по палеогену СССР, посвященного проблеме ярусного деления палеогена.— В кн.: Постановления МСК и решения его постоянных стратиграфических комиссий по палеогеновым и четвертичным отложениям СССР. Вып. 6. М., Недра, 1965, с. 53—59.
7. *Субботина Н. Н.* Глобигериниды, ханткениниды и глобороталииды.— В кн.: Ископаемые фораминиферы СССР. М.-Л., Гостоптехиздат, 1953. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 76).
8. *Субботина Н. Н.* Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР.— В кн.: Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 24—36.
9. *Травина Т. Ф., Бугрова Э. М.* Меловые и палеогеновые отложения Байрам-Алийского района (по данным изучения керновых материалов скважин 1 и 15).— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 319—332. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 109, вып. 14).
10. *Условия* осадконакопления на территории Бадхыза в палеогеновое время/Э. М. Бугрова, Л. П. Каханова, В. Н. Кондитеров и др.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 238—262. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 109, вып. 14).

УДК 552.1 : 553.439

А. И. КРИВЦОВ, С. Т. АГЕЕВА (ЦНИГРИ)

Петрологические особенности вулкано-плутонических ассоциаций районов меднопорфирового оруденения

Интрузивные комплексы, в состав которых входят рудоносные порфировые интрузии, во времени и пространстве связаны с предшествующими им вулканогенными образованиями, составляющими с ними единые вулкано-плутонические ассоциации. Анализ петролого-петрохимических особенностей продуктивных вулкано-плутонических ассоциаций с учетом геотектонической позиции соответствующих провинций и рудных районов имеет существенное значение для прогнозирования оруденения.

Вулкано-плутонические ассоциации, с которыми связано меднопорфировое оруденение, формируются в существенно различной геотектонической и палеотектонической обстановках. Анализ, предпринятый авторами ранее [1, 2], позволил выявить принадлежность меднопорфирового оруденения к двум типам провинций: 1) вулкано-плутоническим поясам и структурам их обрамления, 2) барьерным зонам островодужных геоструктур.

Вулкано-плутонические пояса включают три типа рудных районов: эпикратонные, эпимиогеосинклинальные, эпиэвгеосинклинальные.

Районы эпикратонного типа отвечают древним срединным (краевым) массивам и блокам ранней консолидации, вовлеченным в активизацию в связи с развитием вулкано-плутонических поясов в прилегающих областях. Рудные районы близки III металлогеническому типу срединных массивов, по А. Д. Щеглову [6], однако к ним отнесены также и блоки, испытавшие активизацию в палеозое. Примерами являются рудные районы обрамления мезо-кайнозойских вулкано-плутонических поясов Северной Америки (плато Колорадо, метаморфические пояса Оминека, Юкона) и Малого Кавказа. Из палеозойских районов сюда могут быть отнесены Каратасский (Северное Прибалхашье) и Сорский (Кузнецкий Алатау).

Районы эпимиогеосинклинального типа отвечают тем частям вулкано-плутонических поясов, субстрат которых представлен миогеосинклинальными комплексами, иногда располагающимися на флангах срединных массивов или устойчивых блоков. К этому типу принадлежат рудные районы мезо-кайнозойских вулкано-плутонических поясов Британской Колумбии и Аризоны, Аляски и юго-западного обрамления Юкона. Наиболее широко они развиты в восточных частях Перуанско-Чилийской провинции. Близок к рассматриваемому типу Борлинский район палеозойского пояса Северного Прибалхашья.

К районам эпиэвгеосинклинального типа относятся участки вулкано-плутонических поясов, которые заложены либо непосредственно на эвгеосинклинальных образованиях, либо на относительно маломощных миогеосинклинальных отложениях, надстраивающих разрез эвгеосинклинальных комплексов. В мезо-кайнозойских вулканических поясах к рассматриваемому типу принадлежат некоторые районы западной части Перуанско-Чилийской провинции и Иранского пояса, а в палеозойских — Коунрадский в Северном Прибалхашье, Коксайский в Джунгарии, Эрдэнэтский в Монголии.

В провинциях островодужных барьерных зон рудные районы относятся к периконтинентальным геоструктурам и формируются на океаническом субстрате при подчиненной роли континентальной коры. Для юго-запада Тихого океана С. Титлей [10] предполагает приуроченность прожилково-вкрапленных меднорудных месторождений к границам океанических плит. Провинции рассматриваемого типа располагаются в кайнозойских островодужных структурах юго-запада Тихого океана, в мезо-кайнозойских структурах Антильского архипелага и островодужных комплексах юго-запада Аляски. К палеозойским провинциям принадлежат раннедевонско-раннеэйфельские барьерные зоны Южного Урала и некоторые раннепалеозойские зоны базальт-андезито-базальтового вулканизма Казахстана (Бощекуль).

Состав рудоносных плутонов и предшествующих им вулканогенных образований зависит от геологических условий формирования конкретного рудного района.

Данные о составе интрузивных пород по выделенным типам провинций и районов на основе материалов С. Титлея [10], С. Кезлера и др. [9], а также авторов обобщены на диаграмме «плагиоклаз—

кварц—ортоклаз» (рис. 1). Здесь отчетливо обособлены группы интрузивных образований, хорошо сопоставимых с выделенными типами рудных районов различного возраста. В мезо-кайнозойских районах провинций вулкано-плутонических поясов развиты монцонитовые, гранодиорит-гранитовые и гранодиоритовые комплексы, а в палеозойских рудных районах, по данным В. Г. Сапожникова [4], выделяются формации калиевых гранодиоритов и диоритов, нормальных гранодиоритов и диоритов, натровых гранодиоритов и гранитов, которые характе-

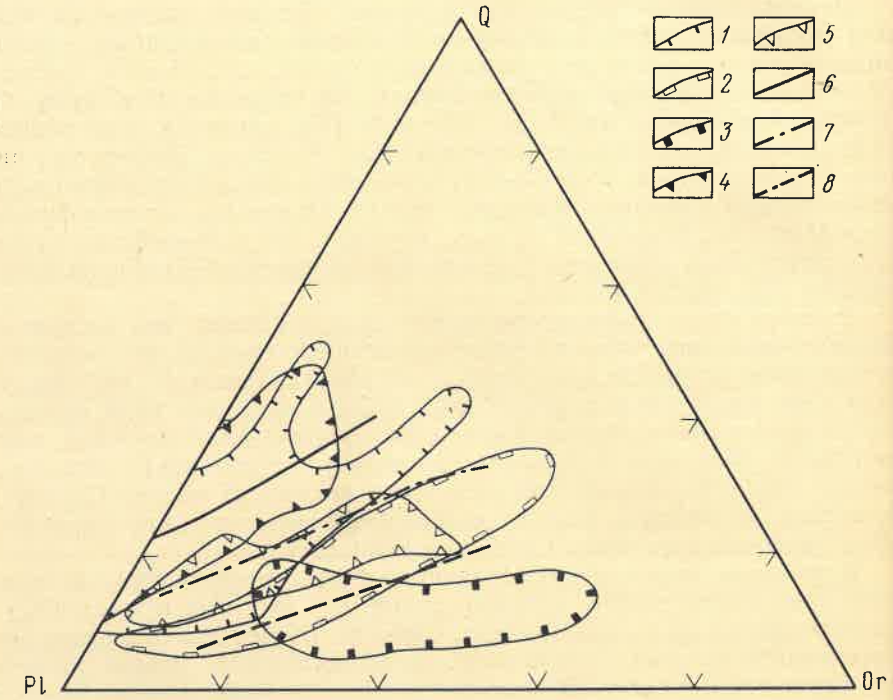


Рис. 1. Состав интрузивных пород основных меднопорфировых провинций

1 — батолит Гуичон (Брит. Колумбия); *2* — плутон Корнелиа (Аризона); *3* — комплекс Бингхе (Юта), *4—5* — интрузивы Карибского бассейна: *4* — диоритового состава, *5* — гранодиоритово состава; *6—8* — гранитоиды Северного Прибалхашья: *6* — натровой серии, *7* — нормальной сери *8* — калиевой серии

ризуют соответствующие типы районов. Породы провинций острово дужных геоструктур отвечают по составу натровым диоритам и квар цевым диоритам.

Выделенные ряды интрузивных пород, отвечающие соответствую щим типам районов, могут быть охарактеризованы диаграммой «аль бит—анортит—ортоклаз» (рис. 2), на которую нанесены кривая соли дуса, установленная О. Татлом и Н. Бауэном [11] для трахитовы пород, и нормативные составы рудоносных магматических комплексо и ассоциирующих вулканогенных образований различных меднопо фировых провинций и районов мира.

Интрузивные образования. Рудоносные плутоны в районах эп кратонного типа принадлежат к трем близким по составу строению рядам. Они сложены породами субщелочного ряда с шир ким развитием монцонитовых и сиенитовых разностей. Рудоносн интрузивные ряды районов Советского Союза, охарактеризованн данными химических анализов пород, на диаграмме «альбит—ано тит—ортоклаз» имеют вид протяженных субпараллельных вариацио

ных линий (см. рис. 2, *I—I*). Они расположены в высокотемпературной области диаграммы, что подчеркивает калиевую специализацию пород. Пологое направление вариационных линий отражает быстрое обогащение ортоклазовой составляющей каждой последующей фазы внедрения в интрузивном ряду.

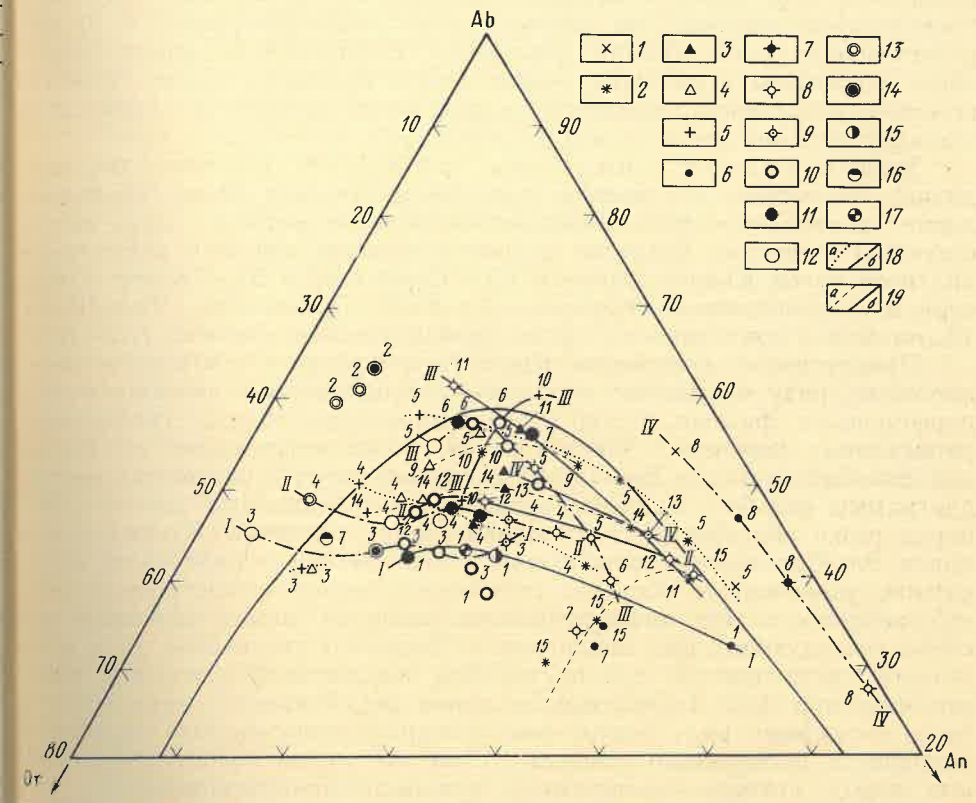


Рис. 2. Проекция четверной системы «альбит — анортит — ортоклаз — вода» на безводное основание при давлении воды $P=5$ кбар

1—5 — вулканогенные породы: *1* — базальт, *2* — андезит, *3* — дацит, *4* — риодацит, *5* — липарит; *6—17* — интрузивные породы: *6* — габбро, кварцевое габбро, *7* — габбро-диорит, *8* — диорит, *9* — кварцевый диорит, *10* — гранодиорит, *11* — гранодиорит-порфир, *12* — гранит, *13* — гранит-порфир, *14* — плагиогранит-порфир, *15* — монцонит, *16* — сиенит, *17* — граносиенит; *18—19* — районы: *18* — палеозойские (*а* — вулканиты, *б* — плутониты), *19* — мезо-кайнозойские (*а* — вулканиты, *б* — плутониты); *I—IV* — типы районов: *I* — эпикратонные, *II* — эпимиогеосинклинальные, *III* — эпиэвгеосинклинальные, *IV* — барьерные зоны островодужных геоструктур.

1 — Малый Кавказ, Каджаран; 2 — Кузнецкий Алатау, Сорское; 3—6 — Северное Прибалхашье: 3 — Каратас IV, 4 — Борлы, 5 — Коунрад, 6 — Актогай; 7 — Срединный Тянь-Шань, Алмалык; 8 — Урал, Салаватское; 9 — Латинская Америка; 10—11 — Чили: 10 — Эль-Сальвадор, 11 — Эль-Теньенте; 12 — США, плутон Корнелиа; 13 — Малые Антильские о-ва; 14 — Центральные Анды; 15 — Венгрия, Речк

Фигуративные точки тигертышского интрузивного комплекса, с которым связано Сорское молибденовое месторождение (Кузнецкий Алатау), занимают на диаграмме аномальное положение, группируясь вблизи стороны «ортоклаз—альбит» на значительном удалении от возможных субсолидусов. Все это выделяет тигертышский комплекс из первично магматических пород и позволяет предполагать развитие автометаморфических или метасоматических процессов при его становлении [5].

Продуктивные комплексы эпимиогеосинклинальных районов представлены двумя рядами интрузивных пород калинатровой специализации, которые отличаются значительно меньшим развитием монцонитовых разностей. Последние проявлены в фазах, завер-

шающих интрузивный ряд, и представлены порфировидными породами. Выделенные ряды охарактеризованы данными химических анализов пород плутона Корнелиа, Ларамийского интрузива (штат Аризона) и гранодиоритовой формации нормальной серии Северного Прибалхашья. Вариационные линии рассматриваемых рядов *(II—II)* субпараллельны друг другу и вариационным линиям рудоносных плутонов эпикратонных районов, но располагаются выше последних в более низкотемпературной области диаграммы. Вариационные линии укорочены, что отвечает меньшему числу фаз и отражает более простое строение интрузивов эпимиогеосинклинальных районов по сравнению с эпикратонными.

Эпиэвгеосинклинальным районам отвечают два различных по составу и строению ряда магматических пород, принадлежащих к натровой серии. Монцонит-сиенитовые разности здесь отсутствуют. Рудоносные интрузии охарактеризованы данными химических анализов пород Южной Америки (Эль-Сальвадор и Эль-Теньенте), Северного Прибалхашья (Коунрад, Актогай), Срединного Тянь-Шаня (Алмалык) и представлены тремя вариационными линиями *(III—III)*.

Продуктивные комплексы Южно-Американского континента соответствуют ряду кварцевые диориты — гранодиориты с завершающими порфировыми фазами пород субвулканического облика (дацитовые, липаритовые порфиры). Фигуративные точки интрузивных образований Эль-Сальвадора и Эль-Теньенте группируются в различных частях диаграммы «альбит—анортит—ортоклаз». Вариационные линии этих пород резко обособлены, а их конфигурация различна. Вариационная линия Эль-Сальвадора расположена в низкотемпературной части диаграммы, укорочена и образует субсолидус крутой конфигурации. Все это говорит о слабой дифференциации расплава, малом изменении состава последующих фаз внедрения, а также об увеличении доли альбитовой составляющей при постоянстве анортитовой в полевых шпатах конечных фаз. Вариационная линия Эль-Теньенте соответствует более основному ряду пород, она субпараллельна стороне «альбит—анортит» и практически совпадает с частью линии солидуса трахитовых пород, которая соответствует кристаллизации плагиоклазов. По своей конфигурации она близка вариационным линиям районов островодужных геоструктур, но смещена в область андезитовых расплавов.

Рудоносные интрузии Северного Прибалхашья сложены породами, отвечающими ряду диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — гранодиорит-порфир. Он представлен вариационной линией, которая расположена в верхней части диаграммы, очерченной линией солидуса трахитовых пород, и параллельна последней. Такое положение характеризует наиболее низкотемпературные условия формирования плутонов натровой серии, а малая протяженность линии свидетельствует об относительно простом их строении. Большой разброс на диаграмме фигуративных точек алмалыкского рудоносного комплекса отражает широко проявленные процессы калишпатизации интрузивных пород [3].

Рудоносные плутоны в районах островодужного типа отличаются от рассмотренных выше районов. Они образуют ряд кварцевые габбро — габбро-диориты — диориты — кварцевые диориты с преимущественным развитием двух последних составляющих и принадлежат к натровой серии. Этот ряд охарактеризован данными химических анализов пород Южного Урала (Салаватское месторождение) и Мал. Антильских о-вов и представлен двумя вариационными линиями *(IV—IV)*. Фигуративные точки, соответствующие уральским интрузивам, резко обособлены, располагаются правее и субпараллельно плагиоклазовой части кривой солидуса и одновременно параллельно альбит-анортитовой ветви диаграммы. Подобное положение вариационной линии (диоритовой) отражает базальтовую природу исходных расплавов и обедненность пород калием.

Сходный характер эволюции отмечается и для состава интрузивных пород Мал. Антильских о-вов, однако они отклоняются в сторону более высокого содержания калия и располагаются ниже кривой солидуса (гранодиоритовая линия), совпадая с производными андезитового магматизма эпимиогеосинклинальных районов. Ограниченное число имеющихся анализов не дает возможности утверждать, что эти отличия достаточно достоверны.

В целом на рис. 1 и 2 отчетливо обособлены интрузивные ряды продуктивных комплексов, принадлежащие районам определенного типа. При этом на диаграмме «альбит—анортит—ортоклаз» вариационные линии провинций вулкано-плутонических поясов, к которым приурочены молибден- и молибден-меднопорфировые месторождения, размещены в области андезит-дацитовых расплавов, в то время как продуктивный ряд пород провинций островодужных геоструктур, в которых известны существенно меднорудные месторождения, резко обособлен и расположен в области базальтовых расплавов.

Диаграмма иллюстрирует также различия состава рудоносных плутонов разных районов в провинциях вулкано-плутонических поясов, которые отражены в размещении вариационных линий. Последние, характеризуя изменения состава продуктивных интрузивных комплексов (от субщелочных в эпикратонных районах, через нормальные — в эпимиогеосинклинальных, к натровым в эпиэвгеосинклинальных), расположены субпараллельно и последовательно от области высокотемпературных расплавов к низкотемпературным. Каждый из этих гомодромных рядов расположением фигуративных точек подчинен линии солидуса с ростом ортоклазовой составляющей к концу ряда. Исключением служат плутоны эпиэвгеосинклинальных районов, в которых конечные составляющие ряда располагаются выше линии солидуса за счет проявления фаз с повышенным содержанием натрия.

Вариационные линии интрузивных рядов однотипных, но разновозрастных районов сближены, субпараллельны, часто перекрываются или надстраивают друг друга. Это, с одной стороны, свидетельствует об определенной общности в составе пород, а с другой — отражает однонаправленные закономерности эволюции магматизма как в разновозрастных вулкано-плутонических поясах, так и в различных их частях. В то же время дифференциационные ряды палеозойских пород сдвинуты в область первичной кристаллизации щелочных полевых шпатов, в отличие от мезо-кайнозойских, точки крайних основных составов которых попадают на линию солидуса плагиоклазов.

Вариационные линии рядов натровых пород (районы эпиэвгеосинклинального типа разновозрастных провинций) отчетливо индивидуализированы, расположены в области кристаллизации кислых плагиоклазов и укорочены. Их направление совпадает с линией солидуса трахитовых комплексов с некоторым сдвигом в более высокотемпературную область, а конфигурация повторяет общую направленность линии солидуса. Все это позволяет рассматривать соответствующие комплексы пород как продукты фракционной кристаллизации единого расплава, т. е. как комагматы.

Фигуративные точки порфировых интрузий, с которыми связано оруденение, близки возможному положению нонвариантной точки кристаллизации полевых шпатов. Исходя из этого порфировая структура пород может свидетельствовать об их происхождении в результа-

те интенсивно проявленного фракционирования, что объясняет и связь с ними оруденения.

Вулканогенные образования. Вулканогенным составляющим продуктивных вулкано-плутонических ассоциаций районов определенного типа присущи те же особенности, что и интрузивным породам.

По вулканогенным образованиям зарубежных провинций имеется ограниченное число данных. По материалам Х. Фрутоса [7], П. Гуссенса [8] и других авторов удается установить, что вулканогенные толщи в районах меднопорфирового оруденения принадлежат к известково-щелочной серии и представлены собственно андезитовой или андезит-риодацитовой формациями, содержащими значительную долю карбонатных и терригенных пород.

Для первой из этих формаций характерна ведущая роль пироксен-амфиболитовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, присутствующих в лавовых, туфовых и субвулканических фациях. Собственно андезитовая формация более типична для эпиэвгеосинклинальных поясов [7, 8]. Фигуративные точки состава пород этой формации (см. рис. 2) образуют ряд, субпараллельный линии солидуса и ряду интрузивных образований районов эпиэвгеосинклинального типа, отличаясь меньшим содержанием натрия. Андезит-риодацитовая формация характерна для эпимиогеосинклинальных частей поясов. Она представлена вариационной линией вулканитов Центральных Анд, которая практически совпадает с линией интрузивных пород штата Аризона.

Более подробно особенности состава вулканогенных образований, предшествующих рудоносным интрузиям, рассматриваются на примере Северного Прибалхашья*. В общем эволюционном процессе верхнепалеозойского магматизма выделяются следующие этапы: турнейский и визе-намюрский раннекаменноугольные, среднекаменноугольный, средне-верхнекаменноугольный и другие более поздние, каждый из которых характеризуется развитием близких по составу гомодромных рядов — вулканического и интрузивного. При этом по условиям формирования и составу магматических продуктов четко различаются гомодромные серии как излившихся, так и завершающих их плутонических образований.

Отличительными особенностями вулканизма ранних этапов (турнейский, визе-намюрский, среднекаменноугольный) являются преимущественно морские (островные) условия накопления, большие мощности вулканогенных толщ и значительная доля вулканомиктовых и терригенных пород в разрезе, известково-щелочная специализация и существенно андезитовый, андезито-дацитовый состав вулканитов, что позволяет проводить аналогию с андезитовыми провинциями мира, продуктивными на меднопорфировый тип оруденения. Формирование вулканитов каждого из ранних этапов завершается внедрением гранодиоритовых интрузий, которые образуют с ними единые вулкано-плутонические ассоциации, продуктивные на меднопорфировое оруденение [4].

Вулканогенные образования поздних этапов (средне-верхнекаменноугольный и др.) перекрывают продуктивные вулкано-плутонические ассоциации. Вулканизм характеризуется наземными условиями, отсутствием осадочных отложений в разрезах, малыми мощностями и крайне пестрым составом образований с преобладанием дацит-липаритовых и липаритовых пород, широким развитием игнимбритовых фаций

* В работе использованы материалы А. В. Авдеева, М. И. Александрова, М. К. Бахтеева, В. Ф. Беспалова, О. М. Гаек, В. В. Кепежинскас, В. Я. Кошкина, А. А. Розенкраца, М. В. Тащининой, В. Г. Тихомирова, В. Г. Трифонова и др.

щелочноземельным и даже щелочным характером вулканитов. Интрузии, завершающие вулканизм поздних этапов, представлены аляскитовыми гранитами, с которыми связано полиметаллическое и другое оруденение.

В связи с этим для характеристики вулканизма районов меднопорфирового оруденения в Северном Прибалхашье ограничимся анализом состава и строения вулканогенных образований ранних этапов.

Турнейский вулканизм проявился в приразломных прогибах в обрамлении Балхашского антиклинория, унаследованных вулканизмом визе-намюрского, частично среднекаменноугольного этапов, который распространился на обширной территории, охватывающей центральные части Южно- и Северо-Токрауской, Северо-Балхашской впадин и примыкающие к ним фланги структур устойчивого антиклинального развития (Новалы-Кызылэспинский антиклинорий). Визе-намюрскому и среднекаменноугольному этапам отвечают три типа разрезов, в соответствии с которыми в вулканической области можно выделить различные по режиму развития обстановки: мелководные разобщенные депрессии, вулканические массивы (нагорья) субаэрального вулканизма, приразломные прогибы с морскими (островными) условиями осадконакопления.

В условиях эпикратонных районов вулканические образования формируются преимущественно в разобщенных мульдах, развивающихся на структурах устойчивого поднятия (Новалы-Кызылэспинский антиклинорий — древний срединный массив). Породы залегают несогласно на дислоцированных ордовикских и более древних толщах и девонских гранитоидах.

Вулканиты визе-намюрского этапа принадлежат дацит-липаритовой формации; представлены амфибол-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми порфиритами и кварц-плагиоклазовыми порфирами преимущественно в туфовых и игнимбритовых фациях. Среднекаменноугольному этапу соответствует туфовая толща амфибол-плагиоклазовых андезитовых порфиритов.

По химическому составу рассматриваемые породы относятся к известково-щелочным и характеризуются повышенными содержаниями калия (табл. 1). Отношение K_2O/Na_2O для визе-намюрских пород равно 1,5, для среднекаменноугольных 0,9.

В условиях эпимиогеосинклинальных районов формируются вулканические нагорья, пространственно совпадающие с центральными частями Южно-, Северо-Токрауской и Северо-Балхашской впадин. Первые проявления вулканизма в этих областях относятся к визе-намюрскому этапу. Они представлены мощной толщей туфогенных пород дацитового состава (50—80%), которая венчается липаритовыми игнимбритами (20—50%), а в низах содержит редкие потоки андезитовых порфиритов (около 10%). Коэффициент эксплозивности 75—100. Дифференциационный ряд: андезиты — андезито-дациты → дациты — липарито-дациты → липариты. В разрезах среднекаменноугольного этапа преобладают лавы андезитов и андезито-дацитов (80%), доля кислых составляющих, представленных эксплозивными фациями, не превышает 20%. Породы промежуточного состава находятся в резко подчиненном количестве, но отмечаются во всех разрезах. Дифференциационный ряд несколько сокращен: андезиты → андезито-дациты → дациты → липариты.

По петрохимическим особенностям породы обоих этапов относятся к нормальному известково-щелочному ряду (табл. 2). Отношение K_2O/Na_2O близко к 1.

Таблица 1

Химический состав пород вулкано-плутонических ассоциаций в районах эпикратонного типа (на примере Сев. Прибалхашья)

Компоненты	Вулканиты			Плутониты C_{2-3}				
	$C_1v_2 - n$		C_2					
	Липаритодацит (4)*	Липарит (3)	Андезит (3)	Кварцевый диорит (28)	Гранодиорит (40)	Роговообманковый гранит (7)	Гранит (3)	Гранодиорит-порфир (1)
SiO_2	72,0	74,40	59,13	59,58	68,62	70,39	75,83	64,56
TiO_2	0,26	0,20	0,55	0,84	0,68	0,31	0,15	0,71
Al_2O_3	14,27	13,44	17,50	16,30	15,63	14,90	13,82	16,62
Fe_2O_3	1,39	0,80	4,86	3,19	2,55	1,41	0,95	1,99
FeO	1,20	1,19	4,02	3,45	2,21	1,76	0,81	1,60
MnO	0,08	0,23	0,50	0,12	0,09	0,05	0,02	0,05
MgO	0,36	0,36	1,24	3,26	2,18	1,04	0,19	1,58
CaO	0,56	1,03	4,66	5,13	4,00	2,30	0,63	3,73
Na_2O	3,97	3,12	3,02	3,40	3,48	3,21	3,08	4,09
K_2O	5,57	5,10	4,84	3,30	4,00	4,18	4,89	3,41
K_2O/Na_2O	1,4	1,63	1,60	0,97	1,15	1,30	1,58	0,83
Ab	47,20	41,17	34,50	42,47	43,11	42,92	44,86	48,28
An	6,56	11,86	26,87	28,74	22,28	18,05	5,39	23,61
Or	46,24	46,97	38,63	28,79	34,61	39,03	49,75	28,11

* В скобках указано количество анализов.

В условиях эпиэвгеосинклинальных районов вулканиты развиваются в приразломных прогибах (Тасаральский, Шольадырский, Кусакский, Калмакэмельский) и приурочены к обрамлению Балхашского антиклинория — древней (позднерифейско-раннепалеозойской) эвгеосинклинальной зоны. Отличительная особенность вулканизма — наиболее раннее его проявление (турнейский этап) и практически непрерывная, с постепенными переходами толща турнейских, визе-намюрских и среднекаменноугольных отложений. Разрезы характеризуются большими мощностями, широким развитием вулканомиктовых и терригенных пород, значительной долей вулканитов основного состава и имеют двучленное строение: низы сложены базальтами и андезитами, выше залегают дациты и липариты. По мере удаления от зон разломов основные породы быстро сокращаются в мощности и выпадают из разреза.

Среди вулканитов турнейского этапа преобладают пирокласты липаритового и дацит-липаритового состава (85%). Эффузивы основного состава присутствуют в отдельных разрезах (15%). Коэффициент эксплозивности 90. Дифференциационный ряд: базальты — андезиты→дациты→липариты, плагиолипариты.

Среди вулканитов визе-намюрского этапа на долю базальтов и андезитов (в соотношении 1 : 10) приходится около 30%, дацитовые породы составляют 60%, а липаритовые 10%. Коэффициент эксплозивности возрастает от основных пород (20) к кислым (90). Дифференциационный ряд: базальты — андезиты→дациты→дацито-липариты→→липариты.

В разрезах среднекаменноугольного этапа породы основного состава составляют 50—60%, кислые лавы и пирокласты 20—40%. Дифференциационный ряд: базальты — андезито-базальты→андезиты→андезито-дациты→липариты — трахилипариты.

При общности дифференциационных рядов рассматриваемых этапов в составе вулканитов значительная доля принадлежит пироклас-

Таблица 2

Химический состав пород вулкано-плутонических ассоциаций в районах эпиэвгеосинклинального типа (на примере Сев. Прибалхашья)

Компоненты	Вулканиты							Плутониты C_{2-3}				
	$C_1v_2 - n$				C_2							
	Андезит (2)*	Андезито-дацит (4)	Дацит (15)	Липарит (6)	Андезит (19)	Андезито-дацит (18)	Дацит (9)	Липарит (5)	Кварцевый диорит (23)	Гранодиорит (27)	Роговообманковый гранит (10)	Плагиогранит (6)	Гранодиорит-порфир (10)
SiO_2	59,64	63,43	68,89	74,28	57,69	62,06	66,86	72,19	60,06	65,33	67,64	74,46	66,36
TiO_2	0,76	0,57	0,41	0,24	0,69	0,58	0,45	0,30	0,86	0,50	0,49	0,19	0,47
Al_2O_3	16,38	16,22	14,78	13,57	16,15	16,26	12,71	14,22	16,38	15,70	14,68	13,36	15,48
Fe_2O_3	2,76	2,79	2,20	1,22	3,52	3,29	2,03	1,07	3,07	2,33	2,00	0,88	2,11
FeO	4,38	1,73	1,55	0,98	3,83	2,56	1,49	1,57	3,70	2,28	2,18	1,23	1,88
MnO	0,14	0,16	0,06	0,06	0,18	0,13	0,09	0,05	0,11	0,10	0,08	0,03	0,09
MgO	2,82	2,64	1,09	0,55	3,09	2,16	0,98	0,37	2,95	1,26	1,47	0,37	1,82
CaO	6,53	3,34	2,38	0,94	5,93	3,77	2,44	0,98	5,30	3,84	2,77	1,09	3,23
Na_2O	3,05	3,78	3,85	3,80	3,12	3,64	3,91	3,80	3,60	3,76	3,53	3,50	3,92
K_2O	2,70	3,30	3,81	4,00	2,84	3,24	4,08	4,53	2,62	3,26	3,75	4,35	3,50
K_2O/Na_2O	0,88	0,87	0,98	1,05	0,91	0,89	1,04	1,19	0,72	0,86	1,06	1,24	0,90
Ab	41,07	46,34	48,71	50,28	40,70	45,03	40,29	47,78	45,64	47,20	45,84	48,77	48,66
An	38,40	25,41	17,64	12,75	33,43	26,99	30,35	12,44	31,16	24,23	20,16	8,92	21,00
Or	20,53	28,25	33,65	36,97	25,87	27,98	29,36	39,78	23,20	28,57	34,00	42,31	30,34

* В скобках указано количество анализов.

там дацитовой группы, количество которых, однако, уменьшается со временем, и среди продуктов среднекаменноугольного вулканизма они практически отсутствуют.

По химическому составу рассматриваемые вулканиты относятся к существенно натровым известково-щелочным (табл. 3). Отношение K_2O/Na_2O в среднем составляет 0,5.

В приведенных рядах ведущими петрогенными компонентами, определяющими петрохимический облик пород, являются кремнезем, глинозем и щелочи. Отчетливо видна тенденция уменьшения концентраций глинозема, суммарного железа, магнезии и извести от основных пород к кислым. Более сложную зависимость обнаруживают щелочные компоненты. Если для K_2O намечается увеличение концентраций от основных пород к кислым, то для Na_2O возрастание концентраций заканчивается в дацитовой группе с последующим снижением в сторону липаритов. Таким образом, по мере увеличения кислотности пород концентрации Na_2O и K_2O постепенно и параллельно возрастают до определенного «момента насыщения», после чего между их содержаниями устанавливаются обратные зависимости.

Вулканиты визе-намюрского этапа отличаются от аналогичных пород турнейского этапа повышенными концентрациями Na_2O в эффузивах базальтовой группы и K_2O в породах дацитовой и липаритовой групп. Андезиты, преобладающие в составе вулканитов среднекаменноугольного этапа, существенно обогащены K_2O при меньших концентрациях глинозема, магнезии и извести, что выделяет их из ряда основных вулканитов предшествующих этапов.

Таким образом, вулканогенные составляющие ранних вулкано-плутонических ассоциаций Северного Прибалхашья представлены тремя формациями: вулканиты эпикратонных районов — липарит-дацитовой, эпимиогеосинклинальных — дацитовой, эпиэвгеосинклинальных — андезит-дацитовой. Все они являются производными известково-щелочной серии пород и образуют гомодромные дифференциационные ряды калиевой, калинатровой и натровой специализации. Каждый из этих рядов завершается внедрением плутонов [4] гранодиоритовой формации калиевой (C_{2-3}), калинатровой (C_2) и натровой (C_1) серий и составляет единую вулкано-плутоническую ассоциацию. В связи с этим показательно общее расположение вариационных линий вулканитов и плутонитов одного магматического этапа (см. рис. 2). Гомодромные вулканогенные и плутоногенные ряды дифференциации охватывают обширную область существования естественных расплавов — от основных до кислых. Вариационные линии вулканогенных и интрузивных комплексов субпараллельны и как бы продолжают друг друга, характеризуя в целом направленность очаговой дифференциации конкретных вулкано-плутонических ассоциаций.

В рудных районах островодужных геоструктур вулканогенные образования, как устанавливается на Южном Урале, принадлежат натровой базальт-андезито-базальтовой формации с гомодромным рядом дифференциации. Ведущую роль играют туфовые фации, являющиеся производными извержений центрального типа в вулканогенных грядах барьерных зон островодужных геоструктур. Фигуративные точки этих вулканитов (см. рис. 2, *IV—IV*) располагаются в одном ряду с точками состава интрузивных пород, что подтверждает принадлежность тех и других к единой вулкано-плутонической ассоциации.

Проведенный анализ позволил установить, что состав вулкано-плутонических ассоциаций и соответственно рудоносных порфировых интрузий, со становлением которых связано оруденение, специфичен для

Таблица 3

Химический состав пород вулкано-плутонических ассоциаций в районах эпиэвгеосинклинального типа (на примере Сев. Прибалхашья)

Компоненты	Вулканиты															Плутониты C_{1-2}				
	$C_1t - v_1$				$C_2v_2 - n$							C_3								
	Андезит-базальт (4)*	Андезит (3)	Дацит (12)	Липарит (6)	Базальт (7)	Андезит-базальт (3)	Андезит (5)	Андезит-дацит (5)	Дацит (7)	Липарит (6)	Андезит-базальт (12)	Андезит (10)	Андезит-дацит (13)	Липарит (2)	Лиорит (6)	Гранодиорит (14)	Плагиогранит (16)	Гранит (5)	Гранит-порфир (26)	Гранодиорит-порфир (5)
SiO_2	54,11	58,88	67,72	72,32	50,55	54,45	59,43	64,30	67,50	73,57	52,60	57,83	63,71	73,37	62,82	64,90	68,89	72,06	69,52	64,93
TiO_2	0,88	0,81	0,62	0,37	0,96	0,81	0,62	0,56	0,48	0,24	0,83	0,67	0,50	0,33	0,67	0,56	0,41	0,40	0,34	0,52
Al_2O_3	17,23	18,31	15,25	13,55	19,33	18,63	15,96	16,16	15,06	13,25	17,36	17,52	16,29	13,02	16,86	16,10	15,78	14,84	15,38	16,15
Fe_2O_3	3,25	2,01	1,03	0,60	6,58	1,51	3,81	2,34	2,21	0,73	4,68	3,26	3,24	1,57	1,60	1,77	1,45	0,95	1,18	1,78
FeO	5,83	4,87	2,75	1,70	3,21	5,58	2,84	2,29	2,21	1,21	4,10	3,15	1,84	1,00	2,86	2,17	1,51	0,99	1,56	2,29
MnO	0,18	—	0,12	0,08	0,12	0,12	0,10	0,50	0,10	0,09	0,33	0,10	0,12	0,01	0,10	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06
MgO	3,35	2,57	1,73	0,85	4,09	4,19	3,16	1,83	1,04	0,42	3,60	3,46	1,71	0,52	2,31	2,12	1,06	0,77	0,90	1,53
CaO	8,16	5,13	3,17	2,34	6,89	5,05	5,58	3,97	2,79	1,86	6,58	5,18	3,48	1,55	5,33	4,25	3,11	2,20	2,47	3,81
Na_2O	2,60	3,60	4,16	3,27	3,09	3,52	3,73	4,17	2,44	4,20	4,00	3,80	4,52	4,80	4,31	4,43	4,18	4,00	4,15	4,37
K_2O	0,62	1,80	2,58	2,51	0,89	1,17	1,25	2,63	2,59	2,82	1,50	1,94	2,47	2,04	2,34	2,42	2,53	2,95	2,86	2,56
K_2O/Na_2O	0,24	0,50	0,62	0,77	0,29	0,33	0,33	0,63	0,58	0,67	0,37	0,57	0,54	0,42	0,54	0,56	0,60	0,73	0,68	0,58
Ab	37,17	43,77	53,52	48,22	38,65	43,62	50,85	51,55	56,59	58,10	50,00	46,84	54,89	67,00	52,06	54,57	53,81	54,44	54,65	53,59
An	56,64	40,93	23,20	25,94	53,58	46,26	37,25	26,73	20,36	14,68	36,90	36,46	24,18	13,12	28,20	24,61	23,46	17,54	19,06	24,48
Or	6,18	15,30	23,18	25,84	7,77	10,12	11,90	22,72	23,05	27,22	13,10	16,70	20,93	19,88	19,74	20,82	22,73	28,02	26,29	21,93

* В скобках указано количество анализов.

районов различного типа. Эта специфика отражает геотектоническую и палеотектоническую позиции меднопорфировых провинций и районов.

Различия в составе продуктивных вулкано-плутонических ассоциаций находят отражение в металлогенической специализации оруденения и геохимических особенностях руд. Так, для эпикратонных районов характерна субщелочная продуктивная ассоциация, с которой связано существенно молибденовое (молибденпорфировое) оруденение. Районам эпимиогеосинклинального типа отвечают ассоциации нормальной (калинатровой) щелочности, продуктивные на молибден-медное оруденение. В эпиэвгеосинклинальных районах вулкано-плутонические ассоциации представлены рядом пород существенно натрового состава, с которыми связано медное (меднопорфировое) оруденение. Районам барьерных зон островодужных геоструктур отвечают существенно натровые ассоциации медной специализации.

Приведенные данные подтверждают зависимость специфики состава рудоносных плутонов и ассоциирующих с ними вулканогенных образований от геотектонической позиции рудных районов, что отражается и в металлогенической специализации последних. Соответствующие петрохимические характеристики интрузивных и вулканогенных образований в совокупности с другими данными могут служить достаточно надежной основой для выделения потенциально рудных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кривцов А. И.* Типы районов меднопорфирового оруденения.— Геология руд м-ний, 1977, № 4, с. 44—57.
2. *Кривцов А. И., Агеева С. Т., Юдин И. М.* Геологические основы прогнозирования новых районов меднопорфирового оруденения. Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки м-ний металл. полезных ископаемых. М., ВИЭМС, 1978.
3. *Меднопорфировые* месторождения Алмалыка. Ташкент. Фан, 1974.
4. *Сапожников В. Г.* Минералого-петрохимические особенности меденосных гранодиоритовых интрузий Северного Прибалхашья.— В кн.: Геологические основы прогнозирования районов меднопорфирового оруденения. М., 1978, с. 54—71 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 134).
5. *Сорское* медно-молибденовое месторождение/В. Л. Хомичев, А. П. Берзина, В. Н. Лавыгина и др.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 202, 1976.
6. *Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. М., Недра, 1971.
7. *Frutos J.* Porphyry copper—type mineralization and geosinclinal tectonic evolution in the Chilean Andes. — Annales de la Societe Geologigue de Beigigue. v. 98, № 1, 1975, p. 5—15.
8. *Goossens P. J.* Lithologic, geochemical and metallogenic belts in the Northern Andes and their structural relationships. — Trans. Soc. Min. Eng. ALME, v. 260, N 1, 1976, p. 60—67.
9. *Kesler S. E., Jones L. M., Walker R. L.* Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralisation in Island Are Areas. — Econ. Geol., v. 70, N 30, 1975, p. 515—526.
10. *Titley S. R.* Geological characteristics and environment of some porphyre copper occurrences in southwestern pacific. — Econ. Geol., v. 70, N 3, 1975, p. 499—514.
11. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O. — Mem. Geol. Soc. Am., v. 74, 1958.

УДК 550.814 : 528.711.1(202) : 551.242.3(234.85)

С. И. СТРЕЛЬНИКОВ (ВСЕГЕИ)

Особенности структуры Урала по данным дешифрирования космических снимков

Дешифрирование космических снимков разного масштаба позволяет изучать особенности строения крупных структурных элементов (складчатых систем), их отдельных частей (антиклинориев и синклинориев), пространственные взаимоотношения структур.

Урал — одна из наиболее хорошо изученных складчатых систем с ярко выраженной линейностью основных структурных зон, ограниченных протяженными разломами глубокого заложения и длительного развития. Линейность структур четко отражается в магнитных и гравитационных полях. Существенным элементом структуры Урала являются надвиги, протягивающиеся вдоль всего Урала от Косистенского района на юге до Байдарацкой губы на севере [11, 18]. При общей меридиональной ориентировке системы на Полярном и на Среднем Урале наблюдается дугообразный изгиб всех палеозойских структур к востоку.

Кроме того, по геологическим и геофизическим данным установлено, что общая меридиональная линейность системы осложнена структурами, имеющими секущее простирание [1, 8, 15 и др.]. Выделяются группы северо-западных, субширотных и северо-восточных структур, причем нет единого мнения о положении и ориентировке секущих Урал структур (см. рис. 11 в работе [23]). Эти поперечные структуры: разрывные нарушения, поднятия и прогибы, шовные антиклинали, зоны широтных воздыманий и погружений шарниров продольных складок,— характеризуются сменой фаций отдельных толщ или свит, изменениями глубины размывов, размещением осадочно-вулканогенных, интрузивных и многих других формаций.

В геофизических полях поперечные структуры обусловливают субширотные локальные магнитные и гравитационные аномалии. Выделяются они как в краевых прогибах, так и в пределах мио- и эвгеосинклинальных зон и прослеживаются по нескольким структурным этажам: кристаллическому основанию и отложениям палеозойского и неоген-четвертичного комплексов. Ряд протяженных крупных структур северо-западного и широтного направлений протягиваются далеко за пределы Урала: на Русскую платформу, в Казахстан и на Западно-Сибирскую плиту. Проявление поперечных структур в разных структурных этажах свидетельствует о длительности их развития и глубинном заложении. Происхождение их связывают с гетерогенностью субстрата, на котором заложилась Уральская геосинклиналь [16, 17]. По мнению многих исследователей, поперечные структуры определяют металлогеническую специализацию некоторых районов Урала [8, 16, 17].

Наряду с линейными в последние годы на Урале выявлены кольцевые структуры. Так, в результате структурно-геоморфологического анализа установлено наличие кольцевых морфоструктур разных порядков (до 50 км и более в поперечнике) на севере [27, 28]. При совместном анализе геофизических данных и материалов радиолокационной съемки установлено, что генезис Карской структуры вулкано-тектонический [22], а не метеоритный, как предполагалось рядом исследователей [19].

Многие структурные особенности Урала, сформировавшиеся в течение длительной и сложной истории, отражаются в новейшей текто-

нике и определяют специфику рельефа и распространения ландшафт ных комплексов в целом, что в свою очередь проявляется на аэро- космических снимках. Дешифрирование их позволяет не только выя вить уже известные структурные элементы и дать их описание с пози ций аэрокосмометодов, но и установить новые структуры, ранее не из вестные или предполагаемые по какому-нибудь одному, главным об разом геофизическому методу. На основе анализа пространственны взаимоотношений выделенных на снимках структур совместно с да ными о вещественном составе и возрасте отложений можно уточнит существующие и высказать новые предположения как о строении ре гиона в целом, так и о генезисе отдельных структур.

При изучении тектоники Урала использованы телевизионные ко мические снимки с метеорологических спутников системы Метеор, также с американских спутников серии ESSA. Всего изучено более 2 снимков, сделанных в разное время, главным образом зимой, а част осенью или весной. Снимки исходного масштаба (1 : 7 500 000— 1 : 10 000 000) увеличивались в 2—3 раза. После детального дешифр рования, выделения линеаментов по рисунку изображения результат переносились на топооснову м-ба 1 : 2 500 000 с помощью прибор УТП-1. Оценивалась причина выраженности отдешифрированных эле ментов по их связи с рельефом и гидросетью, что давало возможност оценить и ранг выделенных элементов. Затем схемы линеаментов, со ставленные по отдельным снимкам, сопоставлялись и сводились одну. На этом этапе важно выделить элементы, общие для всех сним ков, и точно нанести их на топооснову.

Сводная схема результатов дешифрирования сопоставлялась геологическими и геофизическими картами для определения геологи ческой значимости выделенных линеаментов и их роли в формирова нии структурного плана изучаемого региона. При этом выяснилось что на снимках хорошо опознаются основные структурно-формацион ные зоны Уральской складчатой области. Предуральский прогиб, вы полненный терригенными толщами верхнего палеозоя и триаса, выде ляется относительно светлой полосой, имеющей четкую прямолиней ную восточную границу и волнистую западную.

Наиболее отчетливо, в виде темной полосы, протягивающейс вдоль всего Урала от гряды Чернышева на севере до широты г. Перм на юге, выражена Западно-Уральская зона. В пределах Среднег Урала она резко суживается и теряет индивидуальное выражение н снимках. Наряду со структурными элементами, имеющими уральско простирание, в пределах зоны видны линеаменты, ориентированные северо-западном направлении (340—350°). Последние иногда сред ются по линии, отделяющей Западно-Уральскую зону от Центрально Уральского поднятия. Природа этой границы выявлена достаточн полно: по многочисленным наземным наблюдениям, палеогеологич ским и палеотектоническим построениям она в целом совпадает с ли нией регионального надвига [18]. В новейшей структуре линия надви га представляет собой тектонический уступ высотой до 800 м, наиболе четко выраженный на участке от г. Сабля до верховьев р. Илыч. Юж нее эта структура как надвиг на снимках не опознается и устанавли вается при совместном анализе результатов дешифрирования и гео логических данных. Центрально-Уральская антиклинорная зона, осе вая часть Уральского хребта, отчетливо прослеживается на снимка безлесные водораздельные пространства, покрытые снегом, дают гом генное белесое изображение. Внутренняя структура зоны отражает в виде мелких разноориентированных, главным образом поперечны (северо-западных и широтных) разломов, выделяемых по рисунку ги

росети. К более крупным продольным разломам приурочены меридио- нальные отрезки долин крупных рек (Шугор, Печора, Вишера).

Хорошо прослеживается на снимках зона Главного Уральского глубинного разлома, благодаря тому что на значительном протяжении она совпадает с восточной границей гор. В пределах зоны выделяются лишь Войкаро-Сынинский массив гипербазитов на Приполярном Урале и отдельные мелкие тела габброидов на Северном Урале, сла- гающие изолированные возвышенности (массив Денежкин Камень и др.). Структуры, развитые к востоку от Главного Уральского раз- лома, дешифрируются хуже, по меридиональной зональности, связан- ной с ограничивающими их разрывными нарушениями. Четко просле- живаются на снимках крупные структурные элементы, ограничивае- щие Тиманский кряж, и ряд других известных разрывных структур.

Из сопоставления схемы отдешифрированных линеаментов с гео- лого-геофизическими данными следует, что в основном на космических телевизионных снимках отображаются разрывные нарушения. Гра- ницы распространения отдельных формационных комплексов и мас- сивов изверженных пород не выделяются в силу низкого разрешения и мелкого масштаба снимков. Выявлены две группы разломов — линей- ные и кольцевые, которые можно отнести к различным рангам в зави- симости от их выраженности на снимках и роли в формировании глав- нейших структур региона (рис. 1). Основное количество кольцевых разломов установлено в пределах восточного склона Урала и За- уралья.

Линейные разломы. По ориентировке разломы можно сгруппиро- вать в четыре серии, образующие ортогональную, т. е. широтно-мери- диональную, и диагональную, северо-запад — северо-восточную систе- мы. По степени выраженности разломов различной ориентировки рас- сматриваемый регион четко делится на четыре части.

На Приполярном и Полярном (севернее 64°) Урале преобладают разломы диагональной системы, из них северо-восточные (30—50°), оп- ределяющие простирание уральских структур, дешифрируются наибо- лее уверенно. Характерны волнистые, а иногда и дугообразные очерта- ния разломов; расстояние между наиболее крупными из них 175— 200 км. Северо-западные разломы имеют ориентировку 320—330° и периодичность в распределении наиболее крупных разломов 175— 180 км. Из ортогональной системы четко дешифрируются лишь субши- ротные разломы (80—85°). Отдельные фрагменты меридиональных разломов дешифрируются в районе Войкаро-Сынинского массива ги- пербазитов.

В пределах Северного Урала (64—58° с. ш.) наиболее четко выра- жены разломы всех серий. К меридиональным относятся глубинные разломы, ограничивающие Уральскую систему в целом и отдельные структурные зоны. Эти разломы имеют волнистую, гирляндовидную, реже прямолинейную форму; расстояние между наиболее крупными из них 175—200 км и намечается периодичность в распределении 50— 75 км. В Зауралье меридиональные разломы выражены на снимках значительно хуже, чем в обнаженной части Урала.

Поперечные субширотные и восток-северо-восточные разломы (70—90°) образуют несколько зон, отстоящих друг от друга на 150— 200 км. Внутри этих зон выявлены разломы второго порядка с перио- дичностью 25—30 км. Некоторые из субширотных разломов имеют трансрегиональный характер и прослеживаются как на Русскую плат- форму, так и в Западную Сибирь.

Разломы северо-западного простирания, как и меридиональные, дешифрируется очень четко. Они, как правило, прямолинейны или сла-

боволнисты и имеют значительную протяженность. На западе, в Тимано-Печорской области с крупнейшими из них связано формирование Печоро-Колвинского и Колвинского мегавалов, а также другие положительных структур платформенного чехла. В пределах собственно Урала эти разломы ограничивают ряд поперечных поднятий и в значительной степени определяют специфику структурного плана. Расстояние между крупнейшими линеаментами 300—320 км, периодичность разломов второго порядка внутри поперечных блоков 50—75 км. Некоторые из крупных северо-западных разломов, выявленных на восточном склоне и в Зауралье, дугообразно отклоняются к юго-востоку, нередко сочленяясь с разломами меридиональной серии. Собственно северо-восточные разломы выражены фрагментарно в осевой зоне Урала и в Зауралье.

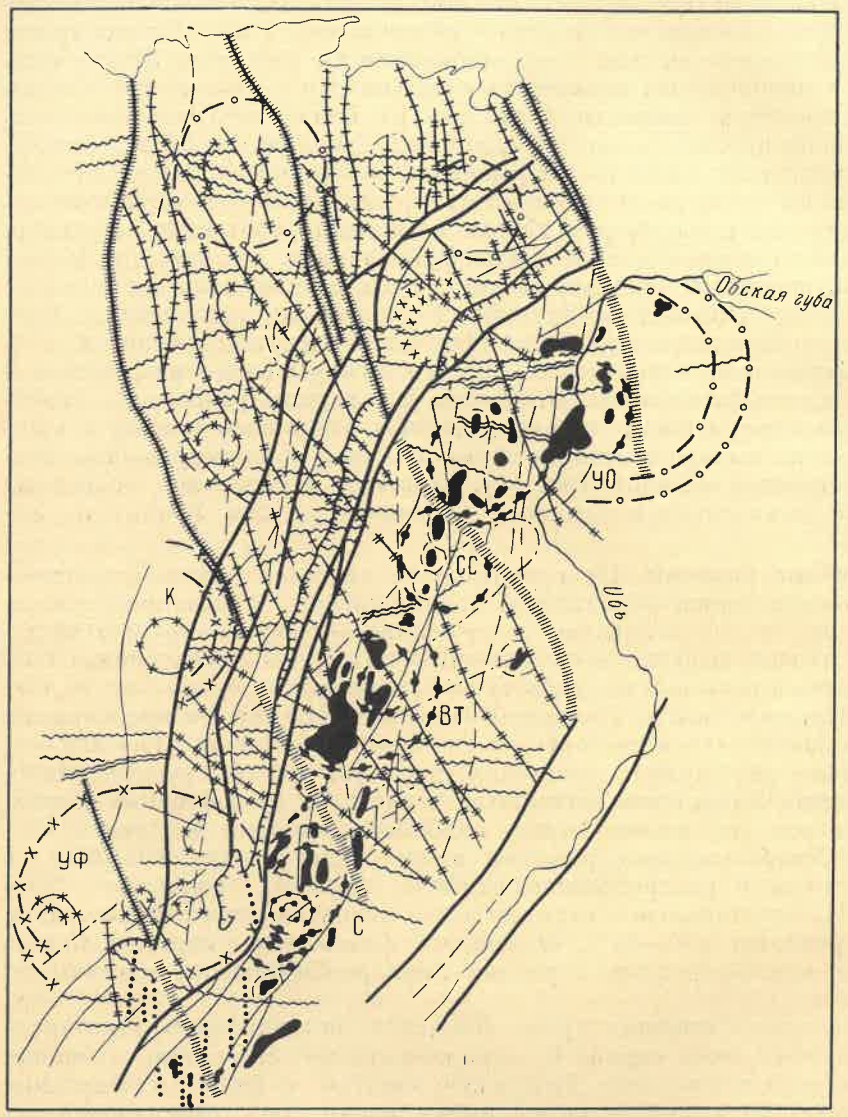


Рис. 1. Схема основных структурных элементов Урала, выявленных при дешифрировании космических снимков

Основные меридиональные и субмеридиональные линейные разломы: *1* — крупнейшие структурные швы; *2* — разломы второго порядка (*а* — по геолого-геофизическим данным, *б* — выявленные при дешифрировании); *3* — надвиги; основные разломы северо-западной ориентировки: *4* — крупнейшие, *5* — второго порядка (*а* — по геолого-геофизическим данным, *б* — установленные при дешифрировании); *6* — субширотные зоны (*а* — по геолого-геофизическим данным, *б* — установленные при дешифрировании, частично совпадающие с выявленными геофизическими методами); *7* — северо-северо-восточные линеаменты; *8* — юго-юго-западные линеаменты; *9* — кольцевые разломы, ограничивающие блоки типа гнейсовых овалов в фундаменте Русской платформы; *10* — разломы, связанные с выступами фундамента Русской платформы; *11* — кольцевые разломы, ограничивающие Ляпинскую структуру; *12* — кольцевые разломы областей гранитизации Восточно-Уральского поднятия; *13* — кольцевые разломы, ограничивающие гнейсово-мигматитовые купола в пределах Восточно-Уральского поднятия; *14* — кольцевые разломы, связанные с внедрением интрузивных массивов; *15* — крупнейшие кольцевые разломы неясного генезиса; *16* — кольцевые разломы неясного генезиса второго порядка; *17* — массивы гранитоидов в пределах Восточно-Уральского поднятия. Наиболее крупные кольцевые структуры: УФ — Уфимская, УО — Урало-Обская, СС — Северо-Сосьвинская, ВТ — Верхотурская, С — Свердловская, К — Камская

На Среднем и в северной части Южного Урала (58—53°) наблюдается отклонение разломов меридиональной серии и дугообразный изгиб их к востоку, а также нарушение периодичности распределения разломов и их сгущение. Наиболее четко здесь выражены разломы субширотной ориентировки, имеющие слабо выпуклую форму с изгибом к северу в северной части и к югу — в южной; расстояние между разломами колеблется от 150 до 200 км. Разломы северо-западной серии делятся на две группы: наиболее крупные, отдешифрированные на юге, имеют то же простирание (320—330°), что и в пределах Северного Урала; более мелкие разломы, развитые преимущественно в пределах обнаженного Урала, имеют простирание 340—350°, как бы являясь разломами оперения по отношению к дугообразным крупным разломам меридиональной серии. Здесь же отдешифрированы северо-восточные (30—40°) разломы, по своей природе, очевидно, аналогичные северо-западным (340—350°).

На южном Урале большинство разломов меридиональной серии имеют слабоволнистые очертания или дугообразно изогнуты к западу. Четкой периодичности в распределении этих разломов не наблюдается. Субширотные разломы дешифрируются фрагментарно; в западном направлении они, как правило, приобретают северо-восточную ориентировку. Собственно северо-восточные разломы выявлены лишь в самой южной части изученной территории. Северо-западные (340—350°) разломы отдешифрированы в пределах обнаженного Урала. Наиболее крупные из них имеют периодичность около 75 км.

Из анализа разломной тектоники рассматриваемой территории можно сделать следующие выводы.

1. Наиболее четко дешифрируются крупнейшие меридиональные и северо-западные разломы, причем в пределах собственно уральских структур последние, как правило, дешифрируются как серия сближенных отдельных разломов, иногда несколько смещенных относительно основной линии.

2. Разломы субширотной ориентировки в целом выражены неотчетливо, не прослеживаются на значительные расстояния, особенно на Среднем и севере Южного Урала.

3. Наиболее четкую и постоянную периодичность имеют крупнейшие разломы северо-западной ориентировки; некоторые из них прослеживаются через всю Русскую платформу. В большинстве своем это глубинные разломы, выделенные по геофизическим данным [23]. Разломы второго порядка этой серии имеют выдержанную периодичность только на Северном Урале.

4. В Западной Сибири простирание ряда северо-западных, меридиональных и северо-восточных разломов изменяется, в результате чего они сочленяются и образуют дуги большого радиуса с выпуклостью на восток.

При сравнении результатов дешифрирования (см. рис. 1) со схемой поперечной зональности, составленной О. А. Кондиайном и

А. Г. Кондиайн [17] для палеозойского этапа развития Уральско меридиональной геосинклинали, обнаружено поразительное сходство совпадение границ зон с наиболее протяженными поперечными линеаментами. Это свидетельствует об исключительной консервативност поперечных линеаментов, заложенных до образования уральской ге синклинали, определявших формирование структур в палеозое и а тивно живущих в новейший этап, на что указывает отражение в ланд шафте как границ, так и самих зон. Тектоника играла не только а тивную, но и пассивную роль в создании рельефа. Древние тектонич ские швы, не активизировавшиеся в новейший тектонический этап, н являющиеся в целом зонами повышенной раздробленности, зоны тр щиноватости и кливажа имели решающее значение в развитии гидр сети в ходе денудационных процессов на Урале [10].

На схеме горной части Урала, составленной из телевизионных ко мических снимков [7], с севера на юг выделяется четыре зоны. Д самой северной (до 64° с. ш.) характерны однородный рисунок рель фа в пределах осевой зоны и относительно ровный гомогенный рис нок прилегающих к Уралу частей низменности, а также широкое ра витие крупных и мелких кольцевых структур.

Вторая зона охватывает весь Северный Урал до широты верховье р. Шугор. Помимо меридиональных, здесь очень четко выражены с веро-западные и субширотные линеаменты; рельеф в осевой зоне Ура сильно расчленен.

Третья зона, Средний Урал, отличается слабой выраженностью м ридиональных структур и широким развитием субширотных, дугоо разных и кольцевых элементов. Особенности рельефа на снимках пр являются очень слабо.

Самой южной зоне, северной части Южного Урала, соответству четкий полосчатый рисунок фотоизображения, повторяющий простир ние основных структур Башкирского антиклинория.

При сравнении расчленения Урала по рисунку изображения с п леотектоническими схемами О. А. Кондиайна и А. Г. Кондиайн [16, 1 выясняется следующее. Северная зона принадлежит Тобольско-Бол шеземельскому массиву, существовавшему до заложения Уральск геосинклинали. Вторая охватывает область развития Тиманской вет байкалид, прослеживаемых через весь Урал и продолжающихся в З падную Сибирь. Третья зона соответствует выступу Русской платфо мы. Южная зона располагается в области распространения башк ской ветви байкалид. Если принять эту схему, то становятся понятн ми и особенности рисунка изображения, на котором проявляется н вейшая структура региона, представляющая собой интегрированну картину, где запечатлена сложная и длительная история развит Урала.

Более стабильные жесткие участки субстрата (Тобольско-Боль земельский массив, выступ Русской платформы) в процессе тектони ского развития меньше подвергались переработке, и на космическ снимках в какой-то степени отражается внутренняя структура фунд мента Уральской геосинклинали. Четкая северо-западная зональнос Тиманского участка говорит о том, что структурные зоны Тиманск геосинклинали, ограниченные долгоживущими разломами, являл гетерогенными блоками, испытывавшими дифференцированные дви ния в течение длительного периода, продолжающиеся и в новейш время; это определяет особенности распределения ландшафтных з

Приведенное деление Урала (на четыре части) согласуется с б ковым строением земной коры, установленным по геофизическим д ным [23]: стабильные участки (северная и среднеуральская зоны) с

ответствуют блокам увеличенной мощности (до 45 км), Тиманский и Башкирский участки — несколько пониженной (около 40 км). Интенсивность новейших движений, в общем унаследованных, различна для отдельных блоков. Максимальная интенсивность в северном блоке, где сформировался альпинотипный рельеф с наибольшими абсолютными отметками (1600—1800 м). Тиманский блок характеризуется умеренной, Башкирский — слабой, Свердловский (среднеуральский) блок — минимальной интенсивностью новейших движений.

Кольцевые структуры. Своеобразным для Уральской складчатой области является наличие кольцевых структур большого диаметра. Как отмечалось выше, они выявлены Н. Г. Чижовой и В. В. Соловьевым [27, 28] при структурно-геоморфологических исследованиях. При дешифрировании снимков и последующем анализе геолого-геофизических материалов [7] установлено широкое развитие кольцевых структур нескольких типов. Структуры первого типа связаны с особенностями строения фундамента Русской платформы, очевидно, со структурами типа гнейсовых овалов, намеченных Л. И. Салопом [25], которые в значительной степени определили изгибы уральских структур на Полярном и Среднем Урале.

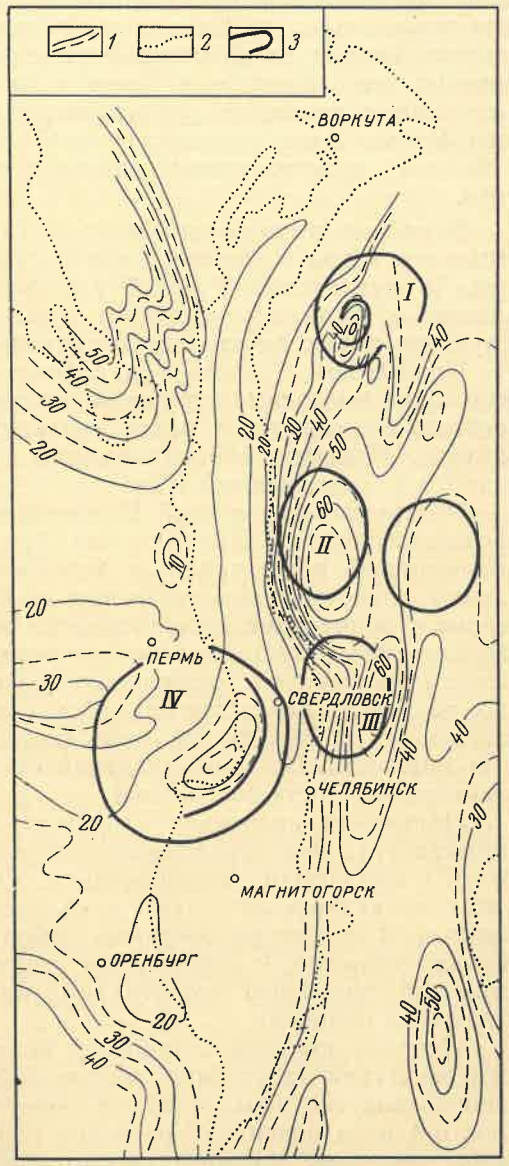


Рис. 2. Отражение крупнейших кольцевых структур Урала в геотермальных полях

1 — изотермы (по Ю. А. Ежову, 1968 г.); *2* — граница обнаженных частей складчатых областей Урала, Тимана и Казахстана; *3* — контуры (схематизированные) кольцевых структур, отдешифрированных по телевизионным снимкам: I — Урало-Обская, II — Верхотурская, III — Свердловская, IV — Уфимская

Наиболее крупной является Уфимская кольцевая структура (см. рис. 1, рис. 2). Очень хорошо в виде сплошной темной дугообразной линии виден на снимках разлом, ограничивающий ее с востока и пересекающий все структурные зоны Урала, совпадая на отдельных участках (в районе Свердловска) с дугообразными отрезками Главного Уральского глубинного разлома. Западное ограничение Уфимской кольцевой структуры дешифрируется значительно хуже. В фундамен-

те Русской платформы к ней приурочен архейско-раннепротерозойски Башкирский массив. К дугообразному ограничению рассматриваемо структуры в пределах Урала приурочена полоса среднепротерозойски (наиболее древних для Урала) геосинклинальных отложений, что св детельствует о древности заложения разлома.

Контур Уфимской кольцевой структуры подчеркивается дугообр разно расположенными магнитными аномалиями; структура отмеча ется повышенным гравитационным полем. Движения этого блока фу дамента влияли на формирование структурного плана Урала на про тяжении всего фанерозоя. Более того, эти движения продолжаются в настоящее время, на что указывает повышенная сейсмичность Сре него Урала. Зоны эпицентров наиболее сильных землетрясений (5– 6 баллов) пространственно приурочены к контуру Уфимской стру туры.

В районе сочленения Урала и Тимана отмечается крупная кол цевая структура, которая с запада срезана субмеридиональным разл мом. В фундаменте Русской платформы здесь выделяется Камски массив, по возрасту и составу аналогичный Башкирскому. Камска структура также может рассматриваться как структура первого типа

На Южном Тимане и в районе г. Печора вырисовываются д небольшие кольцевые структуры второго типа (см. рис. 1). Это куп лообразные поднятия в чехле, связанные с выступами в рельефе фу дамента. Разломы, ограничивающие такие структуры, возникли, оч видно, в платформенный этап.

Интересной структурой Центрально-Уральского поднятия являет расположенный на Приполярном Урале Ляпинский антиклинорий выступающий в его пределах Хобеизский массив со складчатым осн ванием допротерозойского возраста. Хобеизский массив имеет хара терное куполовидное концентрически зональное строение. Простиран структур фундамента массива подчеркивается дугообразным распол жением мелких тел гранитоидов и системой кольцевых и дугообра ных разломов. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложени слагающие массив, имеют очень пологие углы падения и незначител ную мощность. По мере удаления от массива их мощность и степе дислоцированности возрастают.

Ляпинская кольцевая структура отчетливо дешифрируется снимках [7]. Она характеризуется ровным отрицательным магнитны полем с кольцевым расположением осей локальных аномалий, связа ных с интрузивными телами и кольцевыми разломами. На периферии Ляпинской структуры выявлена небольшая кольцевая структура, св занная, очевидно, с невскрытым гранитоидным массивом. В обрам нии этой структуры второго порядка местами выходят терригенны отложения ордовика.

Природу крупной Ляпинской кольцевой структуры можно объя нить наличием на глубине овального блока древних пород, частью к торого является выходящий на поверхность Хобеизский массив. Эт блок в период развития Уральской геосинклинали был срединным ма сивом, овальные ограничения которого влияли на развитие как разл мов, разграничивающих отдельные структурные зоны Урала, так складчатых структур.

Наибольший интерес представляют структуры, развитые в пред лах Восточно-Уральского поднятия. Самая северная из них, крупне шая Урало-Обская структура, несколько вытянута в северо-восточн направлении и по длинной оси достигает 500 км (см. рис. 2, 3). П тону изображения выделяются внешнее, более светлое, и внутренне темное кольца. Внутри Урало-Обской кольцевой структуры и на ее периферии выявлено несколько мелких кольцевых структур, причем наибольшее количество их сосредоточено в центральной части.

Геологическое строение фундамента этой территории изучено по данным незначительного числа скважин и геофизическим материалам [4, 5, 23]. Здесь широко развиты нижне- и среднепалеозойские эффузивы, образующие структуры, которые облекают блоки, сложенные амфиболитами, сланцами и гнейсами. В пределах Урало-Обской кольцевой структуры установлено большое количество массивов гранитоидов различного возраста (от позднепротерозойских до позднепалеозойских), принадлежащих в основном гранитовой формации [24]. Наиболее крупные массивы приурочены к центрам кольцевых структур второго порядка, более мелкие обычно располагаются по периферии, нередко ориентируясь по кольцевым ограничениям структур.

Кольцевые разломы, ограничивающие Урало-Обскую структуру, а также пересекающие ее прямолинейные разломы, отражаются в магнитном поле. При сопоставлении схемы дешифрирования с картами аномального магнитного поля м-ба 1 : 1 000 000 видно, что часть кольцевых разломов прослеживается по изгибам изоаномал ΔT, некоторые из крупных разломов трассируются интенсивными дугообразными аномалиями. Наиболее четко выделяются пересекающие структуру субширотные разломы: по изгибам изоаномал ΔT, по смещению осей аномалий, а иногда сопровождаются небольшими интенсивными положительными аномалиями. По тем же признакам, но с разной степенью выраженности выявляются разломы и других направлений.

Урало-Обской структуре соответствует выступ палеозойского фундамента, южная граница которого проходит вдоль долины р. Северная Сосьва и далее — вдоль субширотного отрезка Оби. К этой границе приурочены гипербазиты; южнее резко сужается полоса вулканогенных отложений силура — нижнего девона. В осадочном чехле Урало-Обской структуре соответствуют средняя и северная части Северо-Сосьвинского свода, причем кольцевым структурам второго порядка соответствуют и платформенные структуры более высокого порядка. Некоторые из них пространственно совпадают с массивами гранитоидов в фундаменте. В современном рельефе они выражены локальными поднятиями и дешифрируются на снимках.

Расположенная южнее небольшая Северо-Сосьвинская кольцевая структура (см. рис. 1) соответствует локальному выступу фундамента. Она объединяет несколько более мелких кольцевых структур, к центру которых тяготеют гранитоидные массивы, обрамленные нижнепалеозойскими (возможно и более древними) отложениями. Таким образом, это в целом антиклинальное поднятие. В осадочном чехле Северо-Сосьвинской структуре соответствует южная часть Северо-Сосьвинской гряды. Уступ в рельефе фундамента, ограничивающий эту гряду с юга, на снимках проявляется в виде протяженного линеамента, разделяющего области с разными рисунками изображения. К югу от него отдешифрировано несколько крупных кольцевых структур.

Наиболее четко на снимке выделяется такая структура в бассейне рек Сосьва и Лозьва (см. рис. 1, 2). Если исходить из существующей схемы тектонического районирования территории [6], то в пределы ее попадают юг Сартыньинского мегантиклинория, Тальминский седловидный мегасинклинорий, Верхотурский и Сосьвинский антиклинории. Краевые части кольцевой структуры захватывают Восточно-Уральский прогиб. В основном эта структура сложена массивами гранитоидов варисской гранитовой формации (Верхотурским и др.). Породы, вмещающие гранитоидные интрузии, представлены преимущественно пара-

сланцами и гнейсами ордовикско-нижнесилурийского и более древнего возраста.

Интересно отметить характер взаимоотношения рассматриваемой кольцевой структуры, которую мы назовем Верхотурской, с соседними — Тагило-Магнитогорским синклинорием и Центрально-Уральским поднятием на западе и Восточно-Уральским прогибом на востоке. С запада структура отделена серией глубинных разломов, иногда дугообразных, от Тагило-Магнитогорского синклинория, ширина которого здесь сокращается, а выполняющие его отложения надвинуты на структуры Центрально-Уральского поднятия. Структуры Восточно-Уральского прогиба также облекают Верхотурскую по ее кольцевой границе. Таким образом, Верхотурская кольцевая структура имеет древнее заложение, и при развитии уральской геосинклинали разломы, ограничивающие ее, влияли как на простирание вновь возникающих линейных структур, так и на распределение формаций.

Салдинскому гранито-гнейсовому куполу на снимках соответствует небольшая кольцевая структура. Далее к югу четко выделяется Свердловская крупная кольцевая структура, которая включает Верхисетский, Сосьвинско-Коневский и Сысертско-Ильменогорский антиклинории и разделяющие их синклинорные структуры (см. рис. 1, 2). Сысертско-Ильменогорский гранито-гнейсовый купол, как и Салдинский, представляет собой структуру второго порядка. В пределах Свердловской кольцевой структуры, как и Верхотурской, наиболее широко развиты гранитоиды: крупные массивы (Верхисетский, Адуйский и Мурзинский) и мелкие тела. Указанные крупные массивы при общем меридиональном простирании несколько дугообразно изогнуты согласно с кольцевыми ограничениями Свердловской структуры. В целом строение крупных массивов концентрически зональное: по периферии развиты гранитоиды повышенной основности (гранодиориты и кварцевые диориты), образовавшиеся в результате контаминации гранитовой магмы основными породами кровли; в центре — преимущественно нормальные граниты. Вмещающими породами являются в различной степени измененные эффузивы, парасланцы, гнейсы, сильно дислоцированные линейные и брахискладки.

Непосредственно к югу от Свердловской выделена Челябинская кольцевая структура, в основном соответствующая массиву верхнепалеозойских гранитоидов, залегающему среди кристаллических сланцев, гнейсов и эффузивов нижнего палеозоя и силура. Далее фрагментарно выявляется крупная кольцевая структура, охватывающая южную часть Челябинско-Суундукского мегантиклинория, сложенного также главным образом гранитоидами.

Представляет интерес вопрос о природе выделенных в пределах эвгеосинклинальной зоны Урала крупных кольцевых структур и связи их с линейно ориентированными поясами гранитоидов и гранитными массивами.

Крупные антиклинорные зоны, в ядрах которых выходят массивы нормальных гранитов гранитовой формации, характеризуются интенсивными минимумами силы тяжести и обычно пониженным магнитным полем [1, 3]. Массивы гранитоидов корнями связаны с сиалическим слоем земной коры. Многие исследователи [12—14, 23] указывают на увеличение мощности «гранитного» слоя земной коры под антиклинальными поднятиями Восточной структурной зоны, которые, как показано выше, объединяются в крупные кольцевые структуры. Поверхность Конрада в пределах последних плавно погружается, что приводит к существенному увеличению суммарной мощности всего гранитно-метаморфического слоя, включая гранито-гнейсовый и переходный (гранулитовый) слои.

К областям существенного увеличения мощности гранито-гнейсового слоя тяготеют выявленные по сейсмическим данным наклонные зоны, падающие на запад под углом 40—50°. Они прослеживаются через земную кору и уходят в верхнюю мантию [12]. Основные субгоризонтальные границы раздела земной коры в таких зонах теряют свою выразительность. Это позволяет предположить, что указанные наклонные зоны представляют собой участки повышенной проницаемости, способствующие поступлению энергетического потока в верхние части земной коры. С данным процессом, очевидно, связано наличие повышенного относительно соседних структурных зон Урала геотермического потока, обусловливающее аномалии геотермического градиента [9]. Природа последних связана также с концентрацией в пределах кольцевых структур гранитоидного материала, обогащенного радиоактивными элементами [2]. Зоны наибольших значений геотермического градиента приурочены к Верхотурской, повышенных значений — к Урало-Обской кольцевым структурам (см. рис. 2).

Структуры, выявленные в пределах Восточно-Уральского поднятия, характеризуются следующими основными признаками.

1. Имеют концентрически зональный рисунок, связанный с системой кольцевых разломов, дешифрирующихся по космическим снимкам.

2. Овальные структуры расположены в пределах эвгеосинклинальной зоны, в районах преимущественного геоантиклинального развития. В рельефе фундамента структуры выражены положительными формами.

3. Отмечается наложение кольцевых разломов на линейную структуру геосинклиналей.

4. К овальным структурам этого типа приурочено максимальное количество гранитоидных массивов, структурный контроль которых в геологическом строении поверхности зависит от глубины эрозионного среза. В условиях мощных геосинклинальных осадков на поверхности наблюдаются перемещенные гранитные массивы, форма которых определяется в основном линейными магмоконтролирующими разломами.

5. Отмечается увеличение мощности «гранитного» слоя и соответствующее погружение глубинных границ.

6. Утолщение «гранитного» слоя приводит к значительным минимумам силы тяжести. Овальные в плане аномалии Δg будут наблюдаться на картах региональных гравиметрических полей, освобожденных от гравитационного влияния поверхностных структур.

7. Сосредоточение большой массы гранитоидного материала, обогащенного радиоактивными элементами, и глубинные тепловые потоки, проникающие по зонам повышенной проницаемости, приводят к созданию относительно повышенного геотермического градиента в пределах кольцевых структур данного типа.

Анализ приведенных данных позволяет сделать ряд предварительных выводов, касающихся генезиса структур, выявленных в эвгеосинклинальной зоне Урала. Формирование их связано со становлением «гранитного» слоя земной коры в процессе развития уральской геосинклинали. Возникавшие при гранитизации условия гомогенизации исходных осадков приводили к общей изотропности крупных блоков, что обусловило их овально-кольцевое строение. При последующих тектонических процессах за счет различной реакции на возникающие напряжения по границам гранитизированных и негранитизированных блоков формировались кольцевые разломы. Эти разломы в дальнейшем влияли на пространственное распределение вновь возникающих струк-

тур. Увеличение объема вещества при гранитизации могло вызвать к сводовые воздымания вышележащих толщ, так и изгибы вмещающ толщ и даже надвиговые движения.

Таким образом, кольцевые структуры рассматриваемого типа я ляются, очевидно, отражением на уровне современного эрозионно среза овальных гранитизированных блоков земной коры, имеющ различное строение. Отдешифрированные на снимках кольцевые р ломы соответствуют границам этих блоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В.* Элементы геологического строения восточн склона Урала по геофизическим данным. Свердловск, 1963, с. 33—41. (Тр. Свер горн. ин-та, вып. 43).
2. *Боганик Н. С.* Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее склад того обрамления. М., Наука, 1975.
3. *Геофизическая* характеристика гранитоидных комплексов Урала/Е. М. Ананьев Б. В. Дорофеев, Г. А. Кейльман и др.— В кн.: Магматические формации, ме морфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, с. 30—44. (Тр. II Уральск петрограф. совещ., т. IV).
4. *Геологическое* строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологичес и геофизическим данным). Л., Недра, 1971. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 76).
5. *Геологическая* карта Урала масштаб 1 : 1 000 000. Под ред. И. Д. Соболева, 19
6. *Геология* СССР, т. XII, кн. 2, 1969.
7. *Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И.* Роль космических снимков в чении линейных и кольцевых структур земной коры.— В кн.: Исследование при ной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., ВИНИТ 1976, с. 184—202.
8. *Дорофеев В. В., Ананьева Е. М., Прямоносов П. С.* К вопросу о влиянии перечных структур на размещение эндогенного оруденения Урала.— В кн.: Во сы разведочной геофизики. Свердловск, 1975, с. 32—36. (Тр. Свердл. горн. ин- вып. 107).
9. *Ежов Ю. А.* Основные черты геотермии Урала и сопредельных территорий.— кн.: Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968, с. 314—323.
10. *Калецкая М. С., Сигов А. П., Загорская Н. Г.* Урал, Пай-Хой и Новая Земл В кн.: Горные страны европейской части СССР и Кавказ. М., Наука, 19 с. 227—231.
11. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974.
12. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974.
13. *Кейльман Г. А., Соколов В. Б.* Геологическая позиция плутонических гран Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической исто Урала. Свердловск, 1974, с. 88—89 (Тезисы докл. III Уральск. петрограф. сов т. III).
14. *Кейльман Г. А., Соколов В. Б., Козырев Е. И.* О глубинном строении гнейсо- матитовых комплексов и гранитных массивов на Среднем Урале.— В кн.: Ге гия метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1974, с. 3—9 (Тр. Свер горн. ин-та, вып. 108/III).
15. *Кондиайн О. А.* Структурные особенности Печорского Урала.— В кн.: Матери годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Л., Не 1960, с. 96—98.
16. *Кондиайн О. А., Голуб Д. П.* Уральская складчатая система.— В кн.: Геолог ское строение СССР. Т. II. Тектоника. М., 1968, с. 182—203.
17. *Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г.* О поперечных структурных элементах на Ур их происхождении и роли в размещении полезных ископаемых.— В кн.: Геол и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и Севе Урала. Сыктывкар, 1971, с. 289—293. (Тр. VII геол. конф. Коми АССР).
18. *Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г.* О тангенциальных перемещениях на Урале разновидностях, возрасте и амплитудах.— В кн.: Тектоника и магматизм Юж Урала. М., Недра, 1974, с. 35—41.
19. *Масайтис В. Л.* Геологические последствия падений кратерообразующих мете тов. Л., Недра, 1973.
20. *Мельников А. С., Ерошевская Р. И.* О влиянии субширотных структур Севе и Приполярного Урала на среднепалеозойский вулканизм и осадконакопле В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части С и Северного Урала. Сыктывкар, 1971, с. 380—385. (Тр. VII геол. конф. К АССР).
21. *Минкин А. М.* О роли древних (дорифейских) структур в строении Уральс складчатого пояса. Свердловск, 1963, с. 27—32 (Тр. Свердл. горн. ин-та, вып.

22. *О строении* Карской депрессии/Д. Г. Осолодков, С. И. Стрельников, А. А. Шведак и др.— Сов. геология, 1975, № 3, с. 114—119.
23. *Огаринов И. С.* Глубинное строение Урала. М., Наука, 1974.
24. *Погорелов Б. С.* Гранитоиды Северного Зауралья.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, с. 343—352.
25. *Салоп Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., Недра, 1973.
26. *Сальников В. Б., Огаринов И. С.* Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1456—1453.
27. *Соловьев В. В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1 : 1 000 000. Л., 1978.
28. *Чижова Н. Г.* Применение морфоструктурного анализа для выявления кольцевых структур и их роль в локализации эндогенного оруденения (на примере Тимано-Североуральского региона).— Геоморфология, 1975, № 2, с. 107—109.
29. *Широтные* и субширотные структуры Урала/Г. Ф. Червяковский, И. Ф. Таврин, А. Я. Ярош и др.— Сов. геология, 1966, № 11, с. 35—43.

УДК 551.35(265.53)

Л. С. МАРГУЛИС, В. Б. МУДРЕЦОВ, Б. Г. САПОЖНИКОВ,
Г. П. ФЕДОТОВ, И. И. ХВЕДЧУК (Тихоокеанская эксп. ВНПО «Союзморгео»)

Геологическое строение северо-западной части Охотского моря

В северо-западной части Охотского моря выполнены комплексные геофизические исследования по профилям общей протяженностью свыше 4000 км (по сети 20×50 км), включая сейсморазведку МОВ и МОВ ОГТ, сейсмоакустические и гравимагнитометрические работы.

Ниже изложены результаты интерпретации полученных материалов и данных ранее выполненных геофизических исследований и глубоких скважин, пробуренных на Северном Сахалине. При этом для основных морфоструктурных элементов региона по мере возможности сохранены названия, содержащиеся в предшествующих работах [3, 8].

Изученная акватория охватывает мезозойские и кайнозойскую складчатые области приматериковой и сахалинской островной отмелей (глубины моря до 200 м) и северную часть глубоководной впадины Дерюгина (глубины моря до 1700 м). Бровки шельфа, особенно присахалинского, выражены отчетливо и проходят по краям поднятий Пограничного и Кашеварова. Северное окончание глубоководной впадины Дерюгина имеет каньонообразную форму. Наклон верхней части островного склона достигает 1,5—2°.

Полученные сейсмические материалы свидетельствуют о том, что в верхней части земной коры данного региона имеются протяженные отражающие горизонты, характеризующие, по-видимому, строение слабоуплотненной осадочной толщи. В пределах крупных поднятий, продолжающихся с Сахалина, и во впадине Дерюгина эта толща подстилается акустическим фундаментом. Кровля последнего выражена в виде отчетливой границы, ниже которой отражений практически не отмечается. Акустический фундамент относится обычно к комплексу основания, а перекрывающая его толща — к осадочному комплексу [8].

Комплекс основания в ряде случаев выходит на поверхность материкового побережья, дна и на островах, где он представлен докайнозойскими метаморфическими породами (банка Кашеварова), раннекайнозойскими (о. Св. Ионы) и мезозойскими (о. Меньшикова, о. Рейнике) интрузивами и позднемеловыми — раннекайнозойскими вулканитами (прибрежная полоса Азиатского материка). Учитывая общность геологического строения отдельных районов суши и моря, можно сделать

предположение и о сходном составе развитого здесь комплекса осн вания. В акватории, как и на суше, по-видимому, широко развиты гла ный геосинклинальный комплекс мезозоид, вулканиты Восточно-Сихот алинского пояса, а также различные меловые отложения, являющие аналогами пород, распространенных на п-ове Шмидта и вскрытых скв жинами на Северном Сахалине. Не исключена возможность и того, ч на отдельных участках присахалинского шельфа акустический фунд мент (комплекс основания) включает и самые нижние части наибол плотных пород неогенового возраста.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют сделать вывод о г терогенном строении комплекса основания, на котором несогласно зал гает кайнозойский осадочный комплекс.

Наибольшие мощность и стратиграфический объем осадочный ком лекс имеет в Сахалинском заливе, где его можно сопоставить с неог новыми отложениями Северного Сахалина. В западном направлени по мере приближения к приматериковому мелководью, мощность ком лекса довольно резко уменьшается как за счет сокращения мощнос отдельных горизонтов, так и, вероятно, в связи с выклиниванием е нижних слоев. На большей части этого района, по-видимому, распр странена только верхняя часть присахалинского разреза, прослежива щаяся, по сейсмическим данным, до берега материка. В заливе Счаст они представлены плиоценовыми песчаниками, трансгрессивно перекр вающими палеогеновые эффузивы [11]. Более однозначно на основан площадных сейсмических исследований можно говорить о выклинив нии нижних частей осадочного комплекса в восточном направлении.

На участке акватории, расположенном к востоку от Восточно-С халинского глубинного разлома, развиты отложения, которые, скор всего, можно сопоставить лишь с нутовским и помырским стратиграф ческими горизонтами Сахалина (верхний миоцен — плиоцен) и четве тичными образованиями. Необходимо подчеркнуть, что в восточн направлении акустический фундамент трансгрессивно перекрывает все более молодыми слоями осадочного комплекса. На отдельных уча ках акватории в осадочном комплексе выделяются несколько сейс геологических толщ, отделенных друг от друга поверхностями углов несогласий, но качество сейсмических материалов не позволяет прос дить их по площади.

В основу тектонического районирования акватории (рис. 1) по жены: сопоставление геофизических полей суши и моря, характер р пределения мощности и дислокаций осадочного комплекса.

Приступая к описанию выделенных районов, оговорим некотор допущения, принятые при построении прилагаемых схем. На участк где не отмечен акустический фундамент и нет возможности определ полную мощность осадочного комплекса, изолиниями показаны мощ сти отложений, фиксируемые сейсморазведкой МОВ. Полная мощнос вероятно, превышает эти значения (рис. 2). В южной части Сахал ского залива мощность комплекса показана в изопахитах на основа интерпретации материалов набортной гравиметрической съемки, п веденной В. А. Зайцевым. Эти данные хорошо согласуются со значен ми мощностей неогеновых отложений на сопредельной суше Северн Сахалина [1].

Выделенные по данным интерпретации комплекса геофизичес методов разломы имеют глубокое заложение и развиты в поро комплекса основания, обусловливая его блоковое строение. Однако некоторых участках они проявляются и в нижней части разреза осад ного комплекса. Наиболее крупные разломы сопровождаются лине вытянутыми антиклинальными поднятиями.

При тектоническом районировании нами применялась главным образом терминология, принятая для участков сопредельной суши. Для тектонических районов восточной части исследованного региона, где структуры дна моря не имеют непосредственной связи со структурами суши, использованы в значительной мере нейтральные названия. Недостатки такой терминологии очевидны, но они в первую очередь яв-

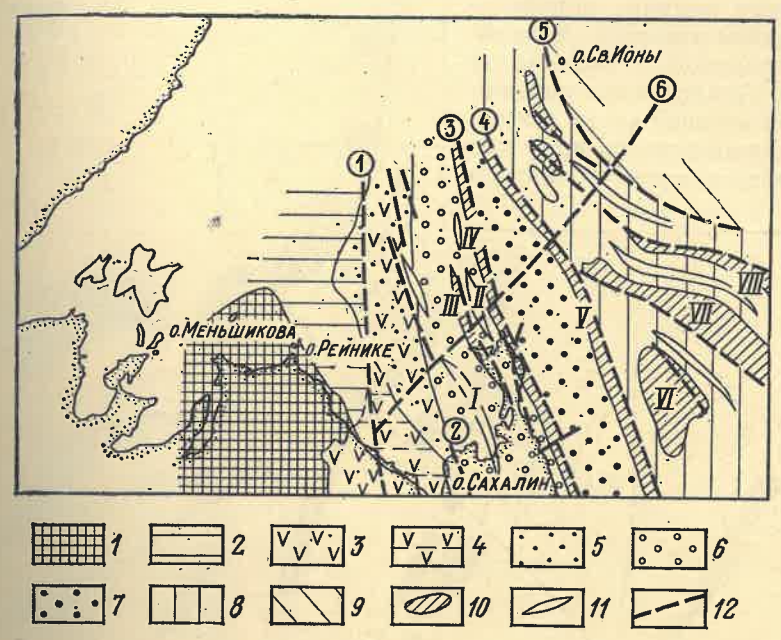


Рис. 1. Схема тектонического районирования северо-западной части Охотского моря и прилегающих территорий

1 — Сихотэалинская складчатая область; *2* — складчатые сооружения мезозоид, перекрытые рыхлыми кайнозойскими отложениями; *3—4* — Восточно-Сихотэалинский вулканоген: *3* — образования вулканогена, обнаженные на дневной поверхности или на дне моря, *4* — образования вулканогена, перекрытые маломощным чехлом рыхлых кайнозойских отложений; *5—7* — Сахалинская складчатая область: *5* — Западный район, *6* — Центральный (складчатый) район, *7* — Восточный район — Восточно-Присахалинский прогиб; *8* — северная часть глубоководной впадины Дерюгина; *9* — поднятие Кашеварова; *10* — зоны наиболее крупных поднятий; *11* — участки наиболее интенсивных кайнозойских опусканий (впадины, прогибы); *12* — крупные разрывные нарушения.
Глубинные разломы: 1 — Чкаловский, 2 — Центрально-Сахалинский, 3 — Восточно-Сахалинский, 4 — Пограничный, 5 — Кашеваровский, 6 — Северо-Шмидтовский; прогибы: I — Байкальский, II — Дмановский; поднятия: III — Экспенбергское, IV — Восточно-Шмидтовское, V — Пограничное, VI — Западно-Дерюгинское, VII — Центрально-Дерюгинское, VIII — Восточно-Дерюгинское

ляются следствием неразработанности вопросов тектонической терминологии океанического дна.

В пределах описываемой акватории нами выделяются: Сихотэалинская складчатая область, Восточно-Сихотэалинский вулканоген, северное окончание Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, глубоководная впадина Дерюгина и поднятие Кашеварова.

Сихотэалинская складчатая область, как и сопредельная суша, характеризуется в целом отрицательными значениями магнитного поля, на фоне которого выделяется ряд знакопеременных аномалий амплитудой до 300 γ и горизонтальными градиентами до 50 γ/км (рис. 3). Интенсивность аномалий увеличивается в восточном направлении. На востоке рассматриваемая область ограничена высокоградиентной линейной положительной аномалией и гравитационной ступенью, наличие которых связывается нами с наличием зоны глубинного разлома на морском продолжении разлома, выделенного Э. Л. Рейнли-

бом в Нижнем Приамурье. Этот разлом в пределах акватории назва Чкаловским.

Осадочный комплекс, перекрывающий мезозойские складчатые об разования, залегает практически горизонтально, а его мощность, ка правило, не превышает 1 км. И только на самом востоке рассматри ваемой акватории она достигает 2 км и более. К зоне резкого погру жения комплекса основания, по нашему мнению, приурочена западная граница Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. Аналогичная картина строения верхней части земной коры установлена по профилю ГСЗ, пересекающему большую

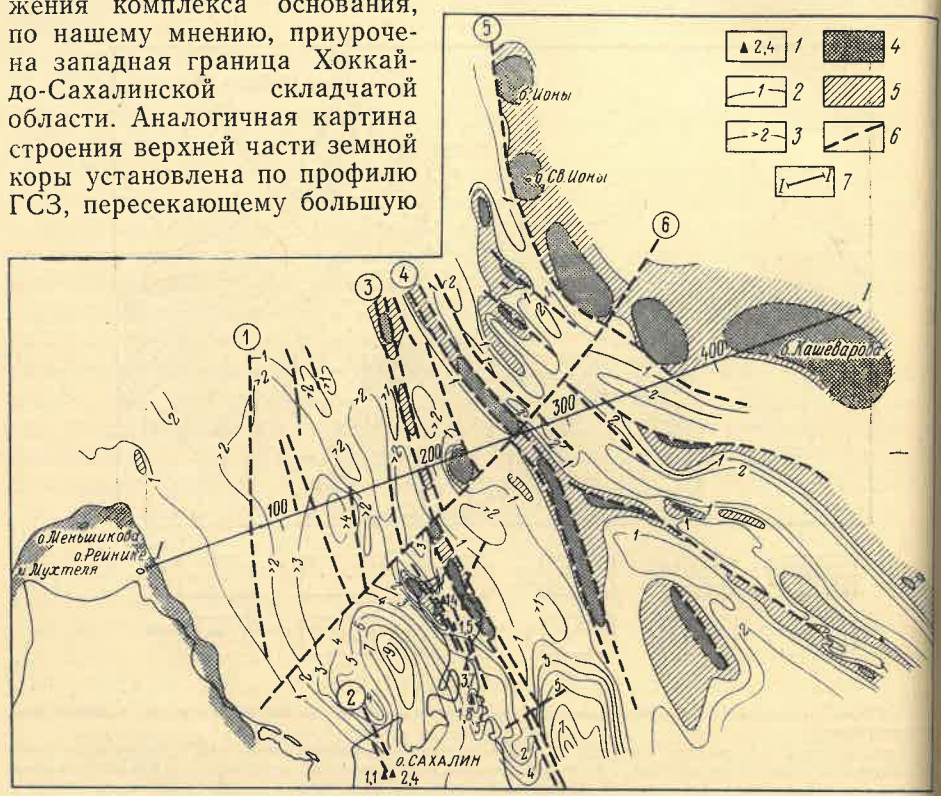


Рис. 2. Схема распределения мощностей осадочного комплекса

1 — скважины, вскрывшие комплекс основания, и глубины его залегания (в км); *2* — изопах осадочного комплекса (в км); *3* — изолинии со значениями мощностей осадочного комплекса, ными или большими указанной цифры (в км); *4* — участки выхода на дневную поверхность дно моря комплекса основания; *5* — участки с мощностью осадочного комплекса до 0,5 км; *6* — новные разломы и зоны разломов; *7* — линия геолого-геофизического разреза.
Глубинные разломы: 1 — Чкаловский, 2 — Центрально-Сахалинский, 3 — Восточно-Сахалинск 4 — Пограничный, 5 — Кашеваровский, 6 — Северо-Шмидтовский

часть описываемого района [9], по которому отмечается пологое погр жение комплекса основания с северо-запада на юго-восток от 0,2 1,6 км. На большей части участка осадочный комплекс можно отнес к верхненеоген-четвертичному плитному комплексу, а сам район — к м лодой плите. Восточная часть области характеризуется наложени краевой части Хоккайдо-Сахалинской складчатой области на эроди ванные образования мезозоид.

Восточно-Сихотэалинский вулканоген в предел данной акватории характеризуется знакопеременным магнитным пол в котором отмечаются как интенсивные отрицательные (до —300 так и положительные (до 200 γ) аномалии. Аналогичное магнит поле характерно для Восточно-Сихотэалинского вулканогена на сопр дельной суше и в Сахалинском заливе [8]. В северо-западной час Сахалина эффузивы пояса вскрыты глубокими скважинами. По-ви

мому, кровле вулканогенных образований соответствует поверхность с граничной скоростью около 5,5 км/с, отмечаемая на профилях КМПВ, пересекающих Амурский лиман между пос. Рыбновским на Сахалине и побережьем материка. Эта граница постепенно погружается в сторону Сахалина на глубину 200—1000 м.

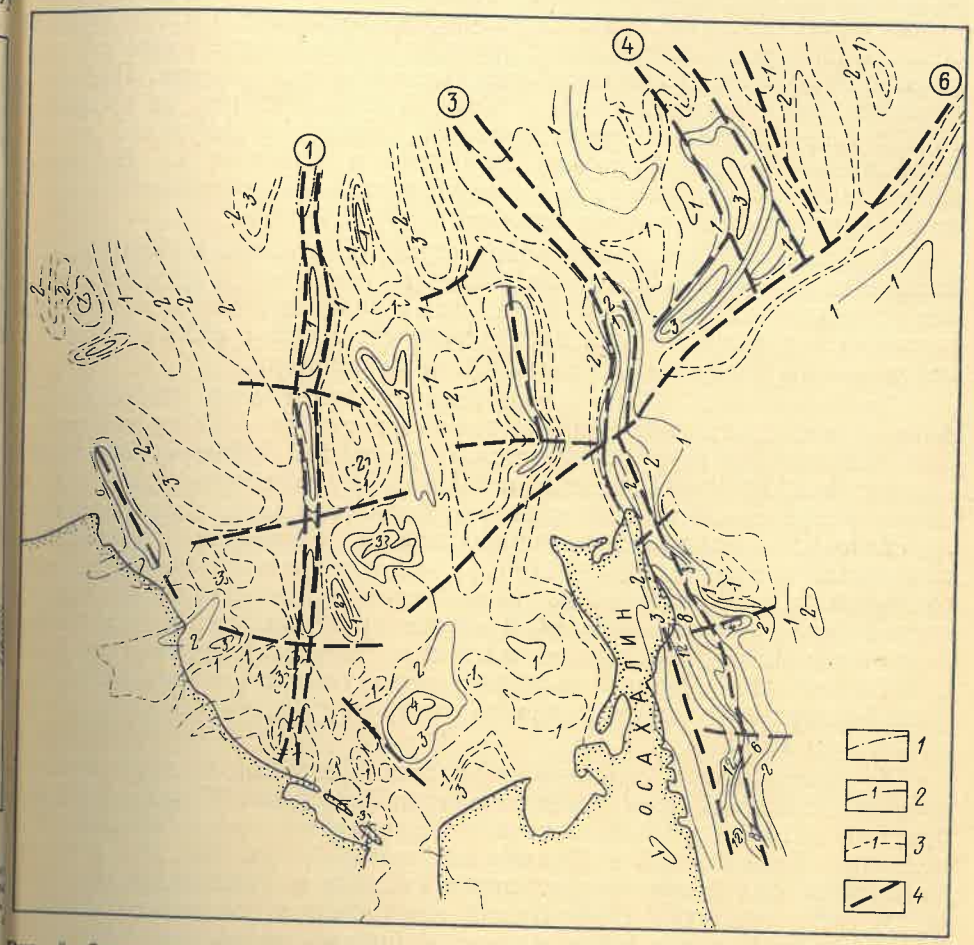


Рис. 3. Схема элементов аномального магнитного поля северо-западной части Охотского моря (приведено к эпохе 1970 г.)

1 — нулевая изодинама; *2* — положительные изодинамы (в миллиэрстедах); *3* — отрицательные изодинамы (в миллиэрстедах); *4* — разрывные нарушения (по данным гидромагнитной съемки). Глубинные разломы см. рис. 2

Позднемеловые — раннекайнозойские вулканиты Восточно-Сихотэалинского пояса на большей части района служат комплексом основания кайнозойских отложений западной краевой части Хоккайдо-Сахалинской складчатой области.

Северное окончание Хоккайдо-Сахалинской области включает в себя северную часть о. Сахалин и прилегающую акваторию Охотского моря, в пределах которых развиты отложения неогенового возраста значительной мощности, смятые в брахиформные складки, объединяющиеся в антиклинальные и синклинальные зоны. Характерной особенностью геологического строения района является наличие обширных прогибов, выполненных практически недислоцированными отложениями. В целом изученный участок можно разделить

на три района. Непосредственным продолжением основных структурны элементов Северного Сахалина является Центральный район, окайм ленный с запада и востока участками достаточно мощных слабоскла чатых или практически нескладчатых кайнозойских отложений.

Западный район характеризуется преимущественным воздымание позднекайнозойских отложений от Байкальской впадины и ее северно продолжения к стабильным структурным элементам Сихотэалинск области. В этом же направлении отмечается уменьшение мощности ос дочного комплекса и выклинивание нижних частей разреза. Подобн геологическое строение района устанавливается и южнее, на профиля КМПВ, пересекающих северо-западный Сахалин и Амурский лима Кайнозоиды Западного района наложены в основном на Восточн Сихотэалинский вулканоген и на дислоцированные образования мез зоид; мощность осадочного комплекса не менее 3000 м.

Центральный складчатый район ограничен с востока Восточно-С халинским глубинным разломом. Западная его граница проводится м нее уверенно — по цепочке относительных поднятий, осложненных ра рывными нарушениями; она практически совпадает с восточной гран цей развития Восточно-Сихотэалинского вулканогена.

Гравитационное и магнитное поля района вполне спокойны. Н фоне отрицательных значений магнитного поля (до —350 γ) обособл ряд положительных и отрицательных аномалий субмеридиональн простирания. При приближении к Восточно-Сахалинскому разлому х рактер геофизических полей меняется. Гравитационное и магнитное п ля становятся резко дифференцированными. Линейные интенсивн магнитные аномалии (до +1200 γ) сопровождаются значительны градиентами гравитационного поля; кроме того здесь отмечает частая смена знаков аномалий и сдвиги линейных зон. На основан резкого изменения простираний магнитных аномалий проводится Се ро-Шмидтовское субширотное разрывное нарушение (см. рис. 3). Ма табы горизонтального смещения по этому нарушению выявляются достаточно ясно.

В пределах акваториального участка Центральной зоны прод жаются основные структурные элементы Северного Сахалина: Тр братское (Восточно-Шмидтовское) и Экспенбергское антиклинальн поднятия, Байкальский и Диановский прогибы (см. рис. 2), а так выделяется ряд более мелких синклинальных и антиклинальных з В пределах поднятий Центральной зоны развит достаточно мощн (до 2—3 км) осадочный комплекс с брахиформной складчатост В северном направлении напряженность складчатости уменьшает здесь преобладают крупные депрессии, разделенные пологими под тиями, в пределах которых в свою очередь выделяются мелкие поло складки более высоких порядков, осложненные разрывными нару ниями.

Мощность осадочного комплекса в синклинальных зонах на бо шей части акватории 2—3 км. В Сахалинском заливе, а именно в о вой части Байкальской впадины, она достигает 9 км. Можно предпо гать, что на значительной части Центральной зоны комплекс основа представлен верхнемеловыми терригенными и вулканогенно-терри ными образованиями.

Другой вещественный состав комплекса основания, по-видимо имеет место в зоне Восточно-Сахалинского глубинного разлома и а торнального продолжения Восточно-Шмидтовского поднятия. Зона р лома на п-ове Шмидта представлена гипербазитовым поясом с пол ми выхода серпентинитового меланжа [6, 7]. Вмещающими поро

служат вулканогенно-кремнистые верхнеюрско-нижнемеловые образования [5].

На некоторых участках породы гипербазитового пояса контактируют с верхнемеловыми и неогеновыми отложениями по разрывным нарушениям. Тектонические нарушения субмеридионального простирания, ограничивающие отдельные тектонические чешуи в зоне глубинного разлома, имеют пологое восточное падение.

Как уже отмечалось, Восточно-Сахалинский разлом отчетливо фиксируется в виде интенсивной линейной магнитной аномалии, установ-

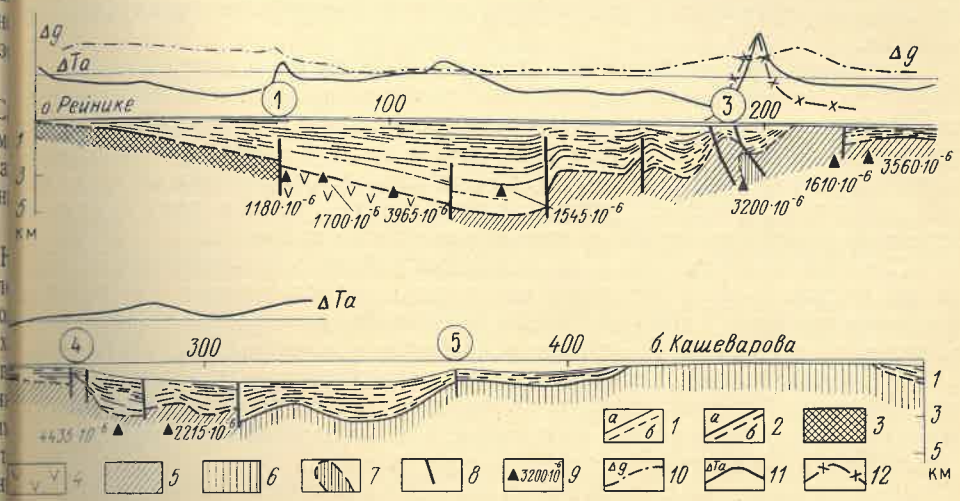


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по линии I—I

1 — отражающие сейсмические горизонты (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *2* — поверхность комплекса основания (*а* — установленная по данным МОВ, *б* — предполагаемая); *3* — эродированные образования главного геосинклинального комплекса Сихотэалинской складчатой области; *4* — эродированные образования Восточно-Сихотэалинского вулканогена; *5* — дислоцированные терригенные и вулканогенно-терригенные меловые образования сахалинского типа; *6* — палеоген-меловые складчатые образования; *7* — ультрабазитовые тела в зоне Восточно-Сахалинского глубинного разлома; *8* — разрывные нарушения; *9* — верхние кромки магнито-возмущающих тел и их намагниченность; *10* — кривые Δg; *11* — кривые ΔTa; *12* — теоретическая кривая. Глубинные разломы см. рис. 2

ленной по данным аэромагнитной съемки [8] и подтвержденной в пределах акватории гидромагнитными и сейсмическими исследованиями. Севернее п-ова Шмидта интенсивность аномалии снижается, и далее к северу Восточно-Сахалинский разлом в магнитном поле практически не выделяется.

В центральной части описываемого района магнитная аномалия, соответствующая зоне Восточно-Сахалинского разлома, несколько смещена к востоку относительно Восточно-Шмидтовского поднятия, что позволяет предполагать восточное падение основной зоны разрыва и залегание приуроченных к ней ультрабазитовых тел на некоторой глубине от кровли комплекса основания. Это предположение подтверждается расчетами глубины положения кромок магнитовозмущающих объектов и элементами их залегания (рис. 4).

Восточный район Сахалинской складчатой области можно обособить в самостоятельный Восточно-Присахалинский прогиб, ограниченный с запада и востока соответственно Восточно-Шмидтовским и Пограничным поднятиями; Г. С. Гнибиденко [2] ранее выделял его как Пограничный вал. Полученные новые данные свидетельствуют о том, что Пограничный вал объединяет разные поднятия.

Мы сочли возможным применить для этой структуры, в значительной мере контролирующей бровку шельфа, термин «поднятие». Пограничное поднятие является типичной структурой краевой гряды [12]. В позднекайнозойское время оно служило барьером на пути сноса обломочного материала с воздымающихся горных сооружений Сахалина.

Магнитометрические исследования охватили лишь северную часть Пограничного поднятия, для которой характерно наличие ряд изометрических аномалий, имеющих в целом северо-западное простирание. Интенсивная магнитная линейная аномалия (до 350 γ) с высоким горизонтальным градиентом приурочена к зоне Пограничного глубинного разлома.

Восточно-Присахалинский прогиб — крупная седиментационная структура, выполненная практически недислоцированными отложениями. Мощность осадочных отложений прогиба в его северной части не превышает 2—3 км, а на юге достигает 8 км. На основании стратификации отложений прибрежной суши Сахалина и его шельфа можно сделать предположение, что разрез южной части прогиба представлен в основном породами верхнемиоцен-плиоценового возраста.

Следует отметить, что в исследуемом районе в направлении с запада на восток к акустическому основанию трансгрессивно примыкают все более молодые слои осадочного комплекса, и за их счет происходит наращивание разреза. Подобные отложения в основном и слагают прогиб. Это свидетельствует, скорее всего, о плиоценовом возрасте заложения Восточно-Присахалинского прогиба в качестве самостоятельной структуры, развивающейся как краевой компенсационный прогиб при становлении и воздымании сахалинского орогена.

Северная часть впадины Дерюгина ограничена Пограничным и Кашеваровским глубинными разломами, контролирующими внешний край современного шельфа. Можно предположить, что Кашеваровский разлом имеет глубинный характер; этот разлом практически не изучен магнитогравиметрией и выделен главным образом по данным сейсмических исследований. Резко расчлененный рельеф акустического фундамента, наличие разрывных нарушений в осадочном комплексе, преобладающее соответствие структурных элементов рельефу морского дна — особенности геологического строения северной части впадины Дерюгина, по которым она резко отличается от других тектонических районов.

На изученной территории впадины можно выделить два района. Западный включает Западно- и Центрально-Дерюгинское поднятия и разделяющий их прогиб (см. рис. 1, 2), в пределах которых мощность осадочных отложений редко превышает 1—1,5 км (на самом юге района в прогибе, мощность увеличивается до 2,5 км). Осадки нивелируют резко расчлененный рельеф акустического фундамента. Отложения, слагающие нижнюю часть разреза, выклиниваются к поднятиям, а более молодые отчетливо повторяют конфигурацию выступов. Выступы фундамента большей частью перекрыты отложениями незначительной мощности (менее 0,5 км) и отражаются в рельефе морского дна в виде пологих возвышенностей. Центрально-Дерюгинское поднятие состоит из целого ряда выступов [3]. От располагающегося восточнее прогиба поднятие отделено разрывными нарушениями. Приразломными дислокациями затронут весь осадочный комплекс. Не исключено, что как в Центрально-Дерюгинском поднятии, так и в пределах смежных прогибов при более детальных исследованиях будет выделен ряд самостоятельных поднятий и прогибов, кулисообразно сочленяющихся между собой.

В восточном районе, известном как прогиб Св. Ионы [8], выделяются два прогиба (см. рис. 1, 2), имеющие сходное строение и разделенные узким Западно-Дерюгинским поднятием. Южная часть этого поднятия выделена в значительной мере предположительно. Мощность осадочного выполнения прогибов здесь достигает 2,5 км (для этих участков ранее ошибочно указывались значительно большие мощности — до 5 км и более [8].

На некоторых участках прогибов во всей толще осадочного комплекса устанавливаются пологие широкие складки, выраженные в рельефе морского дна. Отчетливо в рельефе дна отражаются приподнятые по разломам блоки Западно-Дерюгинского поднятия. На одном из поднятий в северной части данного района в результате сейсмических исследований установлена сложнодислоцированная структура комплекса основания.

По сопоставлению с осадочным комплексом присахалинского шельфа можно предполагать, что значительная часть разреза впадины представлена поздненеоген-четвертичными образованиями. Об этом свидетельствуют и малые значения средних скоростей упругих колебаний комплекса, как правило, не превышающих 2 км/с. Магнитное поле этой акватории характеризуется отрицательными значениями (до —300 γ). Простирание аномалий северное, северо-восточное (см. рис. 3).

Количественные расчеты и малые градиенты поля (5—10 γ/км) позволяют предположить, что простирание магнитных аномалий отражает положение кровли пород с намагниченностью около 1,5—2·10³ ед. СГСМ, залегающих на глубинах порядка 5—6 км. Примерно на такой же глубине на профиле ГСЗ, пересекающем впадину Дерюгина южнее описываемого района, отмечается поверхность с граничной скоростью 6,2—6,8 км/с, относимая к кровле консолидированной коры [9]. На глубине 1—2 км ниже дна моря зафиксированы преломляющие границы со скоростями продольных сейсмических волн до 5,3 км/с, которые в первом приближении можно отождествить с акустическим фундаментом, устанавливаемым на профилях МОВ.

Эти материалы и данные о возрасте пород поднятия Кашеварова позволяют сделать предположение о докайнозойском возрасте комплекса основания впадины Дерюгина, что согласуется с известными, пока еще отрывочными сведениями о его сложнодислоцированном строении. Вероятно, на значительной части впадины Дерюгина комплекс основания сложен складчатыми позднемезозойскими образованиями. С глубоким размывом на нем залегают рыхлые поздненеоген-четвертичные отложения.

В целом же рассматриваемая акватория характеризуется грабеноподобным строением. Очевидно, что блоковые подвижки происходили в четвертичное время. Небольшая мощность или полное отсутствие осадков на выступах фундамента, по сравнению с достаточно мощным осадочным комплексом в прилегающих прогибах, может свидетельствовать о молодости глубоководного облика впадины.

Поднятие Кашеварова отчетливо выражено в рельефе дна моря. Его граница со впадиной Дерюгина, вероятно, проходит по глубинному разлому. Комплекс основания этого крупного поднятия на банке Кашеварова представлен сланцами предположительно палеозой-мезозойского возраста [2], а на о. Св. Ионы — гранодиоритами с абсолютным возрастом 47—53 млн. лет [10]. Можно предполагать, что в прилегающих районах комплекс основания представлен аналогичными палеозой-мезозойскими складчатыми образованиями, прорванными интрузиями.

Изложенные выше данные и имеющиеся сведения о строении сопредельной суши позволяют рассмотреть основные черты позднекайнозойской истории изученного региона. Можно выделить три основных этапа его развития.

Первый этап относится к раннему миоцену и связан с возобновлением осадконакопления в северной части Сахалинской геосинклинальной области. Как известно, широко проявившаяся здесь ларамийская орогения привела к господству в течение палеогена режима денудации и эрозии. Западная и восточная границы образовавшегося прогиба обусловлены Восточно-Сихотэалинским и Восточно-Сахалинским глубинными разломами.

Второй этап охватил период позднего неогена — время повсеместного формирования на Сахалине молассовой группы формаций и начала становления Сахалинского орогена. Наиболее полно эти движения проявились в восточной части района, в зоне поднятия п-ова Шмидта, вследствие чего началось образование Восточно-Присахалинского краевого прогиба, наложенного на область докайнозойской (вероятно, мезозойской) складчатости. В это время также начинается расширение области интенсивной седиментации, и в краевое прогибание вовлекается большая часть вулканогенного пояса и выровненной поверхности дислоцированных образований Сихотэ-Алиня. Примерно к этому же времени относится формирование плитного комплекса на субстрате эродированных Монголо-Охотской и Сихотэалинской складчатых областей. По-видимому, с поздненеогеновым временем следует связывать образование основных структурных элементов впадины Дерюгина, а также раздробление докайнозойского дислоцированного основания и накопление осадков в грабенообразных прогибах.

Третий — позднеплиоцен-четвертичный этап характеризуется складчатостью и орогенезом в пределах бывшего геосинклинального прогиба и интенсивным осадконакоплением в прилегающих краевых компенсационных прогибах (западный и восточный районы кайнозойской складчатой области). Можно предполагать, что севернее изученной акватории они сливаются, тем самым определяя северную границу центрального складчатого района. К третьему этапу относится и образование глубоководной впадины Дерюгина, являющейся, по-видимому, и в настоящее время тектонически активной областью.

Таким образом, в пределах изученной части акватории Охотского моря прослеживаются тектонические районы, выделяемые на прилегающих участках материка и о-ве Сахалин. В то же время здесь получили развитие структуры, не известные на суше: молодая плита, Восточно-Присахалинский прогиб и область глубоководной впадины. Если генезис первых структур достаточно ясен и они, подобно тектоническим районам прилегающей суши, отвечают стадии становления и развития континентальной коры, то тектоническая природа впадины Дерюгина пока не ясна, что в значительной мере связано со слабой изученностью этой акватории.

Полученные материалы свидетельствуют о том, что впадина Дерюгина по своему геологическому строению значительно отличается от других областей Японо-Охотского региона, в том числе от Южно-Охотской и Япономорской глубоководных впадин. На основании имеющихся данных можно предположить, что сходное строение с Дерюгинской впадиной имеет и впадина Тинро.

Особенно необходимо подчеркнуть отличие геологического строения впадины Дерюгина от краевых присахалинских прогибов — как от Восточно-Присахалинского, отделенного от нее глубинным разломом, так и от крупным Пограничным поднятием, так и от прогиба Татарского про-

ва, к которым ее нередко относят. Возможно, более детальное изучение этой впадины позволит выделить в дальневосточных акваториях новый тип структур.

Вероятно, образование впадины Дерюгина следует связывать с начальным этапом деструкции континентальной коры. Ее строение во многом сходно со строением внутренних глубоководных впадин Средиземноморского орогенического пояса, образовавшихся на ранних этапах процесса океанизации [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кононов В. Э., Альперович И. И., Харахинов В. В.* Строение донеогенового основания Северного Сахалина по геофизическим данным.— В кн.: Геология, полезные ископаемые, методика и техника геологоразведочных работ на Сахалине и Курильских островах. Южно-Сахалинск, 1975, с. 13—17.
2. *Коренные* породы дна центральной части Охотского моря/А. А. Геодекян, Г. Б. Удинцев и др.— Сов. геология, 1976, № 6, с. 12—31.
3. *Лившиц М. Х., Журавлев А. В., Балабко Н. С.* Основные особенности структурного плана и характера изменения мощностей слоистых образований вдоль трансохотского профиля МОВ.— Морская геология и геофизика, вып. III, 1972, с. 32—37.
4. *Милановский Е. Е.* Консолидированные массивы и глубоководные.— В кн.: Тектоника срединных массивов. Тезисы докладов. М., 1974, с. 4—8.
5. *Мытарев В. П.* Новые данные по стратиграфии меловых отложений полуострова Шмидта.— В кн.: Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., Недра, 1969, с. 95—107.
6. *Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г.* Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.— Сов. геология, 1963, № 3 с. 113—123.
7. *Строение* земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Наука, 1964.
8. *Строение* земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Новосибирск, Наука, 1976.
9. *Разницын Ю. Н.* Сравнительная тектоника гипербазитовых поясов полуострова Шмидта (Сахалин), Папуа (Новая Гвинея) и Саба (Калимантан).— Геотектоника, 1975, № 2, с. 68—84.
10. *Рождественский В. С.* Сдвиги северо-восточного Сахалина.— Геотектоника, 1975, № 2, с. 85—97.
11. *Шпеталенко М. А., Кузнецов Г. И., Гагарин В. И.* Опыт применения геолокатора «Спаркер» для изучения тектоники прибрежных окраин западной части Охотского моря.— В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 155—161.
12. *Hedberg H. D.* Continental margins from view point of the petroleum geologist.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 54, 1970, N 1, p. 3—43.

УДК 551.243 : 550.83(470.22)

Н. Н. КОЛЕСНИК (ВСЕГЕИ)

Особенности глубинного строения Ладожской зоны протоактивизации

Северное Приладожье занимает особое место в Карелии по особенностям глубинного строения и металлогении. Существование здесь, как и в других районах Южной Карелии, в позднепротерозойское время режима тектоно-магматической активизации установлено на основе новейших геологических, геофизических и минералого-геохимических данных. Однако пока нет единства взглядов по вопросу о критериях отнесения отдельных площадей или зон Балтийского щита к активизированным областям [14, 19, 23, 25, 26].

Области тектоно-магматической активизации привлекают внимание многих исследователей, так как к ним приурочены различные полезные

ископаемые. До последнего времени проявления активизации связывались главным образом с фанерозойским периодом развития Земли. Указания на более ранний (докембрийский) возраст отдельных активизированных областей содержатся в работах Т. В. Билибиной [7], В. И. Казанского [17], Л. В. Григорьевой и др. [14], А. О. Шмидта [12] и др. По мнению ряда исследователей [21], в Восточной Азии наиболее интенсивными процессы активизации были в позднем протерозое и мезо-кайнозое. Согласно А. Д. Щеглову [29], тектоно-магматическая активизация представляет собой сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, которые происходят в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры и ведут к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений. Для древних платформ, захваченных процессами активизации в позднем докембрии. В. И. Казанским и В. И. Смирновым [32] введено понятие протоактивизации. Проведенные автором сопоставления особенностей глубинного строения областей активизации разного типа и возраста показали, что эти регионы отличаются своеобразным строением тектоносферы. Это свидетельствует о глубинном характере исходных процессов, вызвавших многообразные геологические явления, фиксируемые на поверхности.

Северное Приладожье находится в юго-западной части Карелии и является фрагментом крупной региональной флексуры, выделенной А. А. Полкановым [24] в 1956 г. в зоне сочленения Балтийского щита с Русской платформой. Своеобразие структурной позиции региона определяется положением в области пересечения трех разновозрастных и различно ориентированных крупных структурных зон: Карельского складчатого пояса (PR_1) и Саво-Ладожской зоны карелид (PR_2), на фоне которых развиты более поздние наложенные структуры эпохи позднепротерозойской активизации, образующие протяженную и широкую дугообразную зону вдоль южного и юго-восточного обрамления Балтийского щита.

Меридионально ориентированные структуры Карельского складчатого пояса срезаются Янисярвинским глубинным разломом, ограничивающим с северо-востока Саво-Ладожскую зону. Структурный план Саво-Ладожской зоны определяют протяженные глубинные разломы северо-западного направления. Здесь преимущественно развиты сильнодислоцированные флишоидные толщи ладожской серии, разделяющие глыбы реоморфизованного фундамента — так называемые «гнейсовые купола облекания» [26], которые располагаются в пределах широкой полосы вдоль северного берега Ладожского озера. В экзоконтакте глыб повсеместно наблюдаются выходы пород сортавальской серии, представленные амфиболовыми сланцами с маломощными прослоями карбонатных пород, которые в свою очередь перекрываются сланцевыми толщами ладожской серии. Контакты куполов с окружающими породами обычно тектонизированные.

Метаморфическая зональность среднепротерозойских образований тесно связана с тектоникой и блоковым строением района. Степень регионального метаморфизма возрастает с северо-востока на юго-запад от зеленосланцевой до амфиболитовой, а в отдельных случаях и до гранулитовой фации [22].

Магматические породы среднепротерозойского возраста относятся к мигматит-плагиогранитовой, мигматит-гранитовой и габбро-амфиболитовой формациям.

Структурные элементы позднепротерозойского времени представлены системами разноориентированных разломов, контролирующих наложенные впадины, выполненные континентальными вулканогенно-осадо-

ными породами, и массивы интрузивных пород пестрого состава. Среди магматических образований позднего протерозоя выделяются четыре формации: габбро-монцонит-гранитовая, представленная массивами валаамского комплекса, габбро-анортозитов — гранитов рапакиви, к которой относятся Салминский и Улялегский массивы, лейкогранитовая,

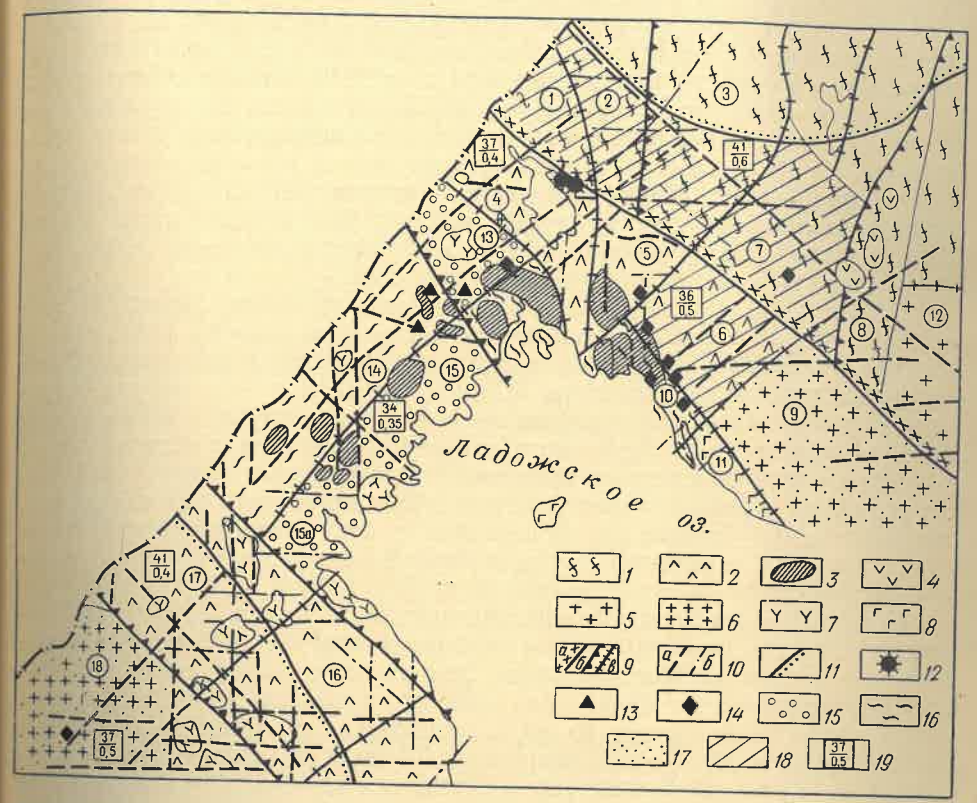


Рис. 1. Структурная схема Северного Приладожья с элементами глубинного строения

1 — образования нижнепротерозойского структурно-формационного комплекса; *2* — среднепротерозойский структурно-формационный комплекс (сортавальская и ладожская серии); *3* — мигматитовые купола; *4* — интрузии ультраосновных пород; *5—8* — магматические породы эпохи позднепротерозойской активизации: *5* — формация габбро-анортозит-гранитов рапакиви, *6* — лейкогранитовая формация, *7* — габбро-монцонит-гранитовая формация, *8* — габбро-диабазовая формация; *9* — межблоковые глубинные разломы первого (*а*), второго (*б*) и третьего (*в*) порядков; *10* — сквозные региональные (*а*) и прочие (*б*) разломы; *11* — границы Ладожского гравитационного максимума; *12—14* — месторождения и рудопроявления: *12* — молибдена, *13* — вольфрама, *14* — олова и полиметаллов; *15—18* — типы блоковых структур: *15* — блоки с максимально приподнятой подошвой земной коры, *16* — блоки с аномальным залеганием глубинных границ, *17* — блоки с отсутствием корреляции между мощностью земной коры и региональным гравитационным полем, *18* — блоки, в которых глубинное строение и гравитационное поле не согласуются с плотностью поверхностных образований; *19* — мощность земной коры по данным ЗГТ (числитель) и коэффициент сиаличности (знаменатель)

Блоки (цифры в кружках): 1 — Вяртсельский, 2 — Толваярвинский, 3 — Вегарусский, 4 — Янисярвинский, 5 — Коккосельский, 6 — Уксинский, 7 — Туломозерский, 8 — Хаутоварский, 9 — Ведлозерский, 10 — Питкярантско-Импилахтинский, 11 — Салминский, 12 — Улялегский, 13 — Кааламский, 14 — Латвасюрский, 15 — Лахденпохский, 15а — Куркиекский, 16 — Кротовский, 17 — Дымовский, 18 — Выборгский

объединяющая мелкие интрузии маткаселькского, латвасюрского и импилахтинского комплексов, и габбро-диабазовая валаамского комплекса [13] (рис. 1). Петрохимические исследования показали, что породы этих формаций являются членами единого магматического ряда [13, 14]. Возраст плутонических образований первых трех формаций составляет 1850—1650 млн. лет, возраст отложений наложенных впадин, сопутствующих им силлов и трещинных интрузий валаамского комплекса 1300—1400 млн. лет [19].

На основе комплексного изучения новейших геолого-геофизических материалов установлено несоответствие плана глубинного строения региона с планом геологических структур, наблюдаемых на поверхности. Так, зафиксированный в Приладожье крупный гравитационный максимум занимает значительно большую площадь по сравнению с областью развития достаточно плотных пород ладожской серии ($\sigma_{ср.}=2{,}7$ г/см^3) и имеет иную конфигурацию, распространяясь частично и на территорию Карельского складчатого пояса, сложенного преимущественно гранитоидами со средней плотностью 2,64 г/см^3. По данным сейсмических наблюдений поверхность М в Приладожье находится на глубине 34—36 км [6], в то время как в соседних блоках земная кора имеет мощность до 38—41 км. Воздымание подошвы земной коры на этом участке зарегистрировано и сейсмологическим методом [4]. Согласно данным предыдущих работ [13], в других районах Балтийского щита общий план геофизических аномалий обычно совпадает с крупными геологическими структурами верхней части земной коры.

Совместный анализ данных о глубинном строении, характере гравитационных аномалий и геологическом строении региона показал, что причина установленного несовпадения заключается в радикальной перестройке глубинной структуры Южной Карелии и Финляндии, выразившейся в воздымании подошвы земной коры и других границ раздела. С областью этого глубинного сводового поднятия пространственно сопряжены многочисленные интрузии позднепротерозойского возраста, что позволяет время глубинной перестройки определить как позднепротерозойское. Глубинные преобразования и сопутствующие им геологические явления в верхней части земной коры рассматриваются нами как тектоно-магматическая активизация [11, 13, 14].

Обобщение имеющихся геофизических материалов [6, 4 и др.] позволяет наметить основные черты глубинной структуры Северного Приладожья и прилегающих районов. Земная кора имеет здесь слоисто-блоковую структуру и характеризуется двухслойным строением, причем «гранитный» слой состоит из двух горизонтов: гранитно-метаморфического, мощность которого варьирует от 0,5 до 9 км, и диоритового мощностью 4—12 км. Наблюдается увеличенная мощность «базальтового» слоя (20—28 км) и незначительная гранитно-метаморфического горизонта в эпицентре сводового поднятия.

Глубинные границы в целом залегают конформно по отношению к подошве земной коры, однако по данным МОВЗ выделены два блока (Латвасюрский и Хиденсельский), имеющие аномальное строение земной коры. Здесь глубинное строение характеризуется несогласным залеганием границ обмена по отношению к поверхности М, более крутыми углами наклона границ раздела и значительной расчлененностью земной коры [4, 11]. Подобная структура характерна для мобильных участков, находящихся в условиях повышенных тектонических напряжений [5].

Существенной особенностью глубинной структуры Приладожья является общее воздымание (6—8 км) поверхности М и других глубинных границ. Поскольку при этом отдельные блоки земной коры перемещались с различной скоростью, на фоне общего сводового поднятия возникла система относительно приподнятых и опущенных блоков, напоминающая гигантские ступени, погружающиеся к юго-западу и северо-востоку от эпицентра свода (Лахденпохского блока), где отмечена минимальная мощность земной коры — порядка 34—35 км (рис. 2).

Движение блоков происходило по системе долгоживущих глубинных разломов, причем в период протоактивизации ведущую роль играли расколы северо-восточного, северо-западного и широтного направлений. Дифференцированный характер глыбовых движений обусловил мелкоблоковое строение региона типа «тектонической мозаики». Поэтому геофизические поля Приладожья отличаются значительной контрастностью, выразившейся в чередовании интенсивных положительных и отрицательных аномалий.

Как показали проведенные исследования, в Приладожье наблюдаются сложные взаимоотношения между тремя основными параметрами, определяющими тип земной коры: мощностью коры, петрофизическими особенностями пород, слагающих ее верхние горизонты, и уровнем гравитационного поля. По сочетанию этих признаков в районе выделены блоки четырех типов.

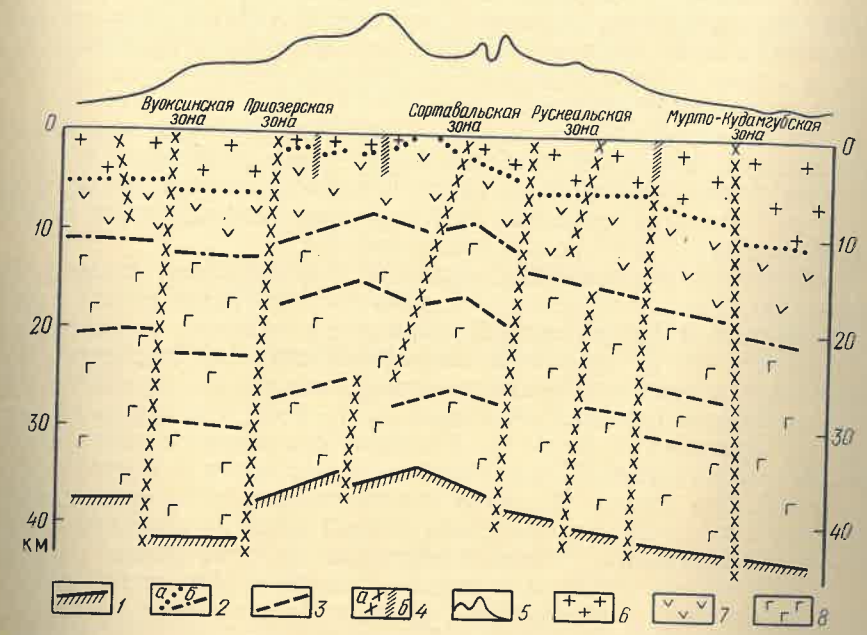


Рис. 2. Схематизированный разрез земной коры Северного Приладожья

1 — граница Мохоровичича; *2* — границы: между гранито-метаморфическим и диоритовым горизонтами в «гранитном» слое (*а*) и Конрада (*б*); *3* — границы в «базальтовом» слое; *4* — глубинные разломы (*а*) и разломы верхней части земной коры (*б*); *5* — график гравитационного поля; *6* — гранитно-метаморфический горизонт в «гранитном» слое; *7* — диоритовый горизонт в «гранитном» слое; *8* — «базальтовый» слой

1. Блоки с небольшой мощностью земной коры (34—36 км) и преобладанием плотных пород на поверхности, характеризующиеся максимумами Δg (Лахденпохский, Куркиекский);

2. Блоки с аномальным залеганием глубинных границ, отличающиеся в некоторых случаях увеличенной мощностью земной коры (например, в Латвасюрском блоке до 39 км) и «гранитного» слоя. Для них характерны сгущение и взаимное пересечение разрывных нарушений, где локализуется полиметаллическое и редкометальное (Sn, W) оруденение (Латвасюрский, Хиденсельский и, предположительно,— Питкярантско-Импилахтинский). Эти блоки имеют ограниченные размеры, сложное геологическое строение, дифференцированное гравитационное и магнитное поля, а также характеризуются развитием активизационных гранитоидов лейкогранитовой формации;

3. Блоки с небольшой мощностью коры (36—37 км) и преобладанием отрицательных гравитационных аномалий, обусловленных широким развитием в них гранитов эпохи активизации (Выборгский блок).

В этом случае гравитационное поле не коррелируется с мощностью земной коры.

4. Блоки, в которых мощность земной коры (36—37 км) соответствует уровню гравитационного поля (положительные аномалии), но последнее не согласуется с низкой плотностью пород, развитых на поверхности (Уксинский, Туломозерский и др.).

Остальные блоки района имеют промежуточные характеристики. Приведенные данные показывают, что для блоков третьего и четвертого типов отсутствует установленная рядом исследователей зависимость, согласно которой блоки с маломощной корой характеризуются развитием плотных пород на поверхности и положительным гравитационным полем, а блоки с мощной корой — развитием легких пород и отрицательным полем Δg [8, 12, 16].

Таким образом, Ладожская зона протоактивизации представляет собой сводовое поднятие, разбитое глубинными разломами на многочисленные блоки, различающиеся по мощности земной коры; в ряде случаев наблюдается нестандартное сочетание геофизических параметров, характеризующих строение тектоносферы.

Проведенные исследования показали, что глубинное строение Приладожья несколько отличается от типичных докембрийских структур [3]. Здесь рельеф поверхности М сложный, в то время как на древних платформах и щитах он обычно спокойный, слаборасчлененный. Более важную роль играют глубинные разломы, смещающие поверхность М и другие глубинные границы в среднем на 3—4 км, что также не характерно для древних платформ. Коэффициент сиаличности уменьшается в отдельных блоках до 0,35, тогда как нормальное его значение для щитов 0,7—0,9. Поверхность Конрада прослеживается повсеместно; имеются участки с аномальным строением земной коры по обрамлению максимально приподнятых блоков. Некоторые из отмеченных признаков присущи молодым складчатым поясам, однако в Ладожской зоне они как бы затушеваны и проявляются фрагментарно на фоне типичных докембрийских структур.

Для сравнения глубинной структуры Ладожской зоны протоактивизации и тектоносферы классических областей активизации кратко охарактеризуем некоторые из них.

Типичной областью тектоно-магматической активизации мезозойского и кайнозойского возраста является Забайкалье, где площадными сейсмическими и сейсмологическими исследованиями [9, 10] установлено, что земная кора и верхняя мантия имеют ряд специфических особенностей. К числу их относятся: неравномерность горизонтальной расслоенности земной коры, наличие блоков с аномальным строением, сочленение по зонам глубинных разломов небольших блоков с маломощной корой (34—36 км) и блоков, в которых мощность коры более 40 км. Амплитуда смещения блоков по разломам достигает 6—8 км. Геофизическими исследованиями обнаружены также внутрикоровые волноводы, аномалия теплового потока и обширная область с пониженной скоростью упругих волн на поверхности мантии (7,7—7,8 км/с). Последняя характеризуется также повышенной электропроводностью (по данным магнитотеллурических зондирований) и объясняется подъемом разогретого мантийного вещества астеносферного слоя и внедрением его под поверхность М.

Глубинное строение некоторых зон мезозойской активизации Алдана и Становой складчатой области приводятся в работе Н. К. Булина и М. И. Ициксона [5]. Авторы отмечают, что для этих зон характерны «моноклинальное» залегание сейсмических границ (под углом 3—10°), высокая степень дифференцированности коры и верхней мантии по ут-

ругим свойствам в вертикальном направлении, сложный рельеф глубинных границ (что регистрируется по обратной полярности обменных волн), которые, возможно, соответствуют кровле зон пониженных скоростей. Кроме того, указывается на широкое развитие глубинных разломов, которые разбивают земную кору на большое число блоков с амплитудой вертикального перемещения до 3—4 км, на низкую современную сейсмичность и пониженную намагниченность древних и активизированных комплексов пород. Зоны моноклинального залегания глубинных границ, имеющих сложный рельеф, многочисленные разломы с большой амплитудой смещения сейсмических границ зафиксированы также в Южном Казахстане (район хребта Каратау), захваченном процессами активизации в неоген-четвертичное время.

Процессы средне-верхнепротерозойской активизации на Украинском щите привели к значительной дифференциации глубинного разреза, сокращению мощности коры, утолщению и усложнению структуры «гранитного» слоя в связи со становлением крупных массивов рапакиви при значительной роли глубинных разломов [12, 27].

По мнению В. И. Казанского [17] и Л. В. Григорьевой [15], начиная с 1850—1800 млн. лет и до 900 млн. лет явления тектонической и магматической активизации имели место на обширной территории в периферической части Канадского щита. Одни участки, охваченные процессами активизации, характеризуются сокращенной мощностью коры (30—32 км), другие, наоборот, резким ее увеличением — до 55 км. Характерно резкое смещение подошвы земной коры (до 12 км) в зоне крупных глубинных разломов: Гренвиллского фронта, пограничного шва между провинциями Черчилл и Сьюпериор и глубинного разлома, контролирующего прогиб оз. Атабаска [30, 31].

Рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что несмотря на имеющиеся различия, в строении земной коры активизированных областей имеются и существенные черты сходства. Наиболее важные из них наблюдаются и в изученном районе Приладожья.

Представления о характере глубинных процессов, протекавших в земной коре и верхней мантии, и соответствующих им геофизических аномалиях изложены в работах В. В. Белоусова [1], Н. А. Беляевского [2], В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого [20], А. Д. Щеглова [29], Ю. И. Сытина [28] и др.

В общих чертах сущность этих процессов и схема возможных глубинных деформаций сводятся к следующему.

Магматический очаг, возникший в глубоких горизонтах земли в связи с резким увеличением температуры и расширением подкорового вещества, вызывает выплавку базальтов из мантии, что приводит к образованию сводового поднятия. Прорыв выплавившихся базальтов вверх по системе разломов в обстановке общего растяжения можно рассматривать как разгрузку накопленного напряжения, сопровождающуюся разрывом коры на отдельных участках. В результате воздействия дериватов мантии кора становится менее мощной и более основной по составу.

В ряде случаев, как показано в работе Н. А. Беляевского и А. А. Борисова [2], базальтоидные массы не достигают верхних горизонтов коры и, вступая во взаимодействие с образованиями сиалической оболочки, теряют тепло. В этом случае перестройка глубинной структуры выражается в сводообразовании, базификации коры и в развитии на поверхности широкого спектра пестрых по составу интрузий при ведущей роли кислого магматизма. Авторы [2] пришли к такому заключению, анализируя, казалось бы, парадоксальный факт — соответствие максимумов Δg (максимумы связываются с глубинными плутонами ос-

новных пород в зонах активизации земной коры) областям широкого развития гранитоидов на фоне регионального понижения уровня гравитационного поля. В качестве примера ими рассматриваются активизированные области Восточной Азии, Центральной Европы и Северной Америки. Петрохимические исследования в этих районах показали, что все магматические породы укладываются в один дифференцированный ряд, начинающийся силлами и покровами базальтов и заканчивающийся гибридными латито-монцонитами и крупными гранитными интрузиями. Линейная форма максимумов Δg говорит об их связи с глубинными разломами, как проводящими каналами основной магмы [2].

В областях тектоно-магматической активизации наблюдаются своеобразные и порой неожиданные сочетания геофизических параметров. Например, по данным Ю. И. Сытина [28], в районе Чульманской впадины, расположенной в трансрегиональной глубинной зоне сочленения Алданского щита и Становой складчатой области, блоку с сокращенной мощностью земной коры соответствует интенсивный гравитационный минимум, который нельзя объяснить понижением плотности поверхностных образований. Данные расчетов аномалии Δg позволили выделить блок разуплотненного вещества в нижних горизонтах коры. По данным сейсмологии район характеризуется резким уменьшением числа границ обмена, появлением границ аномальной полярности и повышением сейсмичности. К этой зоне приурочена наиболее ярко выраженная тектоно-магматическая активизация: интенсивная дизъюнктивная тектоника, массовое проявление магматизма и приразломные впадины. Весь комплекс перечисленных процессов, по мнению автора [28], связан с активизацией подкорового вещества, усилением процессов преобразования (разуплотнения) в нижних горизонтах земной коры и общим воздыманием региона в мезозойское время.

Положение Северного Приладожья в зоне сочленения Балтийского щита и Русской платформы на участке пересечения глубинных региональных структур субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений обусловило тектоно-магматическую активизацию в позднем протерозое. С этим периодом связана существенная перестройка глубинной структуры региона:

1) уменьшение мощности земной коры в результате сводового поднятия;

2) общая базификация коры и сокращение мощности «гранитного» слоя в эпицентре свода;

3) прерывистое прослеживание горизонта К;

4) наличие блоков с аномальным залеганием глубинных границ, характеризующихся повышенной мобильностью;

5) мелкоблоковое строение земной коры, обусловленное дифференцированным характером восходящих и нисходящих движений;

6) интенсивное движение блоков по разломам северо-восточного и северо-западного направлений со значительной амплитудой смещения глубинных границ (до 3—4 км);

7) формирование четырех типов блоков со специфическим сочетанием физических параметров.

Таким образом, благоприятная геотектоническая позиция Приладожья, своеобразие позднепротерозойской истории и некоторые черты сходства в строении земной коры с известными рудными районами активизированных областей позволяют по-новому подойти к оценке перспектив региона на широкий комплекс полезных ископаемых и выдвигает его в число областей, заслуживающих первоочередного внимания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белоусов В. В.* Явления тектонической активизации в развитии земной коры.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., Наука, 1964.
2. *Беляевский Н. А., Борисов А. А.* Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964.
3. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974.
4. *Булин Н. К.* Новые данные о строении земной коры Балтийского щита.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 3, с. 657—660.
5. *Булин Н. К., Йциксон М. И.* Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской складчатой системы и их отражение в глубинном строении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Наука, 1975.
6. *Взаимосвязь* металлогении и глубинного строения Карело-Кольского региона/С. И. Зак, А. И. Богачев, Р. А. Хазов и др.— Геол. рудных м-ний, 1977, № 6, с. 28—31.
7. *Геология* и металлогения щитов древних платформ СССР/Т. В. Билибина, М. А. Афанасьев, И. В. Барканов и др. М., Недра, 1976.
8. *Гинтов О. Б.* О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита.— В кн.: Вопросы геологических исследований на Украине. Киев, Наукова думка, 1972.
9. *Глубинное* геологическое строение Забайкалья/Т. А. Аргутина, Л. В. Булавко, Н. К. Булин и др.— Сов. геология, 1974, № 11, с. 103—116.
10. *Глубинное* строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии/Н. Н. Пузырев, М. М. Мандельбаум, С. В. Крылов и др.— Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 155—167.
11. *Глубинное* строение и металлогения области позднепротерозойской активизации в Южной Карелии/Н. К. Булин, Л. В. Григорьева, К. В. Ковалева, Н. Н. Колесник.— В кн.: Металлогения докембрия (Тезисы докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия). Л., 1975, с. 71—73.
12. *Глубинное* строение Украинского щита и некоторые особенности его металлогении/А. О. Шмидт, В. К. Титов, Н. Г. Топоркова и др.— В кн.: Металлогения докембрия (Тезисы докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия). Л., 1975, с. 108—110.
13. *Григорьева Л. В., Колесник Н. Н.* Блоковая структура юго-восточной части Балтийского щита.— Сов. геология, 1975, № 12, с. 66—79 с ил.
14. *Григорьева Л. В., Колесник Н. Н., Шинкарев Н. Ф.* Тектоно-магматическая активизация на Балтийском щите, формы проявления и металлогения.— В кн.: Металлогения докембрия (Тезисы докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия). Л., 1975, с. 79—81.
15. *Григорьева Л. В.* Докембрийская активизация в системе активизационных процессов земной коры.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 37—45.
16. *Жданов В. В.* О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита.— Сов. геология, 1965, № 5, с. 101—111.
17. *Казанский В. И.* Рудоносные разломы активизированных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Наука, 1975, с. 162—175 с ил.
18. *Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования, 1968, с. 223—249 (Тр. ВСЕГЕИ, т. 155).
19. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., Наука, 1974.
20. *Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.* Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной коры — дива).— В кн.: Материалы по общей и региональной тектонике, 1963, с. 63—89 (Тр. ВСЕГЕИ, т. 85).
21. *Металлогения* активизированных структур Забайкалья/Г. В. Александров, Н. К. Булин, В. С. Кормилицын и др.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Наука, 1975.
22. *Нагайцев Ю. В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., Изд-во ЛГУ, 1974.
23. *Никольская Ж. Д.* Особенности металлогении тектоно-магматической активизации восточной части Балтийского щита.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973.
24. *Полканов А. А.* Геология хогландия — иотния Балтийского щита.— Тр. лаборатории геологии докембрия. Л., Изд-во АН СССР, 1956, вып. 6.

25. *Попов В. Е.* О новом типе месторождений областей тектоно-магматической активизации (на примере юга Карелии и других районов).— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Наука, 1975.
26. *Салоп Л. И.* Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., Изд. ВАГТ, 1971, с. 7—88 с ил.
27. *Средне-верхнепротерозойская* тектоно-магматическая активизация Украинского щита/Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, А. О. Шмидт и др.— В кн.: Металлогения докембрия (Тезисы докл. I Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия). Л., 1975, с. 114—115.
28. *Сытин Ю. И.* Проблемы изучения глубинного строения областей завершенной складчатости.— В кн.: Проблемы региональной геологии СССР. Л., 1972, т. 178, с. 60—75 (Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ 1970 г.).
29. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. М., Недра, 1968.
30. *Mereu R. F., Jobidon G. A.* Seismic investigation of the Crust and Moho on a Line perpendicular to the Grenwille front. — Can. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 12, c. 1553—1584.
31. *Mereu R. F., Hanter J. A.* Crustal and upper mantle structure under the Canadian shield from p. gest Early Rise Data. — Seism. soc. Amer. Bull. Baltimore, 1969, vol. 59, N 1.
32. *Smirnov V. I., Kazanski V. I.* Ore-bearing tectonic structures of geosynclines and activized platformes in the territori of the USSR. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1973, B. 124

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.494.041(477)

С. И. КИРИКИЛИЦА, Ю. А. ПОЛКАНОВ, В. С. ТАРАСЕНКО (ИМР),
С. В. МЕТАЛИДИ, А. Я. МОЧАЛОВ, Г. П. ПРОСКУРИН
(трест «Киевгеология»)

Перспективы развития минерально-сырьевой базы титановых руд на Украине

Планом развития народного хозяйства страны в X пятилетке предусмотрено увеличение производства титана в 1,4 раза [5]. Особенно быстрыми темпами будет развиваться производство пигментной двуокиси титана. Для удовлетворения возросших требований промышленности как по запасам, так и по качеству сырья необходима своевременная подготовка сырьевой базы титана.

Одним из поставщиков ильменита для пигментной и металлургической промышленности страны является Украинская титанорудная провинция, весьма перспективная и в отношении дальнейшего развития сырьевой базы ильменита для производства пигмента. Титановые месторождения Украины представлены четырьмя основными генетическими типами: 1) комплексные циркон-рутил-ильменитовые прибрежно-морские россыпи; 2) ильменитовые аллювиальные россыпи; 3) ильменитоносная кора выветривания основных пород; 4) ильменитоносные основные породы. В настоящее время разрабатываются первые три типа месторождений.

Ильменитовые концентраты, получаемые из руд различного генезиса, отличаются степенью измененности (лейкоксенизации) ильменита, видовым составом, формой проявления и содержанием сопутствующих примесей [3]. Эти факторы определяют пригодность концентратов для различных отраслей промышленности. Основные потребители ильменита — металлургия и химическое производство. Сильно измененный ильменит с высоким содержанием TiO_2 является сырьем для металлургии (переработка на металлический титан), но не пригоден для получения пигмента по принятой в СССР сернокислотной технологии. Для производства пигментной двуокиси титана наиболее приемлемы концентраты неизмененного или слабо измененного ильменита с низким содержанием хрома, фосфора и других вредных примесей.

Основные запасы сильно измененного ильменита (64—68% TiO_2, степень изменения 90—99% [3]) сосредоточены в погребенных комплексных прибрежно-морских россыпях, которые имеют широкое распространение и близки между собой по строению и составу [8, 11]. Промышленный интерес представляет весь комплекс минералов: ильменит, рутил, циркон, дистен, силлиманит, ставролит, кварц. Измененный ильменит используется в основном в металлургическом производстве.

Потребность химической промышленности (получение пигментной TiO_2 по сернокислотному способу) в ильменитовом сырье удовлетворяется преимущественно ильменитом континентальных россыпей и в меньшей мере остаточных месторождений коры выветривания основных пород.

Современные и древние аллювиальные ильменитовые россыпи расположены на Волыни; они связаны с размывом мезозойской коры выветривания габброидов и приурочены к дочетвертичным (нижнемеловым, нижнеэоценовым и др.) и четвертичным отложениям. Это обычно пластообразные тела мощностью до 10—15 м, залегающие на коре выветривания габбро-анортозитов или на осадочных образованиях мезокайнозоя. Россыпи сложены разнозернистыми песками. Ильменит распределен крайне неравномерно (гнезда, прослои, вкрапленность).

Ильменит из четвертичных россыпей изменен относительно слабо и содержит 49—54% TiO_2 (степень изменения 5—50%). Степень изменения ильменита дочетвертичных россыпей варьирует более широко (25—90%, содержание TiO_2 52—65%, реже 70%). Основными поставщиками ильменитовых концентратов для производства титановых пигментов до настоящего времени являлись четвертичные россыпи.

Ильменитоносная кора выветривания широко развита на габброидах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. Мощность ее от 0 до 30 м, а в тектонически ослабленных линейных зонах — до 70 м и более. В разрезе продуктивной коры большинство исследователей выделяет три зоны: дресвы (дезинтегрированное габбро), полиминеральных и каолинитовых глин [1, 10]. В геологоразведочной практике вторую и третью зоны объединяют обычно в единую зону первичных каолинов. В зоне дресвы и нижних горизонтах первичных каолинов ильменит не изменен или изменен слабо (48—52% TiO_2, степень изменения 5—20%), а в верхних горизонтах элювия значительно сильнее (52—54% TiO_2, степень изменения до 34—45%). По этому признаку ильменит остаточных месторождений является более благоприятным сырьем для производства пигмента, чем ильменит аллювиальных россыпей.

Проявления титана в других районах изучены пока недостаточно. В Среднем Приднепровье выявлена титаноносная кора выветривания диабазовых даек мощностью 8—57 м. Ильменит практически не изменен. В коре выветривания щелочных пород Октябрьского массива на Приазовье также установлен неизмененный ильменит. Остаточные руды Среднего Приднепровья и Приазовья являются резервом для расширения минерально-сырьевой базы титановых руд на дальнюю перспективу.

Наряду с остаточными чрезвычайно перспективны и коренные руды, связанные с габброидами. Габбро-анортозитовая формация Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов имеет ярко выраженную титановую специализацию. Коренные ильменитоносные породы Коростенского плутона представлены Володарск-Волынским, Чеповичским, Кривотинским, Федоровским, Юровским, Селизовским и другими массивами габброидов. В Корсунь-Новомиргородском плутоне перспективны Новомиргородский, Городищенский, Смелянский и Межиричский массивы. Тесно ассоциирующие в массивах анортозиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро-монцониты, габбро-перидотиты и троктолиты имеют как постепенные переходы, так и четкие контакты [2, 4, 7]. Иногда (Володарск-Волынский, Смелянский массивы) габбро-анортозиты образуют как бы центральный, а габбро и нориты — краевой комплекс.

Коренные титановые руды представлены меланократовыми дифференциатами габброидов с повышенным содержанием ильменита и апатита. Ильменит коренных руд не изменен и содержит 49—52% TiO_2.

Коренные и остаточные месторождения Волыни являются новыми источниками минерального сырья для пигментного производства. Исследования, проведенные под руководством И. Ф. Кашкарова, показали принципиальную возможность обогащения этих руд с получением высококачественных ильменитового и апатитового концентратов.

В анортозитах Чеповичского массива обнаружены сплошные руды, свидетельствующие о перспективах выявления новых объектов в этом и других массивах [9]. Следует отметить, что с габбро-анортозитовой формацией связаны крупнейшие в мире месторождения богатых титановых руд. Примером являются месторождения титанорудной провинции Канадского щита Лак-Тио, Магнай, Иври, Нейес и др. с запасами в сотни миллионов тонн. Рудные тела приурочены к зонам разломов в анортозитах, представлены сплошными и вкрапленными рудами и содержат до 75% ильменита. Богатые руды резко контактируют с вмещающими катаклазированными анортозитами и подвержены околорудным изменениям (серицитизация, хлоритизация и др.). Такая же закономерность характерна для Скандинаво-Балтийской титанорудной провинции [6]. Все это позволяет считать перспективной на богатые титановые руды и габбро-анортозитовую формацию Украинского щита. Наиболее благоприятны субширотные зоны тектонических разломов в анортозитах Чеповичского массива: Мединовская, Иосифовская, Межиричанско-Обиходовская.

На Волыни наиболее полно изучены и разрабатываются погребенные россыпи, качество ильменита которых зачастую не удовлетворяет пигментное производство. В то же время с остаточными и коренными рудами связаны значительные запасы высококачественного ильменита, пригодного для производства титановых белил сернокислотным способом. Поэтому весьма актуальными являются поиски и разведка крупных остаточных и особенно коренных месторождений ильменита.

В настоящее время на Волыни разведуются месторождения с рудами вкрапленного типа [12]. Важным их преимуществом являются не только постоянный состав и высокое качество ильменита, но и компактность, позволяющая вести эксплуатацию без отчуждения больших площадей сельскохозяйственных угодий. Разработка таких руд предпочтительна и с точки зрения охраны окружающей среды.

Таким образом, минерально-сырьевая база титановых руд Украинской ССР может быть существенно расширена и стать устойчивой основой развития титановой промышленности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бучинская Н. И.* Древняя кора выветривания северо-западной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1972.
2. *Бухарев В. П., Колосовская В. А.* О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита.— Геолог. журн., 1973, т. 33, вып. 2, с. 104—108.
3. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* Методические рекомендации по оценке измененности ильменита при изучении титановых руд и продуктов их переработки. Симферополь, ИМР, 1976.
4. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н.* Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М., Наука, 1974, с. 48—56.
5. *Основные* направления развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 годы. М., Политиздат, 1976.
6. *Малышев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
7. *Полканов А. А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд. Ленинград. ун-та, 1948.

8. *Романов И. С.* Геология и условия образования циркониево-титановых россыпей Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Наукова думка, 1976.
9. *Тарасенко В. С., Бойко Д. Д., Проскурин Г. П.* Перспективы выявления богатых титановых руд и габбро-анортозитовой формации Украинского кристаллического щита.— В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 77—79.
10. *Типовые* профили кор выветривания кристаллических пород Украинского щита/А. Д. Додатко, Д. П. Хорошева, В. Т. Погребной и др.—В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 35—80.
11. *Цымбал С. Н., Полканов Ю. А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев, Наукова думка, 1975.
12. *Шпак П. Ф.* Геологоразведочные работы на Украине к 60-летию Великого Октября.— Разведка и охрана недр, 1977, № 9, с. 1—4.

УДК 550.422 : 553.411/412

В. В. КРЫЛОВА, А. В. ГОРЕЛЫШЕВ (ЦНИГРИ)

Изменчивость золото-серебряного отношения в рудах

Золото-серебряное отношение используется как классификационный признак при формационном анализе и как типоморфный при отнесении месторождения к определенному минеральному типу [2, 6] при сравнительной характеристике металлогенических эпох рудных районов [3, 4, 5], а также при выяснении процесса рудообразования отдельных месторождений [1]. Изменчивость золото-серебряного отношения изучалась на одном из близповерхностных месторождений для выявления элементов гипогенной зональности и исследования вещественного состава рудных тел, а именно, слагающих их минеральных ассоциаций.

Рудные тела месторождения представлены жилами и прожилково-штокверковыми зонами. Ранний кварц-адуляровый минеральный комплекс состоит из кварц-адуляр-гидрослюдистой, кварц-хлорит-пиритовой, золото-халькопирит-блеклорудной (первая продуктивная) ассоциаций, а поздний кварц-карбонатный — из кварц-карбонат-родонитовой и золото-сфалерит-теллуридной (вторая продуктивная) ассоциаций.

Золото-серебряные отношения исследовались в Восточной и Западной рудных зонах, расположенных в различных тектонических блоках и различных частях разреза. Упомянутые выше минеральные комплексы входят в состав обеих рудных зон, но в различных количественных взаимоотношениях. Золото-серебряное отношение в целом по месторождению составляет 0,7, по Восточной рудной зоне — 1,1, по Западной — 0,6.

Для выяснения зависимости золото-серебряного отношения от различных факторов из данных пробирного анализа (~1500 проб) составлены выборки с учетом различных классов содержания золота. Выборки характеризуются логнормальным распределением, и все приводимые в дальнейшем значения золото-серебряного отношения вычислялись как максимально правдоподобные.

Изменчивость золото-серебряного отношения рассмотрена в зависимости от уровня залегания руд, преобладающего развития того или иного минерального комплекса в разных рудных зонах с учетом морфологических разновидностей рудных тел и от интенсивности процессов гипергенеза.

Уменьшение с глубиной золото-серебряного отношения, как показало изучение минерального состава руд и слагающих их минеральных ассоциаций, обусловлено преобладанием в Западной рудной зоне кварц-карбонатного минерального комплекса, включающего вторую продуктивную сереброносную ассоциацию (табл. 1).

Для Восточной и Западной рудных зон отмечается различный характер зависимости золото-серебряного отношения (B) от классов содержаний золота (рис. 1, 2). В Западной рудной зоне резкий перегиб кривой, т. е. увеличение золото-серебряного отношения в рудах с высоким классом содержания золота, обусловлен присутствием двух продуктивных минеральных ассоциаций, установленных минералогическими наблюдениями. Так, на отдельных участках рудной зоны золото-серебряное отношение достигает 10,8—15,5, а содержание золота — сотен грамм на тонну. Кривые, построенные для рудных тел Восточной зоны (см. рис. 1), не имеют резких перегибов. Следовательно, вторая продуктивная ассоциация развита здесь в малых количествах и ее наложение на первую не дает контрастных значений золото-серебряного отношения.

Контрастность значений золото-серебряного отношения обусловлена наличием в рудах различных продуктивных минеральных ассоциаций. Так, золото-серебряное отношение руд, сложенных минералами первой продуктивной ассоциации, равно от 1,0

Таблица 1

Золото-серебряное отношение на различных уровнях месторождения

Уровень от поверхности, усл. ед.	Au/Ag	Минеральный комплекс
		Восточная зона
—1	1,428	Кварц-адуляровый, включающий первую продуктивную минеральную ассоциацию
—2	0,840	Кварц-адуляровый, включающий первую и вторую продуктивные ассоциации
		Западная зона
—3	0,856	Кварц-карбонатный, включающий первую и вторую продуктивные ассоциации
—4	0,663	Кварц-карбонатный, с преобладающим развитием второй продуктивной ассоциации
—5	0,663	
от —3 до —5	0,362	

до 5,0, а представленных минералами второй сереброносной продуктивной минеральной ассоциации — от 0,01 до 0,1. Участки с резко неравномерным содержанием золота и серебра и контрастными значениями золото-серебряного отношения наиболее характерны для руд Западной зоны. В ней, по результатам минералогического картирования, микроскопических исследований и по золото-серебряному отношению, максимально проявлены второй продуктивный минеральный комплекс и вторая продуктивная минеральная ассоциация. При совмещении двух продуктивных минеральных ассоциаций в различных по морфологии рудных телах возникают задачи определения количества каждой из этих ассоциаций, локализации их в различных минеральных комплексах и выяснения природы золотоносности или сереброносности последних.

Решение этих задач упрощается, если учесть изменчивость золото-серебряного отношения и его связь со средним содержанием золота (C) в различных по составу и морфологии типах рудных тел (табл. 2). В пределах Западной Зоны выделены кварцевая и кварц-карбонатная жилы и зона прожилково-штокверкового окварцевания. Для каждого типа рудных тел построен график зависимости золото-серебряного отношения от классов содержаний золота в них (см. рис. 2) и подсчитаны средние значения B и C.

Таблица 2

Зависимость золото-серебряного отношения от среднего содержания золота в рудных телах Западной зоны

Тип рудного тела	Минеральный комплекс	Au/Ag	C, усл. ед.
Кварц-карбонатная жила	Второй	0,609	1,0
Кварцевая жила	Первый	0,544	1,3
Прожилково-штокверковая зона	Первый и второй	0,399	3,1

Конфигурация кривых для всех морфологических разновидностей одинакова и соответствует кривой, построенной для всей Западной зоны в целом (см. рис. 1, 2). Следовательно, во всех морфологических типах, сложенных различными минеральными комплексами, совмещены две продуктивные минеральные ассоциации; их количественное соотношение определяет значение золото-серебряного отношения, уменьшение которого обусловлено увеличением роли в составе руд второй продуктивной сереброносной ассоциации. С увеличением содержания последней увеличивается и среднее содержание золота в кварцевой жиле и зоне прожилково-штокверкового окварцевания (см. табл. 2), т. е. с выклиниванием кварц-карбонатной жилы вторая продуктивная ассоциация локализуется в кварцевой жиле и зоне прожилково-штокверкового окварцевания.

С глубиной наблюдается уменьшение среднего содержания золота в кварц-карбонатной жиле на фоне уменьшения золото-серебряного отношения, что вероятней всего объясняется ее выклиниванием (табл. 3).

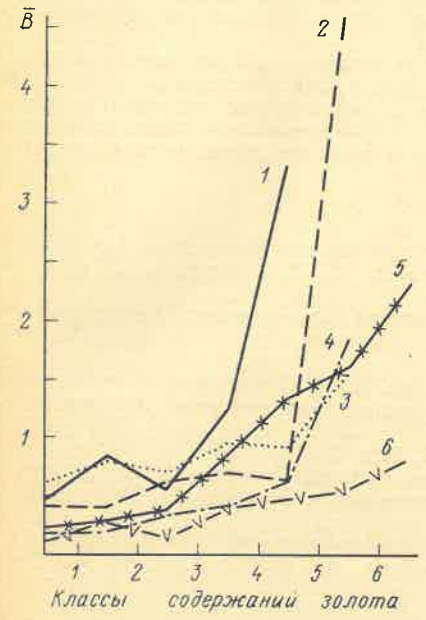


Рис. 1. Кривые зависимости золото-серебряного отношения от класса содержания золота в рудных телах, расположенных на различных гипсометрических уровнях
1, 2, 3, 4 — Западная зона; 5, 6 — Восточная зона

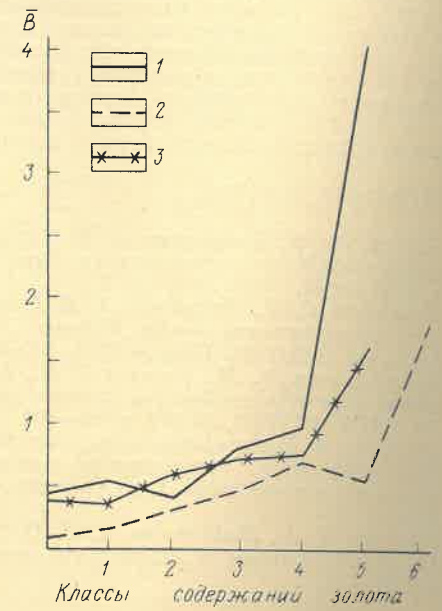


Рис. 2. Кривые зависимости золото-серебряного отношения от класса содержания золота для морфологических разновидностей рудных тел Западной зоны
1 — кварц-карбонатная жила, *2* — кварцевая жила, *3* — зона прожилково-штокверкового окварцевания

Зона гипергенного преобразования руд на месторождении развита на глубине от 10—20 м (Восточная зона) до 80—100 м (Западная). Минералогически зона гипергенеза фиксируется по интенсивному развитию окислов марганца, а также окислов

Таблица 3

Зависимость золото-серебряного отношения от среднего содержания золота в кварц-карбонатной жиле на различных уровнях от поверхности

Уровень от поверхности, усл. ед.	Au/Ag	C, усл. ед.
—1	0,808	2,55
—2	0,716	2,05
—3	0,683	1,0

Таблица 4

Значения золото-серебряного отношения в зоне гипергенеза

Тип рудного тела	Уровень от поверхности, усл. ед.			
	—2		—3	
	B	C, усл. ед.	B	C, усл. ед.
Кварцевая жила	0,326	—	0,356	—
Кварц-карбонатная жила	0,494	1,0	0,154	1,0
Кварцевые прожилки	0,385	2,1	0,577	1,02
Кварцевая жила	0,288	2,8	0,487	4,4

и гидроокислов железа, церуссита, смитсонита, малахита и др., а также по наличию гипергенных преобразований в самородном золоте. Характер зависимости золото-серебряного отношения от среднего содержания золота в зоне гипергенеза не отличается от такового в гипогенных образованиях (табл. 4).

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы.

1. На изученном месторождении наблюдаются рудные тела со средним золото-серебряным отношением 0,5—0,3, не отмечавшимся до настоящего времени на месторождениях золото-кварцевой формации. Среднее значение золото-серебряного отношения для всего месторождения также несколько ниже (0,7), чем типичное для этой формации (1). Месторождение по типу следует считать более соответствующим золото-серебряной формации, чем золото-кварцевой.

2. Изменчивость значения золото-серебряного отношения, характеризующая гипогенную зональность, обусловлена закономерностями пространственного размещения минеральных ассоциаций на месторождении с многостадийным рудным процессом.

3. Золото-серебряное отношение является типоморфным признаком, характеризующим продуктивные минеральные ассоциации в многостадийном рудном процессе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берман Ю. С., Горелышев А. В.* Золото-серебряные соотношения на примере золото-серебряного месторождения Северо-Востока СССР.— Геохимия, 1974, № 11, с. 1613—1632.
2. *Воларович Г. П., Казаринов А. И.* Сравнительная характеристика близповерхностных месторождений золота Востока СССР, связанных с вулканогенными породами.— Тр. ЦНИГРИ, 1968, № 79, с. 15—28.
3. *Константинов М. М., Косовец Т. Н., Бобырева М. А.* О значении количественных связей золота и серебра (на примере золото-рудных месторождений Закавказья).— Тр. ЦНИГРИ, 1974, № 114, с. 90—100.
4. *Линдгрен В.* Минеральные месторождения. М., Изд. ОНТИ, 1935.
5. *Моисеенко В. Г.* Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 156—161.
6. *Сидоров А. А., Найбородин В. И.* О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 1, с. 188—191.

УДК 551.24+553.3(574.5)

М. Г. ХИСАМУТДИНОВ (ВСЕГЕИ)

Типы структурно-металлогенических зон Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклинальной системы

По мере изучения геологического строения таких внутриконтинентальных складчатых поясов, как Урало-Монгольский [16], все больше накапливается данных, свидетельствующих о влиянии срединных массивов на расположение и формирование входящих в него складчатых систем. К числу таких складчатых систем относится и Чингиз-Тарбагатайская, возникшая между двумя эпибайкальскими срединными массивами [3, 6], на месте которых позднее образовались герцинские геосинклинальные системы — Зайсанская и Джунгаро-Балхашская. Вместе с тем все более очевидной становится значительная роль внутригеосинклинальных жестких массивов меньшего размера как в их развитии и становлении самих складчатых систем, так и металлогении [24].

Погребенные жесткие массивы в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе (Абралинский, Баян-Аульский, Майкубенский и др.) были выделены в 1976 г. при комплексном формационном и металлогеническом анализе разностороннего материала. Основанием для их выделения послужили: 1) наличие слабодислоцированного чехла, 2) особенности магматизма и металлогении, 3) размещение внутри раннегеосинклинальных прогибов.

Чехол этих массивов, в отличие от синхронных отложений соседних геосинклинальных прогибов, имеет меньшую мощность, слабее дислоцирован и представлен преимущественно осадочными породами; вулканогенные образования отличаются повышенной щелочностью [1, 7]. Характерно широкое развитие умеренно-кислых гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой формаций [7, 9]. В массивах развиты преимущественно меднопорфировые и редкометальные месторождения, полиметаллические (секуще-прожилкового типа) рудопроявления, а в чехле железо-марганцевое оруденение. Жесткие массивы располагаются внутри складчатой системы и окаймлены со всех сторон раннегеосинклинальными структурами (рис. 1).

Наличие внутри эвгеосинклинальной системы со свойственными ей месторождениями колчеданного типа жестких массивов с другим типом рудопроявлений отличает металлогению Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, сложность которой, кроме того, заключается в проявлении здесь двух металлогенических эпох: первой — каледонской, характеризующейся полным циклом тектонического развития, и второй — герцинской, связанной с этапом тектоно-магматической активизации.

Чингиз-Тарбагатайская складчатая система является восточной ветвью гигантских дугообразных каледонских сооружений, опоясывающих Джунгаро-Балхашскую складчатую систему в Центральном Казахстане, сформировавшуюся, как полагают многие исследователи, на гетерогенном эпибайкальском основании.

История развития каледонских структур Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы задокументирована начиная с алданского века раннего кембрия [8], однако начало ее заложения, вероятно, относится к позднему докембрию. Кембрийские, а местами предположительно и вендские отложения, слагают ядра главных антиклинориев,

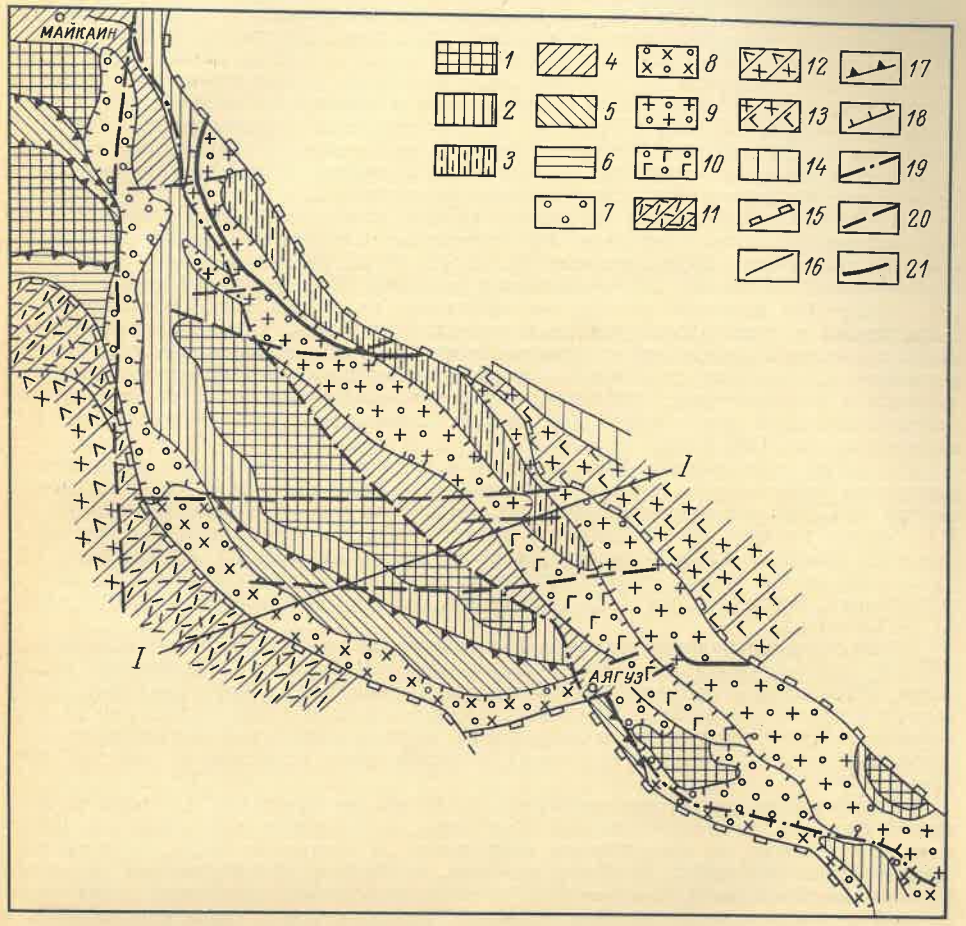


Рис. 1. Структурно-металлогеническое районирование Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы

1 — погребенные жесткие массивы с меднопорфировым, редкометальным и полиметаллическим рудопроявлениями; *2—5* — зоны эвгеосинклинальных прогибов: *2* — испытавших раннее поднятие с колчеданным оруденением вулканогенно-осадочного типа, *3* — устойчивого погружения с колчеданным цинковым оруденением осадочно-вулканогенного типа, *4* — заложенных на краю жестких массивов с колчеданным барит-полиметаллическим оруденением, *5* — наложенных на раннеинверсионные поднятия с колчеданным медно-цинковым оруденением; *6* — зоны вулканических прогибов инверсионной и орогенной стадий, заложенных на краю жестких массивов с оруденением меднопорфирового типа; *7* — зоны молассовых прогибов со стратиформной медной минерализацией; *8—10* — зоны интенсивного проявления герцинской тектонической активизации в синклинорных структурах, заложенных в позднеинверсионную подстадию с меднопорфировым (*8*), вольфрам-молибденовым (*9*) и свинцовым (*10*) оруденением; *11—14* — сопредельные с Чингиз-Тарбагатайской складчатой системой зоны герцинид: *11* — вулканических прогибов вторичных геосинклиналей со свинцовым, медным и железным оруденением различных типов, *12* — орогенных вулкано-плутонических комплексов с меднопорфировым оруденением, *13* — эвгеосинклинальных прогибов со слабодифференцированным базальтоидным вулканизмом и гранитоидным магматизмом с шеелитовым и медным оруденением, *14* — интрузий габбро-норит-долеритовой формации с медно-никелевым оруденением; *15—18* — границы: *15* — складчатых систем, *16* — раннегеосинклинальных прогибов с жесткими массивами, *17* — наложенных геосинклинальных прогибов с жесткими массивами и ранними инверсионными поднятиями, *18* — активизированных инверсионных прогибов; *19—21* — разломы: *19* — Центрально-Чингизский, *20* — Центрально-Казахстанский и скрытые субширотного простирания, *21* — дугообразные, контролировавшие размещение интрузий щелочно-гранитовой и гранносиенитовой формаций

вытянутых в виде двух, местами трех цепочек. Синклинории, располагающиеся между антиклинориями, сложены главным образом ордовикскими и силурийскими образованиями, перекрытыми местами девонскими, реже нижнекаменноугольными отложениями наложенных мульд и грабен-синклиналей.

В общем в геологическом строении Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы принимают участие вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные образования условно вендской, кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской и каменноугольной эпох. В сопредельных с Чингиз-Тарбагатайской системой участках герцинид наиболее ранние образования представлены девонскими геосинклинальными отложениями [6, 19], а самые молодые — верхнепермскими и триасовыми.

Интрузивные породы разного состава и формационной принадлежности распространены широко, но неравномерно. Интрузии ультраосновного и основного состава распространены преимущественно в антиклинорных зонах Западного Чингиза, возникших в результате ранней инверсии эвгеосинклинальных прогибов, развитых около жестких массивов. Интрузии умеренно-кислых гранитоидов, в меньшей степени гранитов среднекембрийского, ордовикского, силурийского и девонского возраста [7, 9, 12], находятся главным образом в пределах жестких массивов и антиклинорных структур, возникших на их окраине. Интрузии гранитов, менее кислых гранитоидов каменноугольного и пермского возраста, связанные с герцинским этапом активизации, развиты обычно в синклинорных зонах позднего формирования.

В Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе наибольший интерес представляют месторождения цветных металлов, принадлежащие следующим рудным формациям [14, 15]: колчеданной медно-цинковой [1, 16, 11, 18, 21, 26], колчеданной барит-полиметаллической [23, 22, 25, 27], колчеданной цинковой [22], меднопорфировой [13, 17, 18]. Привлекают внимание вольфрам-молибденовые рудопроявления, связанные с лейкократовыми и щелочными гранитами пермского возраста. Потенциальный интерес могут представить марганцево-железистые кварциты и осадочная марганцевая рудная формация; в комплексе с главными — формации: скарновая меднорудная, полиметаллическая в секущих зонах дробления, медная маложелезистая в связи с орогенными субвулканическими интрузиями [20], медная вкрапленная стратиформная [2, 21], медно-цеолитная [13] и др.

В основу комплексного формационного и металлогенического анализа положены результаты геолого-формационных исследований, проведенных в 1971—1976 гг. сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством Н. П. Михайлова и М. Г. Хисамутдинова [7, 19, 21]. Анализ показал, что стадийность развития каледонского цикла в целом соответствует известной схеме этапности развития подвижных зон Ю. А. Билибина [4]. Здесь выделяются четыре стадии: раннегеосинклинальная, инверсионная, орогенная и тафрогенная. Последняя, по Н. П. Михайлову, соответствует конечным этапам схемы Ю. А. Билибина.

Раннегеосинклинальная стадия подразделяется на две подстадии: 1) общего прогибания, характеризующаяся проявлением недифференцированного базальтового вулканизма, образованием рудопроявлений осадочно-вулканогенного происхождения, колчеданных и железо-марганцевых, связанных с кремнисто-терригенной формацией; 2) дифференцированного прогибания, отличающаяся образованием колчеданных барит-полиметаллических месторождений, связанных со становлением кератофир-андезитовой формации.

Инверсионная стадия подразделяется также на две подстадии: 1) дифференцированной инверсии, с которой связаны полигенные колчеданные медно-цинковые месторождения в связи со становлением непрерывно- и контрастно-дифференцированных базальтоидных формаций; 2) общей инверсии, в которую сформировались меднопорфировые месторождения, приуроченные к нижнеордовикским интрузиям диорит-тоналитовой и диорит-гранодиоритовой формации. Вместе с тем в конце инверсионной и начале орогенной стадии намечается особый, переходный от инверсионной к орогенной стадии период накопления морских молассовых и вулканогенно-молассовых отложений. К этому периоду относится образование рудопроявлений меди и полиметаллов различных минеральных типов, из которых наибольший интерес представляют меднопорфировые, связанные с силурийской диорит-гранодиоритовой формацией, полиметаллические в секущих зонах дробления, приуроченные к различным силурийским интрузивным комплексам, и вкрапленные медные стратиформные в силурийских молассовых отложениях.

Орогенная стадия характеризуется формированием широкого спектра минеральных типов рудопроявлений меди, свинца и редких металлов, не имеющих, однако, практического значения.

Тафрогенная стадия на каледонском этапе не сопровождалась образованием существенных рудопроявлений. Между тафрогенной стадией и этапом герцинской активизации выделяется субплатформенный этап, характеризуемый накоплением маломощных карбонатных фаменских, турнейских и нижневизейских отложений, содержащих железо-марганцевые руды и прослои углей.

Герцинский этап тектоно-магматической активизации имеет три стадии развития и соответственно три этапа металлогении: 1) раннекаменноугольный, приведший к формированию кварцевожильных рудопроявлений, связанных с малыми интрузиями пестрого состава; 2) средне-позднекаменноугольный, характеризующийся образованием меднопорфировых рудопроявлений; 3) пермский, с которым связаны вольфрам-молибденовые рудопроявления различных генетических типов.

Отдельные части Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, развивавшейся в целом как эвгеосинклиналь, значительно различаются по геологическому строению, истории развития и металлогении. Сопоставление формационных колонок одной и той же структурно-формационной зоны по разным профилям показывает (рис. 2), что между ними имеются некоторые различия, выраженные, например, в выпадении отдельных формаций, что обусловлено блоковым строением как складчатой системы в целом, так и ее структурно-формационных зон, в наличии среди них блоков, разделенных поперечными разломами, нередко скрытыми, развивавшимися в известной мере автономно. Именно поэтому в некоторых структурно-формационных зонах (в единичных случаях) отмечаются две-три металлогенические зоны, расположенные на простирании друг друга.

Общая закономерность, устанавливаемая при сопоставлении формационных колонок разных структурно-формационных зон по профилям — четкое разделение всех зон на две группы: западночингизские и восточночингизские, граница между которыми в настоящее время проходит по Центрально-Чингизскому разлому.

Западночингизские зоны вследствие ранней инверсии, сопровождавшейся внедрением основных и ультраосновных интрузий, в течение всего среднего и позднего кембрия, а также раннего ордовика являлись областью поднятия и сноса. Осадконакопление и вулканическая деятельность возобновились здесь лишь со среднего ордовика. В металлогеническом отношении они представляют собой пояс развития существенно медных руд.

Восточночингизские зоны и в среднем кембрии оставались областью погружения, хотя отдельные перерывы в осадконакоплении имели место; накопление отложений продолжалось также в позднем кембрии и раннем ордовике; ультраосновные интрузии имели незначительное развитие. В этих зонах распространены главным образом вольфрам-молибденовые и свинцово-цинковые рудопроявления.

Комплексный формационный и металлогенический анализы позволили выявить общие закономерности развития главных структур Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы и их металлогении. Закономерности в металлогении были установлены благодаря изучению пространственных и временных связей при формировании геологических и рудных формаций.

Эндогенные рудопроявления различных рудных формаций и минеральных типов на территории Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы размещены крайне неравномерно, но подчинены зональности, которая обусловлена расположением месторождений по принадлежности к данной рудной формации, редко к комплексу рудных формаций, находящихся в тесной пространственной и генетической связи. Например, колчеданоносные металлогенические зоны обычно характеризуются одним определенным типом колчеданных месторождений, свойственным данной зоне и тесно ассоциирующим с одной геосинклинальной вулканогенной формацией. С некоторыми геологическими формациями связано образование комплекса рудных формаций или минеральных типов. Так, в Абралинской металлогенической зоне с интрузией диорит-гранодиоритовой формации связаны рудопроявления, принадлежащие нескольким рудным формациям: меднопорфировой, полиметаллической в секущих зонах дробления и скарново-медной, но ведущей является одна — меднопорфировая.

Изредка рудопроявления одного минерального типа встречаются в нескольких структурно-металлогенических зонах, в этом случае они имеют сходные черты геологического развития. Более сложной металлогенией и присутствием иногда нескольких ведущих рудных формаций отличаются структурно-формационные зоны, испытавшие герцинскую активизацию. Размещение полезных ископаемых в пределах отдельной структурно-металлогенической зоны обычно обусловлено внутренним строением самой рудоносной геологической формации.

Этапность в металлогенических эпохах, как отмечалось выше, определяется стадийностью развития складчатой системы, причем этапы близки к стадиям или подстадиям развития. Металлогенические зоны в зависимости от ведущей рудоносной формации соответствуют структурно-формационной зоне или подзоне, а иногда и отдельным блокам; последние случаи имеют место чаще всего в металлогенических зонах, сформировавшихся на этапе активизации.

Следовательно, металлогеническая зона — это структурный элемент, развивавшийся длительное время по единому плану и характеризующийся рудными месторождениями одного или нескольких типов, формирование которых связано с образованием профилирующих данную структуру геологических формаций.

При сопоставлении металлогенической карты приходится иметь дело не только с металлогеническими зонами, но и с подразделениями более низкого ранга или менее определенного значения, такими, как рудоносная зона, рудоносный блок и др.

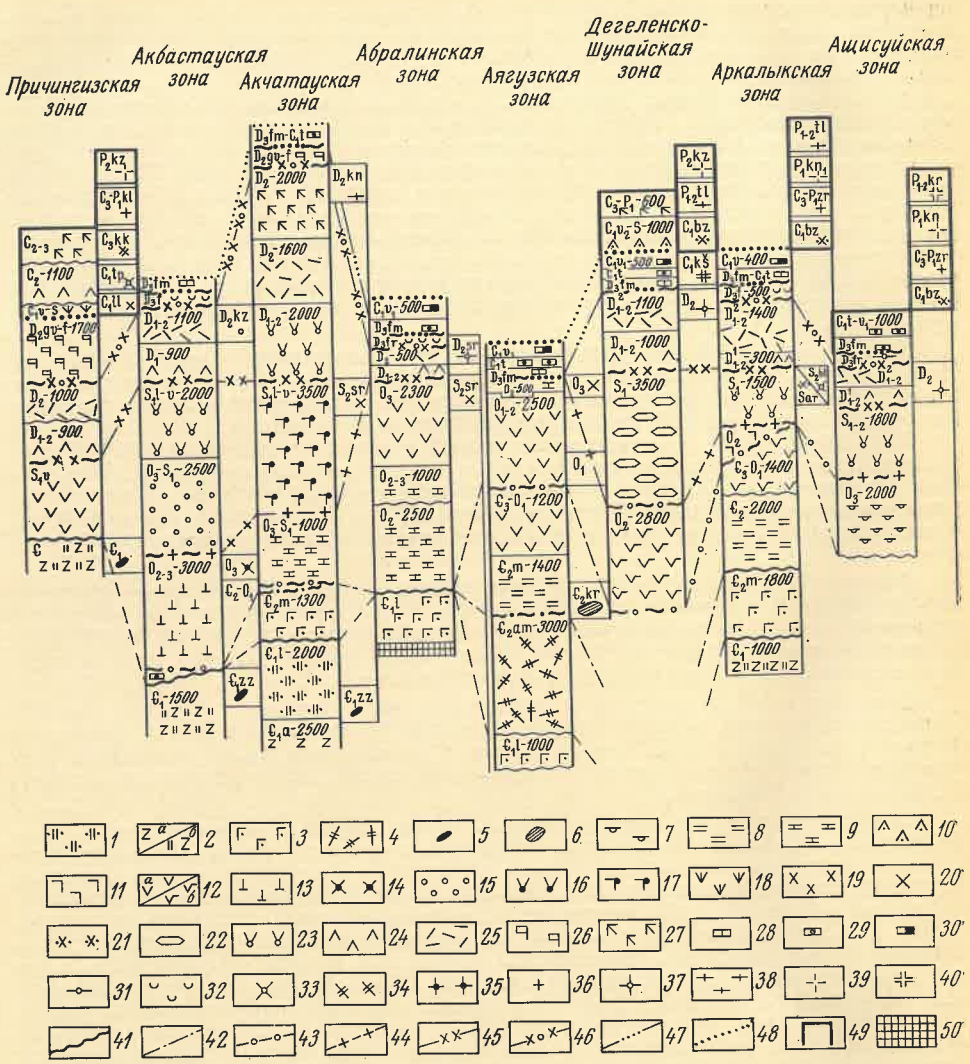


Рис. 2. Формационные колонки Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы по профилю I—I

Формации геосинклинальной стадии: *1* — кремнисто-терригенная, *2а* — спилит-диабазовая, *2б* — яшмовая спилит-диабазовая, *3* — андезит-базальтовая кремнисто-терригенная, *4* — кератофир-андезитовая, *5* — габбро-перидотитовая, *6* — габбро-плагиогранитовая; инверсионной стадии: *7* — конгломерато-песчаниковая, *8* — флишоидная, *9* — флишоидная известковисто-терригенная, *10* — андезит-дацит-липаритовая терригенная, *11* — базальт-андезитовая, *12а* — андезитовая островная, *12б* — дацит-андезитовая островная, *13* — андезито-базальт-дацитовая непрерывно дифференцированная, *14* — диорит-тоналитовая; позднеинверсионной подстадии: *15* — молассовая нижняя, *16* — андезитовая молассовая нижняя, *17* — молассовая базальт-андезитовая, *18* — молассовая андезит-дацит-липаритовая, *19* — габбро-диорит-гранодиоритовая, *20* — диорит-гранодиоритовая, *21* — малых интрузий пестрого состава; орогенной стадии: *22* — молассовая верхняя, *23* — молассовая верхняя андезитовая, *24* — базальт-дацит-андезитовая наземная, *25* — дацит-липаритовая и липаритовая, трахидацит-трахилипаритовая; тафрогенной стадии: *26* — базальтовая известняково-терригенная, *27* — липарит-андезито-базальтовая; субплатформенного этапа: *28* — карбонатная, *29* — карбонатно-терригенная, *30* — угленосная параллическая, *31* — кварцево-песчаниковая, *32* — красноцветная песчаниковая; интрузивные формации орогенной стадии и этапа активизации: *33* — тоналит-гранодиоритовая, *34* — гранодиорит-кварцево-монцонитовая, *35* — гранодиорит-гранитовая, *36* — адамеллит-гранитовая, *37* — гранит-лейкогранитовая, *38* — гранит-граносиенитовая, *39* — аляскит-лейкогранитовая, *40* — щелочных гранитов; границы: *41* — между подстадиями направленного и дифференцированного прогибания, *42* — геосинклинальной и инверсионной стадиями, *43* — ранне- и позднеинверсионной подстадиями, *44* — подстадиями позднеинверсионной и формирования молассоидных прогибов, *45* — молассоидными отложениями и орогенными вулканогенными формациями, *46* — орогенной и тафрогенной стадиями, *47* — тафрогенной стадией и субплатформенным этапом, *48* — этапами субплатформенным и тектоно-магматической активизации; *49* — формации этапа активизации; *50* — метаморфический комплекс фундамента

Рудоносный блок — это отдельный участок металлогенической зоны, отличающийся степенью рудоносности, распространенностью рудоносной формации, соотношениями полезных компонентов.

Структурно-металлогеническое районирование Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы выполнено на основе комплексного формационного и металлогенического анализа, проведенного с учетом данных дополнительных исследований, в том числе геофизических, геохимических, по геологическому строению рудных месторождений различных районов региона, их типизации, связям рудопроявлений с геологическими формациями, характеру размещения их в различных структурах и др. Выделенные таким образом структурно-металлогенические зоны были сгруппированы в восемь типов (см. рис. 1 и таблицу), объединенных сходством структур и металлогении. При этом установлено, что к структурам, сформировавшимся на ранних стадиях развития, как правило, приурочены рудопроявления, образовавшиеся в ранние металлогенические этапы, а к структурам позднего заложения — рудопроявления поздних этапов. Поэтому рассмотрение типов структурно-металлогенических зон каледонид производится в исторической последовательности возникновения и становления структур, выделяемых по характеру металлогении.

1. Погребенные жесткие массивы охватывают участки широких синклинориев в Западном Чингизе, а также горст-антиклинориев меньшего размера с внутренними синклиналями в Восточном Чингизе. В этих структурно-металлогенических зонах распространены меднопорфировые месторождения (Бала-Урпек), барит-полиметаллические рудопроявления, связанные с умеренно-кислыми гранитоидами; менее характерны скарновые вольфрам-молибденовые рудопроявления, приуроченные к гранитам орогенной стадии каледонского этапа; осадочные рудопроявления марганца в субплатформенных отложениях (Муржик). Этап тектоно-магматической активизации характеризуется вольфрам-молибденовыми рудопроявлениями кварцево-грейзенового типа в гранитах. Докембрийские метаморфические породы основания, не перекрытые чехлом каледонских отложений, отмечены лишь в небольшой горстовой структуре, расположенной северо-восточнее массива гранитов Эдрей.

2. Зоны эвгеосинклинальных прогибов, испытавших раннее поднятие (Западный Чингиз), включают структуры Акчатауского и Муржикского антиклинориев, окаймляющих Абралинский жесткий массив. Ядра этих антиклинориев, образовавшихся в результате ранней инверсии эвгеосинклинальных прогибов, сложены нижнекембрийскими и частично, возможно, вендскими отложениями, прорванными ультраосновными и основными интрузиями. В пределах этих зон развиты рудопроявления колчеданные с медью и цинком, а также с железо-марганцевой минерализацией в осадочно-вулканогенных толщах и в отложениях раннегеосинклинальной кремнисто-терригенной формации (рудопроявления Акчатау, Коссурак, Жамангут).

3. Зоны эвгеосинклинальных прогибов устойчивого развития с колчеданным цинковым оруденением (Восточный Чингиз). Ядра антиклинориев этой части складчатой системы, сформировавшиеся на месте эвгеосинклинальных прогибов устойчивого погружения в течение почти всего кембрия, сложены образованиями яшмовой, спилит-диабазовой и флишоидной формаций. Оси антиклинальных структур ориентированы здесь, в отличие от антиклинориев Западного Чингиза, строго в север-северо-западном направлении. Колчеданное цинковое оруденение, определяющее металлогенический профиль зоны, находится в углеродисто-кремнисто-вулканомиктовых фациях кембрийских отложений (рудопроявление Коскудук), стратиграфическое положение которых пока точно не установлено. В метаморфизованных породах раннегеосинклинальной кремнисто-терригенной формации отмечаются рудопроявления типа железисто-марганцевых кварцитов (Тайлан, Утеген-Сор).

4. Зоны эвгеосинклинальных прогибов, заложенных и развившихся на краю жестких массивов в раннем — среднем кембрии. Месторождения зон колчеданно-барит-полиметаллического типа, как и рудовмещающая геосинклинальная кератофир-андезитовая формация, характеризуются неустойчивыми признаками и занимают по целому ряду особенностей промежуточное положение между полиметаллическими месторождениями рудноалтайского типа, связанными со становлением кварц-кератофировой формации [6], и типичными колчеданными месторождениями уральского типа, обусловленными дифференцированными базальтоидными формациями. В одних случаях по составу руд и геологическому строению они стоят ближе к колчеданному типу, в других — к колчеданно-полиметаллическому, имея, однако, и свои особенности.

Состав пород рудовмещающей формации преимущественно средний и кислый: дацит-андезиты, дациты, липарит-дациты натрового ряда; иногда в значительном количестве присутствуют покровы и субвулканические тела андезит-базальтов и андезитов.

В отличие от кварц-кератофировой формации Рудного Алтая, кератофир-андезитовая формация здесь [22] сформировалась не на метаморфическом фундаменте, а на основании, сложенном породами раннегеосинклинальных яшмо-спилит-диабазовой или кремнисто-терригенной формаций раннего кембрия. Формирование руд произошло в два разделенных перерывом рудных этапа: колчеданный и полиметаллический [27].

Типы структурно-металлогенических зон каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы

Тип структурно-металлогенической зоны	Главные морфоструктуры	Время возникновения и перестроек	Общая характеристика геологических образований	Рудные формации и минеральные типы	Примеры зон
Погребенные жесткие массивы	Синклинории, окаймленные узкими антиклинориями. Горст-антиклинории с внутренними синклиналями	Ранний кембрий, усиление формирования чехла в среднем ордовике	Сокращенная мощность раннегеосинклинальных отложений. Повышенная щелочность вулканогенных образований. Широкое развитие гранитоидных интрузий	Меднопорфировая. Барит-полиметаллическая в секущих зонах. Скарновая вольфрам-молибденовая	Арбалинская, Баян-Аульская, Катайская, Майкубенская, Карагобинская
Зоны эвгеосинклинальных прогибов, испытавших раннее поднятие	Антиклинории, окаймляющие жесткие массивы	Ранний кембрий-венд, инверсия в среднем кембрии	Толща геосинклинальных существенно вулканогенных формаций. Развиты ультраосновные и основные интрузии	Колчеданная с медью и цинком	Акчатауская, Мургжикская
Зоны эвгеосинклинальных прогибов устойчивого развития	Антиклинории нормальной инверсии	Ранний кембрий, инверсия в позднем кембрии и позднем ордовике	Геосинклинальные осадочные и вулканогенные формации	Колчеданная цинковая	Коскудукская (Аркалыкская)
Зоны эвгеосинклинальных прогибов, заложенных на краю жестких массивов	Антиклинории вдоль глубинных разломов на краю жестких массивов	Ранний — средний кембрий, инверсия в позднем кембрии и позднем ордовике	Широкое развитие среднекембрийских кислых и среднекислых вулканитов	Колчеданная барит-полиметаллическая	Майкаинская, Аягузская
Зоны эвгеосинклинальных прогибов, заложенных на раннеинверсионные поднятия	Вулканогенные антиклинали	Средний и поздний ордовик	Вулканогенные и осадочные отложения	Колчеданная медно-цинковая	Акбастауская, Александровская
Зоны вулканических прогибов инверсионной и орогенной стадий, развитых на жестких массивах (близок к первому типу)	Горст-антиклинали, сложенные вулканитами инверсионной стадии в широтной зоне разломов	Поздний ордовик, девон	Толщи ордовикской андезит-базальт-кремнисто-терригенной формации, прорванные гранитоидами. Развиты орогенные девонские вулканиты	Меднопорфировая в связи с гранитоидными и субвулканическими интрузиями	Спасская
Зоны молассовых прогибов со стратиформной медной минерализацией	Грабен-синклинали	Силур	Молассовые и вулканогенно-молассовые отложения	Вкрапленная медная минерализация	Сулысорская, Центрально-Тарбагатайская
Зоны интенсивного проявления герцинской тектоно-магматической активизации в синклинорных структурах, заложенных в позднеинверсионную подстадию	Участки проявления интрузий этапа тектоно-магматической активизации	Раннекаменноугольное, средне-позднекаменноугольное и пермское время	Интрузивные массивы гранитоидных и гранитных пород и линейно вытянутые малые интрузии пестрого состава	Вольфрам-молибденовые проявления Меднопорфировая Рудная кварцево-жильная	Дегеленская, Ащисуйско-Сарсазанская Причингизская Айгыржальская

5. Зоны эвгеосинклинальных прогибов, наложенных на раннеинверсионные поднятия, с колчеданными медно-цинковыми, реже с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Характерны вулканогенные антиклинали, образовавшиеся унаследованно по вулкано-тектоническим структурам, перекрытым иногда отложениями силурийской морской молассы. Формирование месторождений связано со становлением средне-позднеордовикских вулканогенных формаций двух типов: непрерывно-дифференцированной андезит-базальт-дацитовой и контрастно-дифференцированной трахидацит-базальтовой. Месторождения пространственно тяготеют к палеовулканическим постройкам центрального типа. Типично медно-цинковым составом руд характеризуются месторождения, связанные с формированием непрерывно-дифференцированной формации.

6. Зоны вулканических прогибов инверсионной и орогенной стадий, наложенные на жесткие массивы, с месторождениями меднопорфировой формации. Характерным представителем этого типа является Спасская зона, где расположены месторождения, связанные с интрузиями позднеордовикской диорит-тоналитовой формации (месторождение Коктасджал) и с субвулканическими порфировыми интрузиями девонского возраста (рудопроявление Коктасджартас).

7. Зоны молассовых прогибов со стратиформной медной минерализацией, приуроченной к благоприятным горизонтам и фациям силурийских молассовых и вулканогенно-молассовых отложений, часто к участкам смены вверх по разрезу красноцветных песчаников сероцветными. Этот тип структур представлен Сулысорским грабеном и Центрально-Тарбагатайским прогибом, развитыми вдоль крупных разломов. Резко секущим расположением по отношению к раннекаледонским структурам выделяется Сулысорская грабен-синклиналь, приуроченная к зоне Центрально-Казахстанского разлома и выполненная силурийскими молассовыми отложениями. Простираясь в меридиональном направлении, она отделяет субширотные структуры северо-западной части региона от собственно чингизских, имеющих северо-западное простирание.

8. Особую группу составляют металлогенические зоны интенсивного проявления герцинской тектоно-магматической эпохи. Структурно зоны распространения этих рудопроявлений представлены протяженными, относительно узкими синклинориями, формирование которых началось в инверсионную стадию, преимущественно позднеинверсионную подстадию, продолжалось в последующие стадии каледонского цикла и завершилось на этапе герцинской активизации. В этих зонах представлена и каледонская металлогеническая эпоха, причем довольно многочисленными минеральными типами, однако они не определяют их металлогенический облик. Главную роль здесь играют рудопроявления герцинской эпохи, связанные с активизационными процессами. В Восточном Чингизе они представлены рудопроявлениями редких металлов, отчасти свинца, а в Западном Чингизе — преимущественно меди.

К рассматриваемой группе принадлежат следующие металлогенические зоны.

Причингизская зона широкого проявления орогенного вулканизма каледонского этапа и умеренно-кислых гранитоидов этапа герцинской активизации. Важнейшими рудными формациями здесь являются: 1) меднопорфировая, связанная с интрузиями среднекаменноугольной тоналит-гранодиоритовой формации этапа активизации, и ассоциирующая с ней скарново-медная; 2) маложелезистая борнит-халькопиритовая, приуроченная к субвулканическим интрузиям.

Дегеленская зона широкого развития пермских гранитных интрузий аляскит-лейкогранитовой и гранит-граносиенитовой формаций, с которыми связано образование рудопроявлений вольфрама, молибдена и других металлов разных генетических типов. Контроль размещения массивов гранит-граносиенитовой формации (так же как и щелочно-гранитовой формации в другой зоне) осуществляется дугообразными разломами (см. рис. 1), пересекающими все каледонские и герцин-

ские структуры и образования. Это подтверждает представление о молодом (позднепермском) возрасте этих интрузий. К каледонской металлогенической эпохе в этой зоне принадлежат единичные медные и свинцовые рудопроявления вторично-кварцитового типа, связанные со становлением кислых и среднекислых вулканогенных формаций.

Айгыржальская зона с широким развитием малых интрузий пестрого состава раннекаменноугольного возраста, с которыми пространственно ассоциируют рудопроявления кварцево-жильного типа. С кислыми порфировыми интрузиями предположительно девонского возраста связаны рудопроявления свинца вкрапленного типа.

Ащисуйско-Сарсазанская зона широкого развития пермских гранитных интрузий аляскит-лейкогранитовой и щелочно-гранитовой формаций, с которыми связаны вольфрам-молибденовые и другие рудопроявления. Многочисленные, но незначительные кварцево-жильные рудопроявления ассоциируют с различными интрузивными формациями:

1) раннекаменноугольными малыми интрузиями пестрого состава,
2) девонскими гранит-лейкогранитовыми интрузиями,
3) девонскими вулканогенными образованиями,
4) силурийскими малыми интрузиями.

Сопредельные с Чингиз-Тарбагатаем участки герцинид Зайсанской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем резко различаются по своим металлогеническим особенностям. В юго-западной окраине Зайсанской системы выделяются зоны распространения шеелитовых и медно-никелевых месторождений, где оруденение связано с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации инверсионной стадии герцинид. Юго-восточнее, в пределах Саурского хребта, к ним приурочены также рудопроявления медно-порфирового типа. Медно-никелевое оруденение связано с интрузиями габбро-норит-долеритовой формации тафрогенной стадии. Широко распространены здесь интрузивные массивы лейкогранит-аляскитовой и гранит-граносиенитовой формаций, которые в отличие от каледонских зон не содержат заслуживающей внимания редкометальной минерализации.

В сопредельных структурно-металлогенических зонах Джунгаро-Балхашской системы профилирующими являются полиметаллические, медные и железорудные рудопроявления в отложениях вторичных геосинклинальных прогибов, а также меднопорфировые, скарново-медные и скарново-железорудные, связанные с орогенными гранитоидными интрузиями. Здесь можно выделить Каиндинскую зону распространения важнейших геологических и рудных формаций (см. рис. 1). Это зона развития живетско-фаменских отложений трахилипарит-дацитовой и туфогенно-известняково-терригенной, а также фаменско-турнейской кремнисто-известково-терригенной формаций. К первым приурочены полиметаллические, барит-полиметаллические и маложелезистые медные рудопроявления, а ко вторым — стратиформные рудопроявления полиметаллических руд, скарнированных железных руд и скарновые медные рудопроявления.

В Каиндинской зоне намечается подзона широкого развития позднепалеозойских вулканогенных формаций и гранитоидных интрузий среднекаменноугольного и средне-позднекаменноугольного возраста, с которыми связаны меднопорфировые проявления. В покровах верхнепермских андезит-базальтовых излияний отмечаются проявления оруденения медно-цеолитового типа (район Айского месторождения).

В заключение можно отметить, что Чингиз-Тарбагатайский регион, являющийся одной из складчатых систем внутриконтинентального Урало-Монгольского складчатого пояса и развивающийся в целом в эвгеосинклинальном режиме, отличается разнообразием рудных месторождений — разного типа колчеданных, меднопорфировых, редкометальных и др. Эта особенность металлогении объясняется в значительной степени такими причинами, как изначальная гетерогенность ее геосинклинальной системы, обусловленная наличием остаточных внутригеосинклинальных жестких массивов, и наложением на завершенный каледонский этап развития герцинской тектоно-магматической активизации.

В пределах Урало-Монгольского пояса сходными с Чингиз-Тарбагатайской складчатой системой чертами геологического строения и металлогении обладает также ряд других регионов (восточная часть Горного Алтая, Западный Саян, Тува и др.), поэтому выводы, сделанные на материале рассмотренного региона, могут представлять интерес и для других частей этого большого складчатого пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арустамов А. А., Фишман И. Л.* Структурно-формационные зоны и колчеданные рудные районы Чингиза. — В кн.: Геологические закономерности размещения и условия локализации месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1974, с. 63—74.
2. *Белов В. А., Дьяк В. Н., Кораблев Б. К.* Основные типы медного и медно-полиметаллического оруденения в Тарбагатае. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1968, № 4, с. 24—39.

3. *Беспалов В. Ф.* Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, Наука, 1971.
4. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
5. *Геология* Чингизской геоантиклинальной зоны/Р. А. Борукаев, Н. К. Ившин, Г. Ф. Ляпичев и др. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1962.
6. *Геологические* формации Зайсанской складчатой системы/М. Г. Хисамутдинов, Д. П. Авров, Е. Д. Василевская и др. М., Недра, 1972.
7. *Григайтис Р. К., Демидова Т. Я., Квятковский А. Р.* Вулканогенные формации Западного Чингиза. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. (Тезисы 2-го Казахстан. петрогр. совещ.). Алма-Ата, Наука, 1974, с. 195—196.
8. *Жаутиков Т. М.* Тектоническое развитие и районирование Чингизского мегантиклинория. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1968, № 6, с. 19—26.
9. *Интрузивные* комплексы северо-востока Центрального Казахстана/В. К. Монич, Г. Ф. Ляпичев, Н. В. Полянский, Н. А. Севрюгин. Алма-Ата, Наука, 1968, с. 144—151.
10. *Каипов А. Д., Каюпов А. К.* Ордовикский вулканизм и медно-колчеданное оруденение Акбастау-Космурунского рудного поля. Алма-Ата, Наука, 1971.
11. *Каипов А. Д., Таран А. Н.* Кембрийский вулканизм и медноколчеданное оруденение в Майкаинском рудном районе. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. (Тезисы 2-го Казахстан. петрогр. совещ.). Алма-Ата, Наука, 1974, с. 286—287.
12. *Карта* геологических формаций Восточного Казахстана м-ба 1 : 1 500 000. Ред. Л. И. Боровиков. Л., ВСЕГЕИ, 1967.
13. *Каюпов А. К., Колесников В. В.* Месторождения меднопорфировой формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1974, № 4, с. 1—10.
14. *Константинов Р. М.* Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966, с. 19—30.
15. *Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболинский А. А.* Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематика. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., Наука, 1972, с. 7—78.
16. *Муратов М. В.* Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизма. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10, с. 44—67.
17. *Перваго В. П.* Некоторые условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975.
18. *Полянский Н. В.* Некоторые закономерности размещения рудных полезных ископаемых в юго-западной части Чингизского мегантиклинория. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1969, № 1, с. 10—18.
19. *Тащинина М. В., Семенова-Тяншанская Е. Р., Шарпенок Л. Н.* История тектонического развития и вулканогенные формации зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. (Тезисы 2-го Казахстан. петр. совещ.). Алма-Ата, Наука, 1974, с. 133—140.
20. *Типы* медной минерализации и закономерности ее размещения в области сочленения палеозойских структур Чингиза и Прибалхашья/Е. Ф. Бурштейн, А. Б. Веймарн, И. А. Кошелева и др. — Вестн. МГУ, 1968, № 4, с. 29—43.
21. *Хисамутдинов М. Г., Беляев А. А.* Связь оруденения с магматическими формациями Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. (Тезисы 2-го Казахстан. петрогр. совещ.). Алма-Ата, Наука, 1974, с. 312—314.
22. *Хисамутдинов М. Г., Беляев А. А.* О связи колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений с геосинклинальными вулканогенными формациями. — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей (Тезисы докл. 8-го Всесоюз. металлоген. совещ.). Свердловск, 1976, с. 46—48.
23. *Щебуняев М. П., Фрадкина Н. М.* Дацит-андезит-базальтовая формация нижнего — среднего кембрия в размещении колчеданного оруденения Майкаинского района. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1972, № 4, с. 142—143.
24. *Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. М., Недра, 1971.
25. *Яковлев Л. И.* Рудные формации колчеданно-барит-полиметаллических месторождений северо-восточной части Центрального Казахстана. — Труды ЦНИГРИ, вып. 67, 1967, с. 142—157.
26. *Яренская М. А.* Минералогические и структурно-текстурные особенности колчеданных месторождений Чингиза. — Труды ИГН АН КазССР, т. 17, 1963, с. 111—130.
27. *Яренская М. А.* Минералогия колчеданно-барит-полиметаллических руд месторождений Майкаин и Сувенир. Информ. сб. научно-исслед. работ ИГН АН КазССР. Алма-Ата, Наука, 1974, с. 94—96.

УДК 556.314.6...027 : 551.243.8

В. Е. ВЕТШТЕЙН (ИГиФМ АН УССР),
В. К. ГАВРИШ (ИГН АН УССР),
Л. К. ГУЦАЛО (ИГиГГИ АН УССР)

Изотопный состав водорода и кислорода вод в зонах глубинных разломов

В формировании подземных вод земной коры принимают участие в основном воды океанического (морского), метеорного и «ювенильного» происхождения. Особый интерес представляет выяснение роли «ювенильных» вод, появление которых обычно связывают с магматическими процессами.

Существование притока «ювенильных» вод в земную кору не вызывает сомнений и признается многими исследователями. Однако нет единства взглядов на масштабы их миграции во времени и пространстве, а также на долю в общем балансе природных вод земной коры. Неясно, какие критерии следует использовать для диагностики «ювенильных» вод, каковы их отличительные особенности — в изотопном составе растворителя, минеральной или газовой фазе и пр. Все это объясняется гипотетичностью самого понятия «ювенильная» вода, недостаточной разработанностью проблемы в целом и ограниченными возможностями получения этих вод в чистом виде. Поэтому ранее существовала даже точка зрения, что вообще нет показателя для надежной диагностики «ювенильных» вод [13].

Под «ювенильными» обычно понимают [4, 29 и др.] подземные воды, которые образуются из паров и диссоциированных атомов H и O, выделяющихся из магмы, и ранее не участвовали во внешних круговоротах вод. Некоторые исследователи [4, 11 и др.] к «ювенильным» относят воды, образовавшиеся из водорода, выделившегося из магмы, и кислорода атмосферного происхождения, а также кристаллизационную и конституционную воду, входящую в состав гидратных минералов, и др. По нашему мнению, термин «ювенильные» воды следует понимать в его первом определении. Часто «ювенильную» воду отождествляют с магматической, что в принципе неверно, так как последняя — это вода, выделяющаяся из магмы независимо от первоисточника (происхождения) [29]. Некоторая ее часть, по-видимому, является «ювенильной», но значительная часть могла быть связана с возвратом в магму океанических и метеорных вод при полном или частичном переплавлении осадочных и вулканических пород или вследствие адсорбции воды внедрившейся магмой.

По современным представлениям, одним из наиболее достоверных отличительных признаков «ювенильности» (в системе природных вод) является изотопный состав растворителя — молекулы воды. «Ювенильные», магматические, океанические (морские) и метеорные воды заметно отличаются друг от друга по содержанию стабильных изотопов водорода (D/H) и (или) кислорода ($^{18}O/^{16}O$). На основании изучения вариаций D/H в ряде разновозрастных минералов, происходящих из нижних горизонтов земной коры или мантии и отобранных в различных районах мира, установлен возможный изотопный состав «ювенильной» воды, отвечающий значениям $\delta D = -48 \pm 20‰$ относительно SMOW [24]. Исследования изотопного состава водорода пород, газов и конденсатов из вулканических областей [14, 20] подтверждают принятые значения изотопных отношений для «ювенильных» вод (δD от -48 до $-60‰$).

Интересно отметить, что изотопный состав «ювенильных» и магматических вод близок между собой. Изотопный состав последних, рассчитанный из условий равновесия с «нормальными» изверженными породами при $T \geqslant 700°$ C, отвечает следующим наиболее достоверным значениям: δD от -50 до $-80‰$, $\delta^{18}O$ от $+6$ до $9‰$ [18, 21, 22, 23, 25, 26]. Есть основания предполагать [16], что изотопный состав кислорода «ювенильных» вод также близок к магматическим водам. Значения δD и $\delta^{18}O$ для средней океанической воды (SMOW) принимаются равными нулю; для метеорных вод они определяются климатическими и физико-географическими факторами [15] и для средних широт варьируют соответственно в пределах от -60 до $-80‰$ и от -8 до $-11‰$ относительно SMOW.

Основными путями миграции «ювенильных» и магматических вод являются глубинные разломы — глубоко заложенные и длительно развивающиеся зоны интенсивного тектонического перемещения и дробления горных масс. К ним обычно приурочены многочисленные интрузивные и эффузивные магматические проявления, свидетельствующие о том, что разломы играли роль магмоподводящих каналов, служили проводниками эманаций магмы и различных флюидов.

В последние годы началось систематическое изучение современными прецизионными методами изотопного состава вод различного типа (атмосферных осадков, поверхностных, подземных, термальных, фумарольных и др.) в сейсмически активных и спокойных областях. Однако до сих пор в отечественной литературе нет сообщений о находке «ювенильных» и магматических вод по данным изотопного состава водорода (D/H) и кислорода ($^{18}O/^{16}O$).

С целью обнаружения возможного поступления «ювенильных» и магматических вод по зонам разломов были отобраны (выборочно) для исследования изотопного состава поверхностные и подземные воды, приуроченные к зонам разновозрастных глубинных разломов в различных по геотектонической активности областях — на о-ве Сахалин, п-ове Камчатка, в Днепровско-Донецкой впадине *, Украинском щите и Белорусском массиве. С этой же целью детально проанализированы ранее полученные данные [7, 19] по изотопному составу термальных вод в районе активного современного вулканизма — Курило-Камчатской вулканической области.

Определения изотопного состава водорода и кислорода проводились на масс-спектрометрах МИ-1305, приспособленных для прецизионных измерений [1, 2]. Точность определений D/H и $^{18}O/^{16}O$ в среднем составляет соответственно ± 5 и $\pm 0{,}4‰$. Все данные приведены в промилле по отношению к международному стандарту — средней океанической воде (SMOW). Результаты анализов изотопного состава водорода и кислорода в изученных образцах вод представлены в таблице.

Определение генезиса природных вод по содержанию стабильных изотопов водорода и кислорода часто сводится к сопоставлению их изотопного состава с таковым современных океанических (морских), метеорных и «ювенильных» вод (обычно по одному из изотопов), т. е. к формальному применению принципа актуализма. Нередко условия формирования изотопного состава природных вод в конкретной геологической обстановке рассматриваются весьма схематично, что приводит к ошибочным выводам.

Отношения стабильных изотопов водорода (D/H) и кислорода ($^{18}O/^{16}O$), характерные для генетических разновидностей природных вод, могут сильно изменяться и перекрываться вследствие смешивания вод, испарения, конденсации, реакций изотопного обмена с породой и газовой фазой, мембранной фильтрации и т. д. (особенно в гидротермальных, метаморфических и других процессах). Так, воды любого генезиса могут приобрести значения $\delta^{18}O$, свойственные магматическим водам, если войдут в контакт с магматическими породами при температуре их кристаллизации, или в результате прогрева начнут обмениваться кислородом с вмещающими их силикатными или карбонатными породами. В таких условиях (при значительных объемах пород и незначительных объемах воды) вмещающая порода «должна служить резервуаром кислорода, контролирующим величину отношения $^{18}O/^{16}O$ в воде» [12, с. 120].

Метаморфические и осадочные породы (силикаты и карбонаты) обычно характеризуются бо́льшими, чем у магматических, значениями отношений $^{18}O/^{16}O$. Поэтому воды, контактирующие с метаморфическими породами, в целом обогащены ^{18}O ($\delta^{18}O$ от $+10$ до $+14‰$, иногда $+17 \div +24‰$) по сравнению с магматическими ($\delta^{18}O$ от $+6$ до $+9‰$) [12]. Однако отсутствие данных по изотопному составу кислорода минеральных ассоциаций и значениям температур не позволяет установить степень обмена ^{18}O между водой и породой, а следовательно, и выяснить причину тех или иных его содержаний в воде.

В связи с этим для надежной диагностики происхождения водных флюидов необходимо привлекать метод параллельного определения $^{18}O/^{16}O$ и D/H и анализа их соотношения в воде. Если в водах метеорного или морского генезиса при попадании в земную кору в результате прогрева и обменных реакций первоначальные величины отношений $^{18}O/^{16}O$ могут существенно изменяться, то значения D/H остаются почти неизменными **, поскольку содержание водорода в породах мало и основным его резервуаром является сама вода.

Следует иметь в виду, что процессы испарения, конденсации, смешивания вод и др. ведут к фракционированию не только стабильных изотопов кислорода, но и водорода. Однако и в таких случаях анализ соотношений $\delta D/\delta^{18}O$ позволяет получить достоверную информацию о происхождении вод.

Как показал Крейг [15], для вод, прошедших метеорный цикл (метеорного происхождения) и не подвергшихся испарению, характерно следующее прямолинейное соотношение D/H и $^{18}O/^{16}O$:

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10‰.$$

В зависимости от среднегодовой температуры, высоты местности и некоторых других факторов величина свободного члена в этом уравнении может несколько варьировать. В метеорных водах, подвергшихся испарению, изотопный состав также связан линейной зависимостью, но с другими соотношениями δD и $\delta^{18}O$. В приведенном уравнении величина коэффициента при $\delta^{18}O$ обычно уменьшается до 4—6, а величина свободного члена от -10 до $-15‰$. Воды морского генезиса, подвергшиеся

* Доно-Днепровский прогиб, по В. К. Гавришу [3].

** При отсутствии других (кроме обменных реакций) процессов фракционирования изотопов.

Содержание дейтерия и ^{18}O в природных водах из зон глубинных разломов

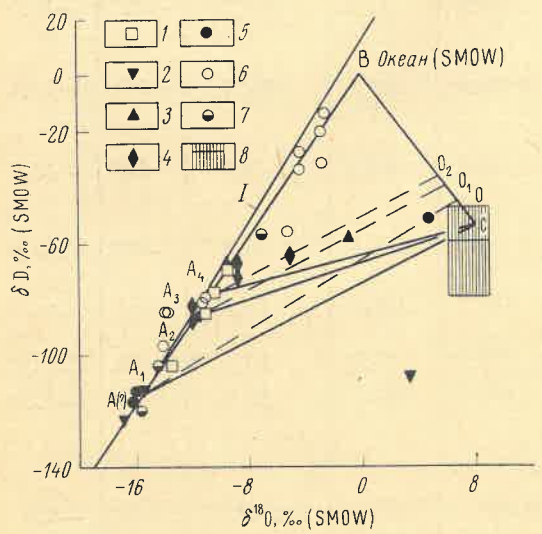
№ п/п	Место взятия пробы, месторождение, разведочная площадь	Дата отбора пробы	Возраст водовмещающих пород	№ скважины	Интервал опробования, м	Общая минерализация вод, мг/дм³	Содержание, мг/дм³						Изотопный состав, ‰SMOW	
							Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	δD	$\delta^{18}O$
1	Первый источник в зоне Туинского разлома (о. Сахалин)	13.IX.72	—	—	—	978,8	25,2	24,3	35,1*	35,5	—	664,8	—113	—16
2	Второй источник в зоне Туинского разлома (о. Сахалин)	13.IX.72	—	—	—	863,8	67,6	29,2	88,2	70,9	—	546,6	—117	—16,2
3	Синегорские источники (о. Сахалин)	10.IX.72	—	—	—	17 102,9	5 666,8	143,5	76,2	6 896,4	4117,5	25,1	—52	+4,9
4	Источник в зоне Паратунского разлома (п-ов Камчатка)	29.IX.72	—	—	—	1 897,5	330,4	12,2	260,5	354,7	24,4	904,5	—127	—16,9
5	с. Купа, скважина на берегу оз. Нарочь (Белорусский массив)	10.VII.71	—	—	—	5 428,4	1 660	41,8	292,6	2 689,4	247,1	497,1	—104	—14,4
6	с. Купа, источник на южном берегу оз. Нарочь (Белорусский массив)	10.VII.71	—	—	—	152,7	11,5	5,8	22,4	10,9	88,5	7,2	—120	—15,6
7	оз. Нарочь (Белорусский массив)	10.VI.71	—	—	—	172,1	12,4	6,3	24,0	8,2	103,7	16,8	—57	—7,0
8	с. Ладинка, скважина (Днепровско-Донецкая впадина)	25.VI.71	—	—	—	200,5	12,6	0,5	42,5	16,7	106,8	14,9	—97	—14
9	Там же, колодец	25.VI.71	—	—	—	404,4	12,5**	12,6	37,7	28,0	63,5	66,3***	—85	—13,7
10	Северная окраина с. Глузского (Украинский щит)	17.VII.71	—	—	—	511,9	93,0	8,5	42,5	21,9	307,5	10,0	—85	—13,8
	Днепровско-Донецкая впадина													
11	оз. Соленый Лиман, с. Булаховка	15.IV.71	—	—	—	99 469	36 879	22	—	32 393	7292	14 546****	—21	—2,8
12	Атмосферные осадки (среднегодовые пробы), с. Кобеляки, Полтавской обл.	1971	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—70	—9,4
13	Велико-Бубновское месторождение	—	P_2	17	201—208	1 030	—	—	—	—	—	—	—80	—11,1
14	Пролетарское месторождение	—	P_2	9	126—146	2 537	870	15	32	1 160	354	104	—82	—11,1
15	„ „	5.III.68	C_2b	8	1882—1885	146 273	45 960	1952	7 897	90 228	104	2	—28	—3,7
16	Решетняковское „	27.XII.66	C_1n	2	2688—2693	217 884	67 387	2180	13 740	134 236	55	Не опр.	—34	—4,3
17	Велико-Бубновское „	13.II.69	C_1v	6	3173—3176	265 200	85 752	2030	13 606	162 577	293	378	—14	—2,5
18	Петривцевская площадь	7.VII.70	D	5	2335—2370	250 062	89 950	517	6 814	151 056	116	1 522	—56	—5,2
19	Ново-Троицкое месторождение	12.I.68	D	9	3560—3600	249 658	64 246	2350	28 076	154 975	73	62	—32	—2,7
20	Борковская площадь	25.IX.68	D	3	2370—2385	278 000	92 539	981	13 864	169 925	85	487	—	—6,7

Примечание. Химический анализ проб № 1—11 выполнен Е. Ф. Милько.
* Железо общее 181 мг/дм³.
** Калий 73,2 мг/дм³.
*** Нитриты 110 мг/дм³.
**** Карбонаты 8191,5 мг/дм³.

испарению, обогащены дейтерием и ^{18}O * по сравнению с морскими и метеорными водами.

Установление происхождения природных вод по содержанию стабильных изотопов водорода и кислорода значительно усложняется в случае их сложного генезиса, когда они формировались в результате смешивания океанического (морского), метеорного или «ювенильного» растворителя. Смешивание вод различного генезиса — одна из характерных, наиболее часто проявляющихся особенностей формирования изотопного состава подземных вод. Это практически неизбежный процесс и при внедрении «ювенильных» вод в верхние горизонты земной коры.

Как видно из рисунка, если соединить прямыми фигуративные точки, характеризующие средний изотопный состав океанических (В), магматических (С) и локальных метеорных (А) вод в координатах δD—$\delta^{18}O$, то получим треугольник АВС. При отсутствии других процессов фракционирования изотопов отрезки АВ, АС и ВС будут отражать характер изменения (формирования) изотопного состава природных вод смешанного происхождения, т. е. могут служить «эталонами сравнения» для установления генезиса исследуемых вод [5]. Отрезок АВ будет характеризовать процесс



Соотношения δD и $\delta^{18}O$ в некоторых типах природных вод в сопоставлении с изотопным составом метеорных, океанических, «ювенильных» и магматических вод

1 — метеорные воды: А — о-ва Сахалин, A_1— п-ова Камчатка, A_2—о-ва Парамушир, A_3 — о-ва Кунашир, A_4 — Днепровско-Донецкой впадины; *2—4* — термальные воды: *2* — п-ова Камчатка, *3* — о-ва Парамушир, *4* — о-ва Кунашир; *5* — воды источников о-ва Сахалин; *6* — воды Днепровско-Донецкой впадины и Украинского щита; *7* — воды Белорусского массива; *8* — область значений δD (от —48 до —80‰) и $\delta^{18}O$ (от +6 до +9‰) для магматических и «ювенильных» вод [14, 16, 18, 20—26]; *I* — прямая Крейга [15] для метеорных вод

Линии гипотетического смешивания вод — метеорных и океанических: АВ — о-ва Сахалин, A_2B — о-ва Парамушир, A_3B — о-ва Кунашир, A_4B — Днепровско-Донецкой впадины; ВС — средней океанической и «ювенильных»; метеорных и «ювенильных»: АС — о-ва Сахалин, A_2C — о-ва Парамушир, A_3C — о-ва Кунашир; метеорных со смесью «ювенильных» и океанических: АО — о-ва Сахалин, A_2O_1 — о-ва Парамушир, A_3O_2 — о-ва Кунашир

изотопного смешивания средней океанической воды (SMOW) с метеорной (наиболее распространенный случай), ВС — смешивание SMOW с «ювенильными» водами, АС — смешивание метеорных и «ювенильных» вод.

В природе может происходить смешивание всех трех генетических типов природных вод, тогда изменение изотопного состава вод смеси будет иметь более сложный характер. Так, если «ювенильная» вода с изотопным составом С внедряется в осадочные породы с захороненными морскими водами изотопного состава В, то изотопный состав смеси приобретает любые промежуточные значения, например О, O_1, O_2,..., O_i, которые будут лежать на прямой СВ. Затем образовавшаяся смесь изотопного состава О, O_1, O_2,..., O_i, продвигаясь к земной поверхности, дополнительно смешивается в различных пропорциях с локальными метеорными водами изотопного состава А, A_1, A_2,..., A_i. Изотопный состав вод образующейся тройной смеси будет в принципе лежать на прямых ОА, O_1A_1, O_2A_2,..., O_2A, O_2A_1,..., OA_2, OA_1,..., O_iA_i.

Таким образом, анализ изотопного состава исследуемых вод на диаграмме-треугольнике АВС позволяет получить информацию о происхождении вод, формировании их изотопного состава, направлении и масштабах процессов фракционирования изотопов, участии растворителя того или иного генезиса в формировании вод смешанного происхождения.

* При значительном уменьшении объема вод в процессе испарения в остаточной рапе может наблюдаться снижение содержаний дейтерия и ^{18}O до концентраций, меньших, чем в морской воде, но с соотношением $\delta D/\delta^{18}O$ иным, чем в метеорной.

Формирование изотопного состава вод Земли представляет собой сложный процесс, протекающий в разнообразных природных условиях в геологических масштабах времени. Поэтому определение генезиса природных вод по содержанию стабильных изотопов водорода и кислорода в каждом конкретном случае требует совместного рассмотрения условий формирования их изотопного, солевого состава и процессов взаимодействия в системе вода — порода — газ.

Руководствуясь вышеизложенными соображениями, рассмотрим изотопный состав исследуемых вод.

Сопоставление полученных результатов (см. таблицу) с изотопным составом метеорных, океанических и «ювенильных» вод показывает (см. рисунок), что только воды каптированных холодных (T=8 — 12° С) углекислых мышьяковистых источников вблизи г. Синегорска на о-ве Сахалин имеют изотопный состав (δD=—52‰, $\delta^{18}O$=+4,9‰), близкий к «ювенильным» и магматическим водам. В то же время воды источников в зоне Туинского разлома имеют значения δD от —113 до —116‰ и $\delta^{18}O$ от —16,0 до —16,2‰, характерные для поверхностных вод и атмосферных осадков. Соотношения δD и $\delta^{18}O$ описываются приведенным уравнением, т. е. отвечают водам метеорного генезиса, не подвергавшимся испарению. Это позволяет считать, что воды источников из зоны Туинского разлома имеют атмосферное происхождение, а их изотопный состав соответствует метеорным водам исследуемого района.

Рассмотрим возможные пути формирования изотопного состава вод Синегорских углекислых мышьяковистых источников. Довольно значительные отклонения как по δD, так и по $\delta^{18}O$, свидетельствуют о том, что эти воды не являются метеорными, измененными в результате обменных реакций с породой или газовой фазой. Их изотопный состав мог сформироваться в результате проникновения в пласт метеорных вод с изотопным составом А и смешивания их с захороненными морскими водами изотопного состава В (см. рисунок). Тогда изотопный состав смешанных вод будет лежать на прямой АВ и иметь наблюдаемое значение δD=—52‰, но соответствующая ему величина $\delta^{18}O$ (—7,0‰) будет намного меньше замеренной (+4,9‰). Последующее же обогащение этих вод ^{18}O из вмещающих пород при низких температурах маловероятно.

Ранее [19] представлялось приемлемым предположение, что внедряющаяся по разлому в осадочный чехол «ювенильная» вода изотопного состава С вначале смешивается с захороненными метаморфизованными морскими водами (по прямой СВ). Затем образовавшаяся смесь «ювенильных» и морских вод (изотопного состава О) при движении к земной поверхности смешивается и с локальными метеорными водами (по прямой ОА). Таким образом, фигуративная точка изотопного состава вод Синегорских источников располагается на прямой ОА совместного изотопного смешивания «ювенильных», морских и метеорных вод и отражает процесс слабого изотопного разбавления «ювенильных» вод захороненными морскими и современными метеорными водами. Такая трактовка оказалась ошибочной. Как показали детальные исследования солевого, газового и изотопного состава вод Синегорских источников, а также процессов взаимодействия системы вода — порода — газ [6], они являются преимущественно захороненными морскими водами, обогатившимися ^{18}O и обедненными дейтерием за счет обменных процессов с силикатными породами при агрессивном воздействии на них CO_2.

Представляет интерес исследование изотопного состава вод в районах современной вулканической деятельности, где, естественно, следует ожидать притока «ювенильных» и магматических вод. Расположение на диаграмме-треугольнике данных изотопного состава термальных вод Курило-Камчатской вулканической области [19] показывает, что они близки к локальным метеорным водам и тяготеют к прямой Крейга [15]. Такой факт установлен ранее [16, 29] во многих геотермальных системах мира и отвечает современным представлениям о формировании терм областей современного вулканизма в основном за счет инфильтрации метеорных вод [16, 17, 27, 29].

На островах Парамушир, Кунашир и п-ове Камчатка встречены воды, изотопный состав которых существенно отличается от метеорных, океанических и «ювенильных» вод. Это прежде всего воды из котла на втором сольфатарном поле действующего вулкана Эбеко (δD=—58‰, $\delta^{18}O$=—0,8‰), представляющие по существу естественный водный раствор соляной кислоты [7, 10], а также Верхне-Менделеевских источников действующего вулкана Менделеева (δD=65‰, $\delta^{18}O$=—5,0‰). Так, для вод вулкана Эбеко значения δD на 27‰ и $\delta^{18}O$ на 10‰ превышают соответствующие величины для локальных метеорных вод, а для вод вулкана Менделеева — соответственно на 13 и 5‰. Несостоятельным является объяснение [19], что воды вулканов Эбеко и Менделеева представляют собой тройные смеси, т. е. результат смешивания «ювенильных», морских и метеорных вод.

Проведенные исследования показали, что изотопный состав кислых термальных вод вулкана Эбеко и Верхне-Менделеевских источников соответствует установленному по экспериментальным данным [16] изотопному равновесию системы пар — жидкость при определенной температуре (100° С для Эбеко и 94° С для Верхне-Менделеевских источников). Наблюдаемое обогащение вод дейтерием и ^{18}O обусловлено про-

цессом неравновесного испарения метеорной воды при указанных температурах, что на графике линейной зависимости δD и $\delta^{18}O$ проявляется в виде прямых с тангенсом угла наклона около 1/3. Аналогичная картина наблюдается для кислых геотермальных вод районов Лассен-Парк, Гейзеры, Йеллоустонский национальный парк в США, имеющих метеорное происхождение [16].

Своеобразный изотопный состав (δD=—108‰, $\delta^{18}O$=+3,4‰) имеет конденсат фумарольного газа из кратера вулкана Авача на Камчатке. Однако при высоком значении $\delta^{18}O$ он имеет величину δD, близкую метеорным водам, что свидетельствует, по-видимому, о метеорном происхождении исследуемых вод и об их обогащении $\delta^{18}O$ в результате обменных процессов.

Рассмотрение фигуративных точек изотопного состава вод из районов глубинных разломов Камчатки, Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины показывает (см. рисунок), что все они расположились вдоль прямых линий *I* и АВ *, т. е. являются водами метеорного, морского или смешанного (морского и метеорного) происхождения, которые не подвергались процессам испарения и практически лишены «ювенильной» составляющей. По изотопным данным, вода термального источника в зоне Паратунского разлома на Камчатке является метеорной. Ее соотношение δD/$\delta^{18}O$ лежит на линии регрессии *I* метеорных вод, не подвергавшихся испарению.

Можно было ожидать подтока «ювенильных» и магматических вод на Украинском щите, на южном борту и в центральной части Днепровско-Донецкой впадины в зонах глубинных разломов, которые, по гидрогеохимическим данным, служат иногда путями разгрузки вод. Однако их изотопный состав не свойствен «ювенильным» и магматическим водам. Так, даже в оз. Соленый Лиман у с. Булаховки на Орехово-Харьковском субмеридиональном разломе изотопный состав высокоминерализованных (99,4 г/дм³) вод близок к захороненным морским водам каменноугольных и девонских отложений (см. таблицу и рисунок). Это доказывает, что формирование рассолов оз. Соленый Лиман происходит за счет проникновения высокоминерализованных вод по разлому из каменноугольных или девонских отложений и их последующей метаморфизации.

Таким образом, докембрийские глубинные разломы Днепровско-Донецкой впадины не способствуют притоку «ювенильных» и магматических вод в осадочный чехол, а скорее всего служат каналами разгрузки вод осадочной толщи — морского и метеорного происхождения. На привнос «ювенильных» и магматических вод не влияют и продольные глубинные разломы девонского заложения. Об этом свидетельствует изотопный состав подземных вод девонских и нижнекаменноугольных отложений из скважин, пробуренных в зоне Барановичско-Астраханского разлома на Ново-Троицкой, Борковской и Велико-Бубновской площадях (см. таблицу). Не обнаружен «ювенильный» компонент в составе подземных вод каменноугольных и девонских отложений, вскрытых скважинами в зоне Припятско-Манычского разлома на Решетняковской и Пролетарской площадях, а также в зоне его пересечения с Болтышско-Обоянской глубинной структурой на Петривцевской площади.

В итоге ни в одном из проанализированных образцов подземных и поверхностных вод, отобранных в зонах глубинных разломов Днепровско-Донецкой впадины и вне их пределов, не обнаружен «ювенильный» компонент. Подземные воды палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины по изотопному составу представляют собой захороненные морские воды, несколько разбавленные в бассейне седиментации водами метеорного генезиса [9].

Не обладает признаками «ювенильной» (δD=—85‰, $\delta^{18}O$=—13,8‰) и вода из источников на северо-западной окраине с. Грузского в зоне Бугско-Мироновского разлома на Украинском щите [8].

Проведенные исследования показали, что как в тектонически активных, так и в спокойных областях глубинные разломы способствуют миграции (разгрузке) подземных вод морского и метеорного происхождения, но не являются проводниками «ювенильных» и магматических вод, во всяком случае таких их количеств, которые могут быть зафиксированы современными методами изотопного анализа. Это, видимо, объясняется незначительным притоком «ювенильных» и магматических вод в земную кору (3—5%) и высокой степенью их разбавления метеорными или морскими водами [28, 29].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ветштейн В. Е.* Изучение изотопного состава кислорода природных вод с помощью прецизионного масс-спектрального анализа. — Isotopenpraxis, 1968, 4, № 6. с. 227—230.
2. *Ветштейн В. Е., Мірошниченко А. Г., Артемчук В. Г.* Метод прецизійного експрес-аналізу ізотопного складу водню природних вод.— Доповіді АН УРСР, 1972, № 7, сер. Б, с. 632—634.

* Для разных районов положение прямой АВ несколько изменяется, так как изотопный состав метеорных вод (А) является величиной переменной, но конкретной для каждого района (A_1, A_2, A_3,..., A_i) [15].

3. *Гавриш В. К.* Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев, Наукова думка, 1969.
4. *Геологический словарь.* Т. II. М., Госгеолтехиздат, 1960.
5. *Гуцало Л. К.* О возможности использования соотношения δD—$\delta^{18}O$ для установления генезиса и условий формирования подземных рассолов с растворителем смешанного происхождения.— В кн.: Четвертый Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов, 26—29 сентября 1972 г. Тезисы докл., М., 1972, с. 149—150.
6. *Гуцало Л. К., Ветштейн В. Е.* Изотопный состав водорода и кислорода как показатель происхождения углекислых вод Синегорских источников Сахалина.— В кн.: Шестой Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов, 20—23 сентября 1976 г. Тезисы докл., ч. I. М., 1976, с. 128—130.
7. *Изотопный* состав H, O, C, Ar, He термальных вод и газов Курило-Камчатской вулканической области как показатель условий их формирования/Е. А. Басков, В. Е. Ветштейн, С. Н. Суриков и др.— Геохимия, 1973, № 2, с. 180—189.
8. *Каляев Г. И., Комаров А. М.* Складчатые структуры Кировоградского блока (центральной части Украинского щита).— Геологичный журн., т. 29, вып. 6, 1969, с. 32—39.
9. *К вопросу* происхождения подземных вод осадочной толщи Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции по данным изотопного состава кислорода и водорода/В. Е. Ветштейн, Л. К. Гуцало, Г. А. Малюк, А. Г. Мирошниченко.— Геохимия, 1973, № 3, с.327—338.
10. *Новые* данные о содержании кислорода-18 в некоторых вулканических, термальных и минеральных водах Курильских островов, Камчатки и Забайкалья/В. Е. Ветштейн, Е. А. Басков, Г. И. Климов и др.— Сов. геология, 1971, № 9, с. 98—108.
11. *Словарь* по гидрогеологии и инженерной геологии. М., Гостоптехиздат, 1961.
12. *Тейлор Г. П. мл.* Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., Мир, 1970, с. 100—128.
13. *Уайт Д. Е.* Термальные воды вулканического происхождения.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., Мир, 1965, с. 78—100.
14. *Arnason B., Sigurgeirson Th.* Deuterum content of water vapour and hydrogen in volcanic gas at Surtsey Iceland. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 8, p. 807—814.
15. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters. — Scince, 1961, v. 133, p. 1702.
16. *Craig H.* The isotopic chemistry of water and carbon in geothermal areas. — In: Proc. Conf. on Nuclear Geology on Geothermal Areas. Spoletto, 1963, p. 17—53.
17. *Craig H.* Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. — Science, 1966, v. 154, p. 1544—1548.
18. *Epstein Samuel, Taylor H. P. Jr.* Variation of O^{18}/O^{16} in minerals and rocks. — In: Researches in geochemistry, v. 2. New York, 1967, p. 29—62.
19. *Gutsalo L. K., Vetshtein V. E.* Isotopes of hydrogen and oxygen as criteria of the origin of natural waters. — In: Proceedings International symposium on water—rock interaction. Czechoslovakia, 1974. Praque, 1976, p. 323—330.
20. *Moore J. G.* Water content of basalt erupted on the ocean floor. — Contr. Mineralogy, Petrology, 1970, v. 28. p. 272—279.
21. *Rye R. O.* The carbon, hydrogen and oxygen isotopic composition of the hydrothermal fluids responsible for the lead—zinc deposits at Providencia, Zacatecas, Mexico. — Econ. Geol., 1966, v. 61, p. 1399—1427.
22. *Rye R. O., Sawkins F. J.* Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag—Pb—Zn—Cu deposit, central Andes, Peru — Econ. Geol., 1974, v. 69, p. 181—205.
23. *Rye R. O., Hall W. E., Ohmoto H.* Carbon, hydrogen, oxygen and sulphur isotope study of the Darwin lead—silver—zinc deposit, southern California — Econ. Geol., 1974, v. 69, p. 468—481.
24. *Sheppard Simon M. F., Epstein S.* D/H and $^{18}O/^{16}O$ ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. — Earth and Planet Sci. Letters, 1970. v. 9, N 3, p. 232—239.
25. *Sheppard Simon M. F., Nielsen R. L., Taylor H. P. Jr.* Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. — Econ. Geol., 1971, v. 66, N 4, p. 515—542.
26. *Sheppard Simon M. F., Taylor H. P. Jr.* Hydrogen and oxygen isotope evidence for. the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana. — Econ. Geol., 1974. v. 69, p. 926—946.
27. *Taylor H. P. Jr.* The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. — Econ. Geol., 1974, v. 69, p. 843—883.
28. *White D. E., Craig H.* Isotope geology of the steamboat springs area Nevada. — Econ. Geol., 1959, v. 54, N 7, p. 1343—1344.
29. *White D. E.* Diverse origins of hydrothermal ore fluids. — Econ. Geol., 1974, v. 69, p. 954—973.

УДК 550.4/552.311(571.54)

В. С. ГЛАДКИХ, А. А. ГУСЕЛЬНИКОВ (ИМГРЭ)

Редкие и рудные элементы в шпинелевых лерцолитах и генезис базальтовых магм Прибайкалья

За последние годы резко повысилось внимание геологов к изучению включений ультраосновного состава, развитых в щелочных оливиновых базальтах и непосредственно характеризующих минеральный и химический состав верхних частей мантии. В результате проведенных исследований накоплен предствительный материал, позволяющий дать достаточно обоснованную петрохимическую характеристику пород верхней мантии. Вместе с тем сведения по геохимии собственно ультраосновных включений и особенно слагающих их минералов чрезвычайно ограничены [5, 11]. Необходимость подобных исследований очевидна, поскольку они позволяют установить исходное содержание редких и малых элементов в мантийном субстрате, а также наметить процессы, в результате которых происходит распределение малых элементов при генезисе первичных мантийных расплавов и их последующей дифференциации.

Содержание рудных и редких элементов в минералах шпинелевых лерцолитов и базанитоидов Прибайкалья ($n \cdot 10^{-4}$, %)

Таблица 1

Номер пробы	Порода, минерал	Ti	Mn	V	Cr	Ni	Co	Zn	Cu	Pb	Sn	As	Ga	Ge	Bi	Zr	Sc	Te	Cr/v	Ni/Co	Zn/Cu
Д-2	Лерцолит	2000	1000	50	5000	3000	300	50	18	20	3	20	12	0,2	2	10	6	—			
Д-164	„	1900	900	70	4650	1800	210	15	25	15	3	15	15	0,2	1	15	5	—			
Д-189	„	1100	2700	50	4800	2800	130	30	12	18	7	10	11	0,2	2	25	15	—			
Д-1007	„	2000	3000	60	3700	1400	120	25	15	10	5	15	13	0,3	2	15	15	—			
	Среднее	1750	1900	57	4537	2250	190	30	17,5	15,7	4,5	15	12,7	0,2	2	16	10	—	79,6	11,8	1,7
Д-1	Оливин	600	5000	100	1000	3000	300	35	50	30	2	3	3	0,2	1	—	—	—			
Д-2	„	100	3000	50	2000	3800	300	45	10	10	10	30	1	0,1	3	—	—	—			
Д-20	„	120	3000	30	900	3200	220	40	10	10	5	15	1	0,03	0,5	—	—	—			
Д-164	„	100	300	30	800	4000	300	30	20	20	3	20	1	0,03	0,5	—	—	—			
Д-185	„	60	3000	40	1500	3000	200	25	15	8	2	10	1	0,03	0,5	—	—	—			
Д-189	„	30	1500	20	2000	3000	200	35	5	8	3	3	1	0,03	—	—	—	<0,3			
Д-1009	„	300	2000	30	1000	3000	300	20	15	20	5	20	3	0,1	0,5	—	—	<0,3			
	Среднее	187	2542	43	1314	3285	260	33	18	15	4,3	14,4	1,6	0,07	0,8	—	—	<0,3			
Д-96	Оливин (вкрапленник)	600	6000	10	200	1000	300	20	8	5	1	10	10	0,03	—	—	—	—	30,6	12,6	1,8
Д-2	Ортопироксен	1400	600	380	1200	800	120	30	40	25	2	10	10	0,3	1	25	10	<0,3	20,0	3,3	2,5
Д-1007	„	2000	800	400	800	600	100	10	50	30	3	30	15	0,2	0,5	20	5	<0,3			
	Среднее	1700	700	390	1000	700	110	20	45	27	2,5	20	12,5	0,25	0,75	22	7,5	<0,3	2,6	6,4	0,4
Д-2к	Ортопироксен (мегакристалл)	1500	650	380	1200	680	110	20	50	25	3	10	10	0,2	1	25	10	<0,3	3,1	6,2	0,4
Д-2	Клинопироксен	2000	1000	300	400	400	100	15	15	10	2	10	10	0,3	1	20	15	0,3			
Д-82	„	4000	800	400	80	200	50	20	20	15	6	20	15	0,3	1	40	12	0,3			
Д-164	„	3600	900	300	300	200	50	10	10	10	1	10	10	0,3	—	20	15	<0,3			
Д-165	„	1500	1500	300	800	400	100	25	20	20	1	3	10	0,3	—	20	15	<0,3			
Д-185	„	4000	1000	400	50	200	60	5	10	6	1	10	15	0,3	—	10	20	<0,3			
Д-189	„	3000	800	400	300	200	60	10	5	5	1	3	10	0,1	—	30	3	<0,3			
Д-1006	„	2000	1500	300	1000	500	50	15	30	5	2	3	10	0,03	—	20	15	<0,3			
Д-1007	„	1800	800	400	300	200	100	20	20	5	2	5	5	0,2	—	50	20	<0,3			
	Среднее	2737	1037	350	404	287	71	15	16	9,5	2	8	10,6	0,2	—	26	14	—	1,1	4,0	0,9
Д-165к	Клинопироксен (мегакристалл)	2760	1000	400	380	300	60	10	17	10	2	5	10	0,3	—	10	18	<0,3			
Д-189к	То же	3100	1160	330	400	260	100	22	19	14	2	10	10	0,3	—	50	12	<0,3			
	Среднее	2930	1080	365	390	280	80	16	18	12	2	7,5	10	0,3	—	30	15	<0,3	1,1	3,5	0,9
Д-96	Клинопироксен (вкрапленник)	4000	1500	400	300	300	60	15	10	50	3	30	10	0,5	2	20	30	<0,3	0,8	5,0	1,5

Примечание. Прочерк означает, что содержание элемента ниже предела чувствительности.

По петрографическому и петрохимическому составу вулканические породы кайнозойской ассоциации Прибайкалья относятся к двум генетически связанным сериям: толеитовой и щелочной оливин-базальтовой. К первой принадлежат кварцевые и оливиновые толеиты с нормативным кварцем и гиперстеном или оливином и гиперстеном соответственно. Вторая включает щелочные оливиновые базальты, базанитоиды (с нормативным нефелином), оливиновые нефелиниты и трахиандезито-базальты [3].

Включения шпинелевых лерцолитов и ксенокристаллов орто- и клинопироксенов были отобраны в лавах и пирокластах базанитоидов р. Джида и Витимского нагорья. Петрохимический состав пород и минералов, а также распределение в них ниобия и тантала было изучено ранее [7, 9, 10, 12]. В настоящей работе рассматривается распределение сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов (табл. 1).*

В распределении сидерофильных элементов: хрома, кобальта, никеля отмечается общая тенденция — уменьшение содержания этих элементов в последовательности:

* Элементы определялись на спектрографе ДФС-13 (Ti, Mn, Cr, V, Mi, Co, Cu, Zn, Ga) методом вдувания порошка пробы в зону разряда трехфазной дуги, на спектрографе ДФС-8 (Sc, Zr) методом полного испарения проб из канала угольного электрода и на спектрографе СТЭ-1 (Pb, As, Bi, Sn, Tl, Ge) методом испарения анализируемой пробы из камерного угольного электрода с использованием двойной дуги и с разбавлением проб и эталонов буферной смесью (CdCl+S+C). Чувствительность (%): $1 \cdot 10^{-3}$ (Zn, Zr), $1 \cdot 10^{-4}$ (V, Ni, Cu, Sn, Sc, Ga), $3 \cdot 10^{-4}$ (Mn, Cr, As), $5 \cdot 10^{-4}$ (Ti, Pb), $3 \cdot 10^{-5}$ (Tl), $5 \cdot 10^{-5}$ (Co, Bi), $3 \cdot 10^{-6}$ (Ge). Содержание других элементов оказалось ниже чувствительности применяемых методов (%): $1 \cdot 10^{-2}$ (Ba), $3 \cdot 10^{-3}$ (Sr), $2 \cdot 10^{-4}$ (W), $3 \cdot 10^{-4}$ (Au, Cd), $1 \cdot 10^{-5}$ (Ag), $3 \cdot 10^{-5}$ (Sb), $5 \cdot 10^{-5}$ (Mo, Hg). Аналитик А. А. Гусельников.

оливин — ортопироксен — клинопироксен. При этом устанавливается, что содержание хрома и кобальта в клинопироксене по сравнению с оливином уменьшается более, чем в 3 раза, а никеля в 11 раз (табл. 2). Максимальные концентрации ванадия отмечаются в ортопироксене, а минимальные в оливине. Ксенокристы ортопироксенов по содержанию сидерофильных элементов не отличаются от ортопироксенов шпинелевых лерцолитов.

Таблица 2

Отношения содержаний малых элементов в минералах шпинелевых лерцолитов и вулканических породах

Элемент	Л/ОЛ	Л/ОРЛ	Л/КПЛ	ОЛ/ОРЛ	ОЛ/КПЛ	ОРЛ/КПЛ	ОЛ/ОБ	КПЛ/КПБ
Ti	9,4	1,0	0,6	0,1	0,07	0,6	0,3	0,7
Mn	0,7	2,7	1,8	3,6	2,5	0,7	0,4	0,7
V	1,3	0,2	0,2	0,1	0,1	1,1	4,3	0,9
Cr	3,4	4,5	11,2	1,3	3,2	2,5	6,6	1,4
Ni	0,7	3,21	7,8	4,7	11,4	2,4	3,3	1,0
Co	0,7	1,7	2,7	2,4	3,7	1,5	0,9	1,2
Zn	0,9	1,5	2,0	1,6	2,2	1,3	1,6	1,0
Cu	0,9	0,4	1,1	0,4	1,1	2,8	2,2	1,6
Pb	1,0	0,6	1,6	0,6	1,6	2,8	3,0	0,2
Sn	1,0	1,8	2,2	1,7	2,1	2,2	4,3	0,7
As	1,1	0,7	1,9	0,7	1,8	2,5	1,4	0,3
Ga	7,9	1,0	1,2	0,1	0,1	1,2	0,2	0,6
Ge	3,0	0,8	1,0	0,3	0,4	1,2	2,3	0,4
Bi	2,5	2,7	—	1,0	—	—	—	—
Zr	—	0,7	0,6	—	—	0,8	—	1,3
Sc	—	1,3	0,7	—	—	0,5	—	0,5
Nb	—	2,2	1,7	—	—	0,8	—	—
Ta	—	0,8	0,8	—	—	1,0	—	—

Л — шпинелевый лерцолит; ОЛ — оливин; ОРЛ — ортопироксен; КПЛ — клинопироксен шпинелевых лерцолитов; ОБ — оливин базанитоидов; КПБ — клинопироксен вкрапленников базанитоидов.

Вкрапленники оливина базанитоидов, содержащих включения шпинелевых лерцолитов, в 3—6 раз обеднены ванадием, хромом, никелем по сравнению с оливинами включений, но содержат больше кобальта. Вкрапленники клинопироксенов базанитоидов по сравнению с клинопироксенами включений и ксенокристаллов незначительно обогащены ванадием и обеднены хромом и кобальтом. Величина отношения Ni/Co (рис. 1, а, табл. 1) уменьшается от шпинелевых лерцолитов и оливинов к орто- и клинопироксенам шпинелевых лерцолитов. Оливины вкрапленников базанитоидов по сравнению с оливинами шпинелевых лерцолитов характеризуются резко пониженными значениями этого отношения. Вкрапленники клинопироксенов базанитоидов, а также ксенокристаллы орто- и клинопироксенов по величине отношения Ni/Co близки соответствующим минералам шпинелевых лерцолитов.

Величина отношения Cr/V в шпинелевых лерцолитах и минералах пород варьирует в чрезвычайно широких пределах (рис. 1, б, табл. 1). Наиболее высокие его значения отмечаются в шпинелевых лерцолитах и оливинах и низкие — в орто- и клинопироксенах. Для вкрапленников оливина базанитоидов характерны пониженные значения отношения Cr/V по сравнению с оливинами лерцолитов. Орто- и клинопироксены шпинелевых лерцолитов, ксенокристаллов и вкрапленники клинопироксена базанитоидов близки по величине этого отношения. Вулканическим породам провинции свойственны наиболее низкие значения Ni/Co, величины же Cr/V близки к средним значениям в пироксенах. Отмечается резкое обогащение шпинелевых лерцолитов относительно базанитоидов хромом, никелем и менее кобальтом (табл. 3).

В распределении элементов халькофильной группы в минералах шпинелевых лерцолитов намечается три тенденции. Первая — уменьшение концентрации в последовательности ортопироксен — оливин — клинопироксен — характерна для меди, свинца и мышьяка. При этом концентрация элементов в клинопироксенах уменьшается по сравнению с ортопироксенами более чем вдвое.

Вторая тенденция — уменьшение содержания в последовательности оливин — ортопироксен — клинопироксен — устанавливается для цинка, олова и висмута. Содержание элементов в крайних членах ряда уменьшается вдвое. И, наконец, третья тенденция — уменьшение содержаний в последовательности ортопироксен — клинопироксен — оливин — свойственна галлию и германию. Содержание этих элементов в крайних членах ряда изменяется наиболее контрастно. Ксенокристаллы орто- и клинопироксенов по содержанию элементов халькофильной группы не отличаются от минералов шпинелевых лерцолитов. Оливины базанитоидов по сравнению с оливинами лерцолитов в 2 раза и более обеднены медью, свинцом, германием и резко обогащены галлием. Клинопироксены базанитоидов незначительно обеднены относительно клинопироксенов лерцолитов медью, близки по содержанию цинка и содержат в 2 раза больше свинца, олова, мышьяка и германия. Оливины и клинопироксены базанитоидов имеют более высокое отношение Zn/Cu по сравнению с однотипными минералами шпинелевых лерцолитов.

Распределение литофильных элементов — циркония и скандия — принципиально отличается от распределения элементов сидерофильной и халькофильной групп. Максимальные концентрации циркония и скандия отмечаются в клинопироксенах, а минимальные в оливинах лерцолитов. Клинопироксены лерцолитов содержат больше циркония, но меньше скандия по сравнению с клинопироксенами вкрапленников базанитоидов. Распределение таллия в минералах лерцолитов характеризуется теми же особенностями, которые отмечались для циркония и скандия. Содержание циркония в шпинелевых лерцолитах более, чем в 10 раз ниже содержания этого элемента в базанитоидах. Концентрации скандия в шпинелевых лерцолитах и базанитоидах близки.

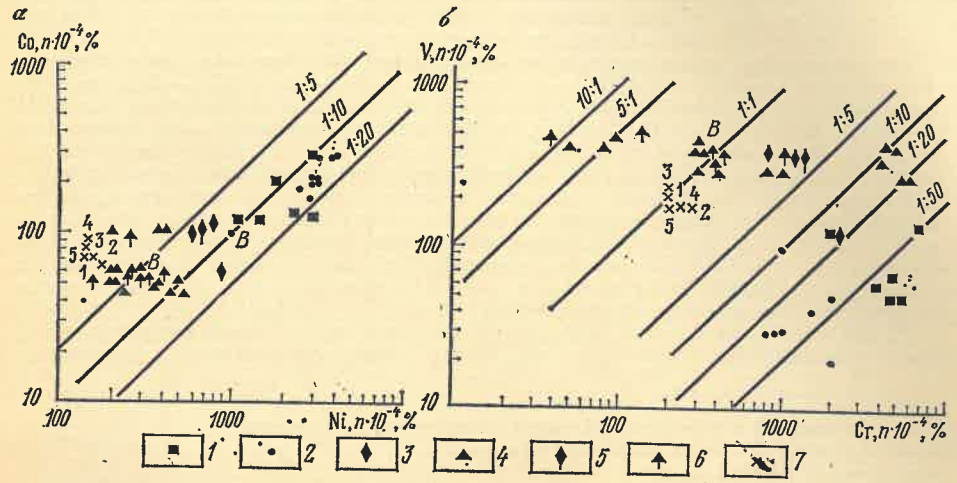


Рис. 1. Распределение Ni и Co (*а*), Cr и V (*б*) в шпинелевых лерцолитах и вулканических породах Прибайкалья

1 — шпинелевые лерцолиты; *2, 3, 4* — оливины, ортопироксены и клинопироксены шпинелевых лерцолитов; *5, 6* — мегакристаллы ортопироксенов и клинопироксенов в базанитоидах; *7* — вулканические породы: 1 — кварцевые толеиты, 2 — оливиновые толеиты, 3 — щелочные оливиновые базальты, 4 — базанитоиды, 5 — щелочные базанитоиды, *B* — минералы вкрапленников базанитоидов

Распределение породообразующего элемента титана в минералах шпинелевых лерцолитов имеет те же тенденции, что и распределение циркония. Оливины лерцоли-

Таблица 3

Отношения содержания малых элементов в шпинелевых лерцолитах и вулканических породах

Элемент	Лерцолит / Оливиновый толеит	Лерцолит / Базанитоид	Клинопироксен лерцолитов / Оливиновый толеит	Клинопироксен лерцолитов / Базанитоид	Элемент	Лерцолит / Оливиновый толеит	Лерцолит / Базанитоид	Клинопироксен лерцолитов / Оливиновый толеит	Клинопироксен лерцолитов / Базанитоид
V	0,3	0,3	1,9	1,9	Zr	0,1	0,1	0,2	0,2
Cr	21,7	19,9	1,5	1,8	Sc	0,8	0,8	1,1	1,0
Ni	14,2	15,9	1,8	2,0	Nb	0,16	0,07	0,1	0,04
Co	2,9	2,4	1,0	0,9	Ta	0,9	0,4	1,2	0,6
Pb	3,9	1,2	2,4	0,7					

тов обеднены титаном по сравнению с клинопироксенами в 14,6 раза. Вкрапленники оливинов и клинопироксенов обогащены титаном относительно тех же минералов лерцолитов соответственно в 3 и 1,5 раза. Содержание титана в базанитоидах почти в 10 раз больше содержания в шпинелевых лерцолитах.

Экспериментальными исследованиями Д. Грина и А. Рингвуда [6] установлено, что в результате селективного плавления мантийного субстрата, сложенного оливином и глиноземистыми орто- и клинопироксенами, на глубинах 35—60 км образуются магматические расплавы ряда: оливиновый толеит — щелочной оливиновый базальт — базанит. При выплавлении 20% мантийного субстрата состав расплава отвечает по химизму щелочному оливиновому базальту, а при выплавлении 30% — оливиновому толеиту. Важно отметить, что тугоплавкий остаток в первом случае состоит из оливина, ортопироксена и незначительной части клинопироксена, а во втором — из оливина и ортопироксена. Следовательно, основной фазой мантийного субстрата, которая переходит в расплав, является моноклинный пироксен и второстепенные минералы. Представление о том, что кальциевые пироксены ультраосновных пород первыми переходят в расплав, подтверждается и работами других исследователей [2].

Как показывают экспериментальные исследования [8], расплавы, которые располагаются в поле Mg_2SiO_4 — $MgSiO_3$ — O системы Mg_2SiO_4 — $NaAlSiO_4$ — SiO_2 (рис. 2), будут изменять состав при низких давлениях в направлении к кремнезему (наличие термального барьера оливин — альбит), а при высоких давлениях — в направлении к нефелину. На основе этих представлений было показано [13], что наблюдающиеся различия в петрографическом составе вулканогенных ассоциаций связаны с дифференциацией двух типов: на больших глубинах с образованием лав от нефелин- до гиперстенсодержащих и на малых глубинах с образованием кварцсодержащих лав. Следовательно, оливиновые толеиты, щелочные оливиновые базальты и базанитоиды Прибайкалья, судя по положению их на диаграмме (см. рис. 2), могут рассматриваться как продукты глубинной дифференциации магматического расплава, близкого к составу клинопироксенов шпинелевых лерцолитов.

Шпинелевые лерцолиты и клинопироксены этих пород характеризуются контрастным химическим составом (табл. 4). Между химическим составом клинопироксе-

Таблица 4

Средний химический и нормативный состав шпинелевых лерцолитов, клинопироксенов, щелочных оливиновых базальтов и базанитоидов Прибайкалья

Компонент	Химический состав 1	2	3	4	Составляющая	Нормативный состав 1	2	3	4
SiO_2	43,23	50,91	48,48	46,53	Ap	—	—	1,3	1,3
TiO_2	0,23	0,68	2,11	2,62	Il	0,5	1,4	3,9	5,0
Al_2O_3	4,58	7,89	14,21	15,70	Mt	2,8	3,7	6,5	5,6
Fe_2O_3	1,90	2,59	4,42	3,87	Or	0,6	0,6	7,8	12,3
FeO	7,02	3,83	8,84	8,37	Ab	2,6	14,2	23,4	20,0
MnO	0,12	0,14	0,22	0,18	Ne	—	—	—	8,8
MgO	40,19	15,80	8,23	7,48	An	11,1	14,5	22,0	17,6
CaO	2,43	16,00	8,81	8,27	Wo	0,5	27,0	8,2	8,0
Na_2O	0,33	1,64	2,79	4,27	En	0,3	19,9	5,0	3,8
K_2O	0,09	0,07	1,34	2,15	Fs	0,1	4,4	2,8	4,1
P_2O_5	—	—	0,55	0,56	En	11,8	3,1	8,0	—
F*	81,4	66,0	32,0	29,0	Fs	—	—	2,8	—
V	57	350	220	185	Fo	61,6	11,1	5,2	10,4
Cr	4537	404	202	228	Fa	8,4	—	3,1	3,1
Ni	2250	287	132	141					
Co	190	71	69	78					
Pb	15,7	9,5	9	13					
Sc	10	14	13	13					
Zr	16	26	143	135					
Nb	3,6	2,1	47	48					
Ta	1,8	2,3	3	4					

1 — шпинелевый лерцолит (5 анализов), 2 — клинопироксены шпинелевых лерцолитов (5 анализов), 3 — оливиновый толеит (27 анализов), 4 — базанитоид (17 анализов)

$$* \; F = \frac{MgO \cdot 100}{MgO + Fe_2O_3 + FeO + Na_2O + K_2O}$$

нов, с одной стороны, и оливиновыми толеитами, базанитоидами, с другой — устанавливаются определенные различия, хотя и менее резкие, чем между лерцолитами и клинопироксенами. Для перевода расплава, соответствующего клинопироксенам, в расплав, отвечающий по химическому составу оливиновому толеиту и базанитоиду, необходимы процессы, в результате которых из первого могли бы извлекаться SiO_2, MgO, CaO и привноситься TiO_2, Al_2O_3, FeO, Na_2O и K_2O.

Расчеты, проведенные по методу двупироксенового термометра Бойда-Девиса, показали, что формирование шпинелевых лерцолитов Прибайкалья проходило при температуре 1050—1250° С, давлении 12—25·10^8 Па и глубине 35—75 км. Как экспериментально установлено [6], минералом ликвидуса оливиновых толеитов и оливиновых базальтов при давлении 13—18·10^8 Па является ортопироксен, к которому при понижении температуры кристаллизации присоединяется клинопироксен. Поскольку расплавы, соответствующие клинопироксенам, по химическому составу в целом близки экспериментально изученным оливиновым толеитам, то можно допустить, что ортопироксен является первой кристаллической фазой, выделяющейся из магматического расплава. Выделение ортопироксена должно

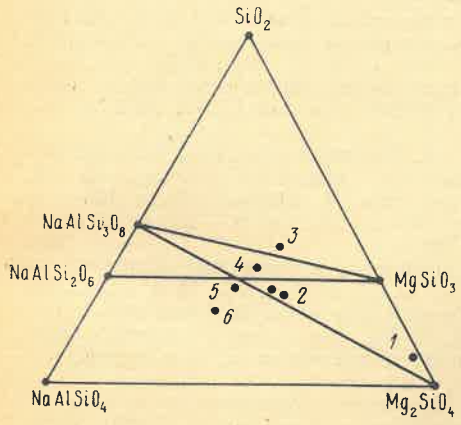


Рис. 2. Состав шпинелевых лерцолитов (*1*), клинопироксенов шпинелевых лерцолитов (*2*), кварцевых толеитов (*3*), оливиновых толеитов (*4*), щелочных оливиновых базальтов (*5*) и базанитоидов (*6*) Прибайкалья

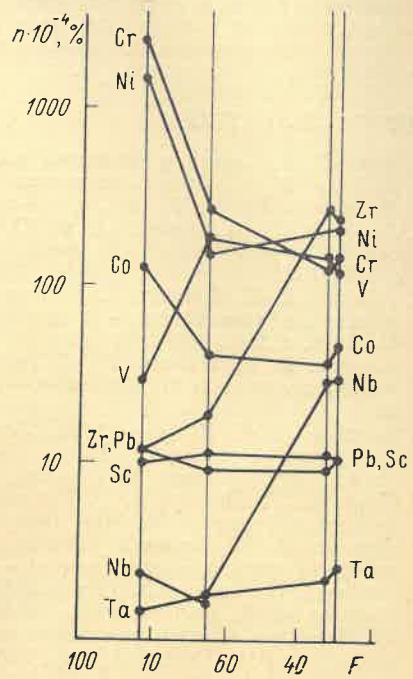


Рис. 3. Распределение малых элементов в шпинелевых лерцолитах, клинопироксенах шпинелевых лерцолитов, оливиновых толеитах и базанитоидах Прибайкалья

привести к обеднению расплава кремнеземом, магнием и обогащению титаном, алюминием, железом и щелочами.

Принципиальной особенностью химического состава вулканических пород Прибайкалья является сходное содержание главных породообразующих окислов, за исключением кремнезема и щелочей, наряду с близкими величинами отношений натрия к калию, титана к железу, магния к сумме магния и железа [3, 4]. Содержание кремнезема в наиболее контрастных по минеральному составу кварцевых толеитах и щелочных базанитоидах колеблется от 48,83 до 45,83%, сумма щелочей изменяется более резко, от 2,88 до 7,57%. Ранее [3] было показано, что при выделении из расплава оливинового толеита ромбического и моноклинного пироксена в остаточном расплаве накапливаются щелочи при уменьшении содержания кремнезема.

Рассмотренной выше петрологической модели образования базальтовых магм не противоречит характер распределения редких и малых элементов в шпинелевых лерцолитах и вулканических породах Прибайкалья. Шпинелевые лерцолиты и вулканические породы резко различаются по содержанию таких элементов, как V, Cr, Ni, Co Pb, Zr, Nb (см. табл. 3; рис. 3). Колебания отношений сидерофильных элементов в клинопироксенах шпинелевых лерцолитов, оливиновых толеитах и базанитах менее резкие и изменяются в интервале 0,9—2,0. Если учесть, что содержания V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb в ромбических пироксенах выше, а Zr, Nb ниже по сравнению с клинопироксенами, то выделение первых из расплава должно вести к обеднению остаточного расплава сидерофильными и халькофильными и обогащению литофильными элементами.

Следовательно, рассмотренные выше данные о распределении редких и рудных элементов в минералах шпинелевых лерцолитов, мегакристаллах пироксенов и вулканических породах Прибайкалья дают основание для вывода о том, что генезис базальтовых магм ассоциации связан с селективным плавлением шпинелевых лерцолитов. По совокупности петрохимических и геохимических признаков наиболее благоприятные условия для образования оливин-толеитовых магм создаются при переходе в расплав преимущественно клинопироксена шпинелевых лерцолитов. В результате глубинной дифференциации базальтовой магмы, которая осуществляется посредством фракционирования ромбического и моноклинного пироксенов, образуется ряд дифференциатов (с последовательным уменьшением объема) от оливиновых толеитов до щелочных базанитоидов по содержанию главных породообразующих окислов, а также сидерофильных и халькофильных элементов. Повышение содержания щелочей и литофильных элементов в указанном ряду дифференциатов, вероятно, обусловлено совокупностью других процессов: диффузионной дифференциацией [1] и реакцией с боковыми породами на глубине [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барт Т. Ф.* Состав и эволюция магмы южной части Срединного Атлантического хребта.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 31—56.
2. *Геншафт Ю. С., Грачев А. Ф.* О возможности образования базальтовой магмы при частичном плавлении лерцолитовой мантии.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 134—137.
3. *Гладких В. С., Пятенко И. К.* Толеитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., 1974, с. 206—220.
4. *Гладких В. С., Пятенко И. К.* Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 3, с. 34—50.
5. *Говоров И. И., Голубев Э. Д., Денисов Е. П.* Геохимия глубинных ксенолитов и конвекция в верхней мантии Сихотэ-Алинской складчатой области.— В кн.: Межд. геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геол. М., Наука, 1976, с. 128—135.
6. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 132—228.
7. *Денисов Е. П.* Сложные гипербазитовые включения в щелочных базальтах и проблема состава верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 919—922.
8. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965, с. 247.
9. *Киселев А. И., Головко Т. А., Медведев М. Е.* Мегакристаллы в щелочных лавах Прибайкалья и некоторые вопросы глубинной дифференциации базальтовой магмы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 11, с. 46—58.
10. *Кутолин В. А., Фролова В. М.* Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, Наука, 1975, с. 106—118.
11. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975, с. 166.
12. *Распределение* ниобия и тантала в ультраосновных включениях из кимберлитов и базальтов/Б. Г. Лутц, В. С. Гладких, И. К. Пятенко, М. Е. Викторова.— Сов. геология, 1974, № 9, с. 60—71.
13. *Соболев В. С., Кепежинскас В. В.* Типы дифференциации серий вулканических пород.— Геология и геофизика, 1971, № 12, с. 9—18.

УДК 553(463+061.2)(470.64) : 551.7.02

А. А. КУРДЮКОВ (Новочеркасск. политехн. ин-т)

Структура Тырныаузского рудного узла

Под Тырныаузским рудным полем обычно понимается отрезок суженной части зоны Передового хребта, расположенный в области ее восточного выклинивания на левом склоне р. Баксан. Северной и южной границами рудного поля принято считать региональные разрывные нарушения (Северный и Южный разломы), отделяющие среднепалеозойский комплекс пород зоны Передового хребта от кристаллических сланцев и гнейсов Бечасынской зоны на севере и зоны Главного хребта на юге. В зоне Передового хребта, кроме того, выделяется ряд тесно сближенных региональных разломов, рассекающих ее на несколько более узких пластин (подзон).

Предполагается, что все названные структуры, включая разломы, ограничивающие зону Передового хребта на севере и юге, на глубине, сближаясь, сливаются в единый

разлом (шов), а заключенные между ними узкие пластины горных пород книзу выклиниваются [13, 18]. В соответствии с этим структура зоны Передового хребта в целом интерпретируется как тектоническая шовная зона, состоящая из продольных блоков — клиньев, совершающих вертикальные встречные перемещения, неоднократно меняющиеся во времени.

По другим данным [3, 11, 24], зона Передового хребта подразделяется на серию косо ориентированных структурно-фациальных зон, формирование которых определялось не только вертикальными колебательными движениями, но и продольными горизонтальными перемещениями по правилу левого сдвига.

Таким образом, схемы структурно-фациального районирования, составленные разными авторами, сильно различаются между собой. Несомненно, что при их уточнении будут выявлены новые важные данные по истории геологического развития зоны

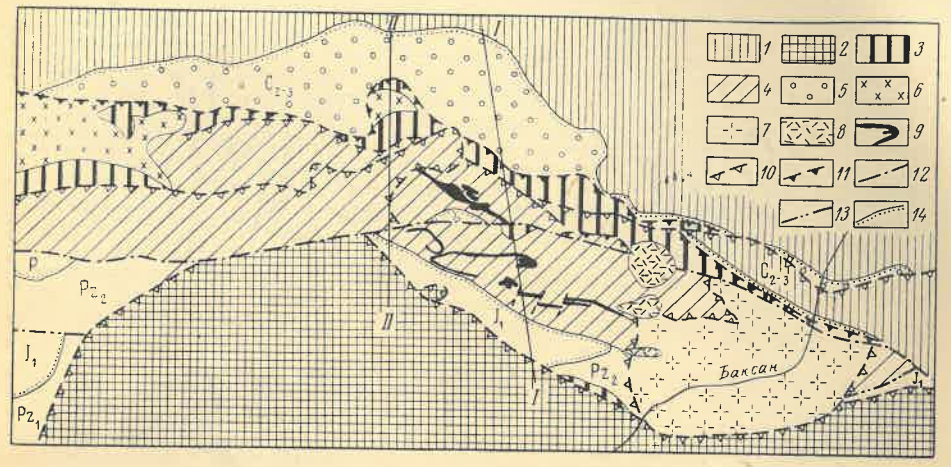


Рис. 1. Структура Тырныаузского рудного узла

1 — кристаллические сланцы Бечасынской зоны; *2* — граниты и гнейсы зоны Главного хребта; *3* — офиолитовый комплекс; *4* — вулканогенно-осадочный комплекс; *5* — молассовый комплекс; *6* — кварцевые диорит-порфириты; *7* — эльджуртинские граниты; *8* — липариты; *9* — скарны; *10* — надвиги и сбросы; *11* — поддвиги; *12* — Центральный сброс; *13* — прочие тектонические нарушения, *14* — стратиграфические несогласия

Передового хребта. К таким принципиально новым данным можно отнести следующие положения, обоснованные в работах Г. М. Ефремова, Г. Д. Афанасьева, Ш. А. Адамия, М. Л. Соломина, Ю. А. Потапенко, И. И. Грекова, И. Г. Баранова, С. М. Кропачева.

1. Наличие нижне- и среднепалеозойских отложений не только в пределах зоны Передового хребта, но и в соседних тектонических зонах — Бечасынской и зоне Главного хребта.

2. Резкое омоложение гранитоидных комплексов и метаморфизма в зонах Главного хребта и Бечасынской с докембрийского до верхнепалеозойского возраста.

3. Широкое развитие варисцийских шарьяжей, установленных во всех тектонических зонах Центрального Кавказа.

Эти данные свидетельствуют о том, что тектонические зоны, обрамляющие зону Передового хребта с севера и юга, в период ее формирования не были пассивными жесткими блоками (глыбами), как считалось ранее, а являлись областями накопления осадков, формирования гранитоидных тел и проявления интенсивных тектонических движений и метаморфизма. И, таким образом, прежнее ограничение Тырныаузского рудного поля рамками зоны Передового хребта представляется нелогичным. В связи с этим с целью более полной оценки всего комплекса взаимосвязанных явлений, предшествовавших и сопутствовавших рудообразованию, вводится понятие о Тырныаузском рудном узле, включающем не только зону Передового хребта, но и сопредельные тектонические зоны первого порядка — зону Главного хребта и Бечасынскую, образующие единый структурно-магматический комплекс (рис. 1). Ниже описываются основные черты структуры данного комплекса.

Бечасынский сектор. Нижний структурный этаж Бечасынского сектора сложен кристаллическими сланцами чегемской свиты, впервые выделенной И. Г. Кузнецовым (1939 г.) и отнесенной им к протерозою. Позднее Д. С. Кизевальтер [10] возраст пород одноименной свиты отнес к докембрию — нижнему палеозою. Происхождение кристаллических сланцев связывается им с многостадийным метаморфизмом

песчано-глинистых и известковистых осадочных пород. Возраст метаморфизма, по данным калий-аргонового анализа, 450—360 млн. лет. Близкий возраст имеют плагиограниты (290—260 млн лет) и роговики (300—250 млн. лет), слагающие экзоконтактовый ореол метаморфизма [2, 6, 23]. Возраст гранитов, по геологическим данным, датируется концом нижнего карбона [19].

Внутренняя структура кристаллического основания изучена слабо и обычно рассматривается как сложное складчатое сооружение [10, 13]. По мнению Г. И. Баранова и Н. И. Грекова [4], здесь развиты сравнительно пологие симметричные складки, широко проявлены надвиги и шарьяжи.

Комплекс пород нижнего и среднего палеозоя установлен значительно севернее Тырныаузского рудного узла, в пределах хасаутского синклинория. Мощная толща

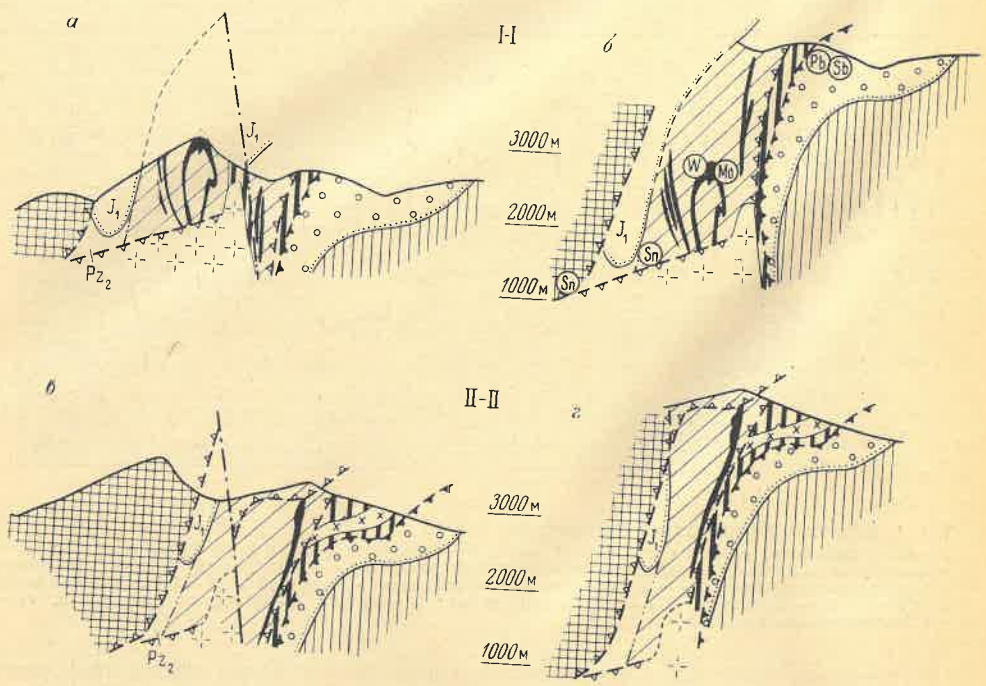


Рис. 2. Разрезы по линиям I—I (*а*) и II—II (*в*); *б* и *г* — те же разрезы, реконструированные с учетом перемещения по Центральному сбросу (усл. зн. см. рис. 1)

сланцев с зеленокаменным типом метаморфизма по исходному составу здесь отвечает разнообразным порфиритам, туфам, агломератам и пластовым интрузиям диабазов. Другими словами, в этой части разреза преобладают породы вулканогенного происхождения, испытавшие зеленокаменный метаморфизм.

В экзоконтакте северных гранитов локализована серия кварц-шеелитовых жил, приуроченных к зонам смятия амфиболитов и кварц-хлоритовых сланцев, имеющих признаки биотитизации, фельдшпатизации и окварцевания. Рудопроявления молибдена в виде кварц-молибденитовых жил и минерализованных скарновых зон, кроме того, известны в эндо- и экзоконтактовых зонах палеозойских гранитов.

Верхний структурный этаж Бечасынского сектора сложен молассами C_{2-3}, залегающими непосредственно на кристаллических сланцах. Средне-верхнекарбоновый возраст свиты надежно обоснован обильными находками флоры. В основании свиты залегают базальные конгломераты, которые выше по разрезу сменяются слоистой толщей полимиктовых песчаников, конгломератов, гравелитов, алевролитов и аргиллитов суммарной мощностью 600—800 м.

Горизонт базальных конгломератов, прослеженный на большом протяжении в естественных обнажениях, вскрыт также подземными горными выработками и буровыми скважинами. При этом установлено, что залегание горизонта варьирует в широких пределах. Наиболее крутые углы падения (60—70° к югу) отмечены в пониженных частях рельефа (р. Баксан, р. Камык), а на более высоких гипсометрических уровнях залегание базального горизонта становится более пологим, переходящим в складчатый изгиб, включающий участки горизонтального и обратного падения конгломератов (рис. 2). Следует подчеркнуть, что признаков тектонических нарушений по

контакту с кристаллическими сланцами не заметно. Базальный горизонт конгломератов как бы зарождается в кристаллических сланцах, содержит гальки последних, сцементированных тем же слюдисто-кварцевым цементом, и уже в 3—10 м от кристаллических сланцев сменяется прослоями песчаников и сланцев свиты C_{2-3}. Характерно, что во всех случаях сланцеватость кристаллических сланцев ориентирована параллельно базальному горизонту и вместе с ним вовлечена в складчатость.

Таким образом, кристаллические сланцы Бечасынского сектора в истории Тырныаузского рудного узла выступают не как жесткое основание, предопределившее глыбовую тектонику, а как комплекс пород, принимающих участие в складчатости и испытывающих в заключительную стадию тектогенеза совместно с молассами C_{2-3} пластические доформации.

Толща C_{2-3} прорвана штокообразными телами авгитовых порфиритов и дайками липаритов. Кроме того, в ней содержатся межпластовые тела порфиритов, туфов и лавобрекчий. Вблизи выходов авгитовых порфиритов среди конгломератов и сланцев сосредоточены рудопроявления сурьмы и полиметаллов. На глубоких горизонтах в роговикованных конгломератах вскрыты кварц-молибденитовые жилы в ассоциации с сульфидами полиметаллов, блеклыми рудами, бертьеритом и антимонитом.

Сектор зоны Передового хребта. В геологическом строении этой части Тырныаузского рудного узла принимают участие вулканогенные и терригенно-карбонатные образования среднего палеозоя, а также песчаники и сланцы среднего лейаса.

Стратиграфическая схема среднего палезоя, разработанная В. Н. Робинсоном, включает две вулканогенно-осадочные серии — девонскую и нижнекаменноугольную (карачаевскую). Эта схема уточнена Д. С. Кизевальтером [11]. Однако фаунистически обоснованными по-прежнему оставались лишь девонские образования, раннекарбоновый возраст карачаевской серии был предположительным. Но вскоре после того, как была доказана одновозрастность названных серий [12], группа кавказских геологов [27] разработала унифицированную схему стратиграфии и магматизма доальпийских образований, на основе которой в настоящее время ведутся все геологосъемочные работы на Северном Кавказе.

В соответствии с этой схемой два осадочно-вулканогенных цикла среднего палеозоя объединены в единый комплекс мощностью около 6000—7000 м, состоящий из пяти свит (снизу вверх): бахмуткинской D_2 (терригенной), кизилькольской D_2 (вулканогенной), картджюртской D_2 (туфогенно-терригенной), пастуховской D_3 (преимущественно известняковой) и культюбинской C_1 (карбонатно-терригенной).

Комплексы пород, аналогичные указанным свитам, прослеживаются и в пределах Тырныаузского рудного узла, но возраст их здесь фаунистически не подкреплен. Поэтому применение унифицированной схемы, как и других схем, разработанных для некоторых интервалов зоны Передового хребта, требует большой осторожности. Эта неуверенность возрастает в связи с применением новых принципов интерпретации тектонического развития Кавказа [5, 7], что говорит о необходимости пересмотра сложившихся стратиграфических схем. Вместе с тем по мере развития детальных геологосъемочных, буровых и горноразведочных работ и продвижения их к западу (в районы, в стратиграфическом отношении изученные значительно лучше) в Тырныаузском рудном узле все большее значение приобретает непосредственное прослеживание толщ и корреляция их по литологическому признаку, позволяющие выяснить условия залегания разнородных литологических комплексов на глубине и характер разделяющих их контактов. Все это позволило в пределах Тырныаузского рудного узла выявить последовательность наслоения пород и сгруппировать их в два комплекса — офиолитовый и вулканогенно-осадочный. Ниже приводится краткая характеристика их и попытка корреляции этих комплексов с указанными выше стратиграфическими элементами унифицированной схемы.

Офиолитовый комплекс включает гипербазиты, вулканогенную свиту и свиту филлитов, прослеживаемую в виде трех разобщенных выходов, вытянутых вдоль южной границы Бечасынского сектора Тырныаузского рудного узла. В составе свиты преобладают пестро окрашенные филлиты с прослоями кремнистых сланцев, яшм, песчаников, алевролитов и известняков. По находкам за пределами Тырныаузского рудного узла кораллов, табулят, водорослей, микрофауны и спор толщи аналогичного состава и положения в разрезе отнесены к живетскому и частично к эйфельскому ярусам среднего девона [5].

Соотношение свиты филлитов с более древними комплексами пород пока неясно, так как она на всем протяжении прилегает (по тектоническому контакту) к молассовому комплексу среднего — верхнего карбона.

В результате крупномасштабного картирования и разведочных работ выяснено, что к тектоническому контакту приурочены выходы серпентинитов, тальково-карбонатных и кварцево-карбонатных пород, образующих полосу — зону со сложным внутренним строением. Ширина полосы от нескольких метров до 100 м и более; специфической особенностью ее строения является чередование линзовидных тел серпентинитов и тальково-карбонатных пород с породами свиты филлитов и молассового комплекса C_{2-3}.

Установлено [16], что серпентиниты, тальково-карбонатные и кварцево-карбонатные породы образуют последовательный ряд измененных гипербазитов. Однако если образование серпентинитов, широко распространенных на Северном Кавказе, связано с автометаморфизмом ультрабазитов [25], то последующая лиственизация их, сопровождающаяся образованием тальково-карбонатных и кварцево-карбонатных пород, происходила в результате воздействия углекислых гидротермальных растворов, т. е. является аллометаморфическим процессом, проявившимся в связи со становлением последующих фаз кислого магматизма. В этот же период в ореоле воздействия мощного теплового потока, наряду с формированием разнообразных роговиков, скарноидов и редкометальных метасоматитов [14], в результате метаморфизма серпентинитов образуются регенерированные оливиниты, верлиты и диопсидититы [17].

Для серпентинитов характерно высокое содержание MgO (35—40%) и пониженное — кальция, алюминия, титана и щелочных металлов. Регенерированные гипербазиты, напротив, характеризуются повышенными содержаниями кальция, алюминия и калия, а также элементов, не свойственных ультраосновным породам (галлий, рубидий, мышьяк, бор, фтор, вольфрам, молибден, сурьма). Такие гипербазиты контролируют промышленный штокверк кварц-молибденитовых жил, а также сульфидно-полиметаллическое и сурьмяное оруденение.

Возраст ультрабазитов не ясен. Контакты их с вмещающими породами, как правило, тектонические; там, где они похожи на интрузивные, зоны экзоконтактового метаморфизма выражены слабо и носят характер низкотемпературных изменений, связанных, скорее, с последующими гидротермальными процессами. Верхний возрастной предел определяется находками галек гипербазитов в конгломератах среднего карбона; абсолютный возраст флогопитовых оторочек серпентинитов на Малой Лабе 380—360 млн. лет [5]. Кроме гипербазитов, в зоне контакта филлитов с конгломератами C_{2-3} локализованы интрузии габбро, диоритов и кварцевых диорит-порфиритов.

Вулканогенная свита прослеживается в виде прерывистой полосы, расположенной к югу от свиты филлитов. Наиболее значительные выходы пород этой свиты известны в восточной части рудного узла, где вертикальная мощность ее по скв. 112 составляет 490 м. На всем этом интервале преобладают диабазы, спилиты и миндалекаменные порфириты, т. е. породы основного состава. Породы более кислые, представленные кварцевыми альбитофирами, составляют лишь 8% от суммарной мощности разреза вулканогенов по скв. 112.

Анализ химического состава эффузивных пород говорит о наличии следующих главных компонентов (в %): SiO_2 50—57; Al_2O_3 13—15; $FeO+Fe_2O_3$ 11—13; MgO 4—4,5; CaO 3—7; Na_2O 3,5—6,6; K_2O 0,2—0,8; FeO/MgO 0,89—3; Na_2O/K_2O 4,5—39.

Сравнение этих пород с аналогичными породами западных районов (Уруп, Худес) свидетельствует о большом их сходстве. Возраст свиты, определенный по фауне, обнаруженной И. В. Крутем в прослое известняка (р. Чемарткол), соответствует живетско-франским ярусам.

Таким образом, описанный комплекс пород, включающий протрузии гипербазитов, толщу глинистых и кремнистых сланцев с прослоями яшм, а также основные эффузивы, в том числе спилиты с шаровой отдельностью, является достаточно типичным глубоководным образованием, соответствующим офиолитовым комплексам. Вместе с тем многие вопросы генезиса его остаются открытыми.

Принципиально иными условиями характеризуется формирование примерно одновозрастных осадков, выделенных в вулканогенно-осадочный комплекс.

Вулканогенно-осадочный комплекс подразделяется на три свиты: нижнюю — существенно вулканогенную, среднюю — карбонатную и верхнюю — существенно терригенную.

Нижняя свита отделена от офиолитового комплекса тектоническим нарушением — Промежуточным надвигом и характеризуется сложным переслаиванием разнообразных лито- и кристаллокластических туфов, туфопесчаников, туфобрекчий, глинистых и кремнистых сланцев, небольших линз известняков и покровов лав кислого и основного состава.

Вторая полоса, сложенная аналогичной серией пород, расположена южнее. Наиболее полный разрез ее хорошо обнажен на горе Тырныауз. Туфогенная свита здесь залегает в основании аллохтона Гитче-Тырныаузского надвига, осложненного дополнительными нарушениями, отделяющими систематический разрез свиты от спилитов, кварцевых альбитофиров, дацитовых и андезитовых порфиритов эффузивной толщи северного склона горы Тырныауз. Выше залегает фациально невыдержанная пачка серых сланцев мощностью 140 м, переходящая вверх по разрезу в неоднородные крупноглыбовые туфоагломераты мощностью 230 м. Состав глыб отвечает дацитовым порфиритам (64,3% SiO_2; 3,9% K_2O; 3,8% Na_2O), альбитизированным дацитовым порфиритам (64% SiO_2; 0,04% K_2O; 7,8% Na_2O) и липаритам (73% SiO_2; 0,9% K_2O; 3,8% Na_2O). Цементирующая масса соответствует составу андезито-дацитовых туфов, содержащих много карбонатного материала.

Далее следует пачка неоднородных туфов и туфобрекчий кислого состава, насыщенных карбонатным материалом. На них залегает горизонт неоднородных эффузивов мощностью 20—22 м. Нижняя часть горизонта представлена серыми отчетливо

порфировидными породами со стекловатой основной массой. По данным химического анализа, эти породы содержат 53% кремнезема и свыше 5% щелочей, главным образом натрия. В верхней части горизонта выделяются линзовидные образования андезитовых порфиритов, содержащие 55% кремнезема и около 6% щелочей, главным образом калия. Выше по разрезу залегает прослой серых известняков мощностью 2,5—3 м, перекрытый пачкой туфопесчаников, а затем известковистыми песчаниками с прослоями известняков. Описанная толща в свою очередь перекрыта мощной пачкой массивных известняков.

Все эти данные показывают, что по характеру слагающих пород и по положению в разрезе описанная толща соответствует картджюртской свите унифицированной стратиграфической схемы. Возраст ее, по данным Е. А. Снежко, собравшего кораллы из обломков известняков в верховье р. Суарык, соответствует живетскому ярусу среднего девона.

Средняя часть разреза вулканогенно-осадочного комплекса сложена толщей известняков, получившей название пастуховской свиты. На многих других участках зоны Передового хребта она залегает согласно на туфогенно-осадочных образованиях, аналогичных вышеописанному комплексу пород. Фамен-этренский возраст свиты достаточно надежно обоснован фаунистически, в том числе и в пределах Тырныаузского рудного узла — в верховье р. Саурык и на горе Тырныауз [24]. Выходы известняков здесь установлены на четырех обособленных участках; к одному из них, расположенному южнее Центрального сброса, приурочены рудоносные скарны Тырныаузского месторождения.

Массивные известняки северной полосы согласно перекрыты конгломератами и песчаниками мощностью 40 м и переслаивающейся толщей плитчатых известняков и сланцев, возраст которых И. И. Грековым и С. П. Момотом на основе найденных здесь остатков флоры датируется нижним карбоном (культюбинская свита C_1). По простиранию на восток комплекс терригенно-карбонатных отложений установлен в горных выработках и буровых скважинах под тектоническим покровом, слагающим приводораздельную часть хр. Гитче-Тырныауз. За пределами тектонического покрова на востоке непосредственным продолжением терригенно-карбонатной толщи являются выходы известяков аномальной зоны № 3, где они переслаиваются с известково-глинистыми сланцами, филлитами, туфами и дацитовыми порфиритами. Суммарная мощность этой части разреза, относящейся к терригенной свите вулканогенно-осадочного комплекса, около 200 м.

Низы разреза, вскрытые горными выработками и буровыми скважинами на горизонтах 2850, 2600 и 2300 м, представлены мраморами с хорошо выраженной пологой слоистостью. Таким образом, суммарная вертикальная мощность карбонатной части разреза составляет около 500 м. Наряду с этим в разрезе по скв. 601, расположенной несколько западнее, мощность существенно карбонатной части низов разреза не превышает 200 м. Глубже, в интервале 300 м, вскрыты дацитовые порфириты с прослоями туфогенно-осадочных пород.

Сравнивая приведенные разрезы, можно заметить с запада на восток признаки фациальной изменчивости — возрастание мощности карбонатных пород, увеличение роли эффузивов и туфов, в то время как значение сланцев, песчаников и конгломератов в том же направлении снижается. Отметим также большое сходство и условность границ карбонатной и терригенной свит, что доказывает принадлежность их к единому литологическому комплексу.

Породы терригенной свиты, кроме того, установлены на южном склоне горы Тырныауз, где они налегают на известняки пастуховской свиты. Внизу они представлены глинистыми сланцами и песчаниками мощностью 35 м, а выше — гравелитами и конгломератами мощностью 65 м.

На месторождении Тырныауз по литологическим признакам и по положению в разрезе к терригенной свите относится толща биотитовых и биотит-кордиеритовых роговиков, первичный состав которых отвечает песчаникам и глинистым сланцам с прослоями конгломератов. Скорее всего, к карбонатной свите относятся слоистые скарнированные мраморы с прослоями биотитовых роговиков. К сожалению, прямых доказательств нижнекарбонового возраста роговиков и мраморов непосредственно на участке Тырныаузского месторождения нет.

Интрузивный магматизм в пределах вулканогенно-осадочного комплекса в орогенную стадию характеризуется внедрением субсогласного интрузива трондьемитов и большого количества штокообразных ветвящихся и дайкообразных тел лейкократовых гранитоидов и аплитов. В поленижнеюрское время сформировался эльджуртинский гранитный массив, абсолютный возраст которого по калий-аргоновому соотношению составляет около 2 млн. лет. Магматизм этого времени завершился внедрением некков и даек липаритов. С доюрским магматизмом связаны контактовый метаморфизм и зарождение скарново-рудного процесса на месторождении Тырныауз [15].

Таким образом, вулканогенно-осадочный комплекс, объединяющий мощные туфогенные образования, разнородные и чрезвычайно изменчивые терригенные толщи, известняки и внутриформационные покровы эффузивов бимодальной серии, свидетельствует о специфических условиях накопления, хотя возраст осадков, охватывающий

период от среднего девона до раннего карбона, близок периоду формирования офиолитового комплекса. Следовательно, выделенные комплексы — офиолитовый и вулканогенно-осадочный — можно рассматривать как образования пространственно обособленных и разнородных зон седиментации. С этим согласуется также разнородность и обособленность интрузивного магматизма, выраженного внедрением габбро, диоритов и кварцевых диорит-порфиритов в зоне офиолитового комплекса и трондьемитов, лейкократовых гранитоидов и аплитов, локализованных среди комплекса вулканогенно-осадочных пород.

Сектор зоны Главного хребта. Зона Главного хребта в современной структуре Центрального Кавказа является наиболее приподнятой частью региона, сложенной глубоко метаморфизованными породами, насыщенными многочисленными телами гранитоидов. Породы метаморфического комплекса обычно подразделяются на три стратиграфические серии — буульгенскую, макерскую и лабинскую [26]. Ш. А. Адамия и др. [6] выделяют только макерскую и лабинскую серии; при этом предполагается, что последняя по простиранию переходит в буульгенскую серию и совместно с ней составляет верхнюю часть разреза метаморфического комплекса.

Возраст исходных пород лабинской серии, по палеонтологическим данным [6, 21], поздний девон — ранний карбон. О том же свидетельствует большое сходство составов и последовательности наслоения пород лабинской серии и верхнего девона — нижнего карбона Передового хребта (М. Л. Сомин, 1971 г.). Возраст слюд метаморфических пород (290—370 млн. лет), определенный калий-аргоновым методом [2, 6, 23], отражает несколько стадий метаморфизма, проявлявшихся от позднего девона до ранней перми. Это согласуется с геологическими данными о нижнекарбоновом возрасте регионального метаморфизма [5] и с активным проявлением гранитоидного магматизма данного периода. Возраст плагиогранитов, определенный калий-аргоновым методом,— ранний карбон. Судя по возрасту слюды из калишпатовых гранитов (270—190 млн. лет), процесс становления последних, включая дейтерические явления, происходил длительное время в палеозое и продолжался в мезозое.

Металлогенический облик описываемой зоны определяется широким развитием кварц-шеелитовых и кварц-вольфрамитовых жил в полях интенсивного калиевого метасоматоза, проявившегося в связи с формированием гранитоидов Главного хребта.

В пределах Тырныаузского рудного узла кристаллические породы и граниты Главного хребта образуют выступ, резко вдающийся в зону Передового хребта (см. рис. 1). Дугообразность его связывается с локальным изгибом Южного разлома, падающего круто на север. В действительности, как показывает анализ геологической карты, форма выступа совпадает с наиболее возвышенными точками рельефа, что обусловлено падением ограничивающей его поверхности к югу, вследствие чего линия выхода последней в пониженных частях рельефа (долина р. Баксан) изгибается в противоположную сторону и сливается с пологим контактом кровли Эльджуртинского гранитного массива.

Таким образом, упомянутый выступ является фрагментом тектонического покрова, сохранившегося только на возвышенных частях рельефа, а под ним, к востоку и западу, отчетливо прослеживается комплекс пород, характерный для зоны Передового хребта. Все это показывает, что северная граница зоны Главного хребта в пределах Тырныаузского рудного узла имеет характер надвига, сопровождавшегося перемещением масс метаморфических и гранитоидных пород в область зоны Передового хребта.

Основные элементы структуры рудного узла. Структурные элементы первого порядка это фрагменты крупных тектонических зон — Главного хребта, Бечасынской и Передового хребта. Центральное место занимает сектор зоны Передового хребта, который по условиям геологического развития подразделяется на два примерно одновозрастных комплекса — офиолитовый и вулканогенно-осадочный. При этом особый интерес представляют границы указанных зон и комплексов. Одни из границ уже охарактеризованы. В частности, было показано, что сочленение зон Главного и Передового хребтов имеет характер надвига, осложненного в послеюрский период вертикальными перемещениями. Северная граница зоны Передового хребта совпадает с контактом офиолитов с молассовым комплексом, который обычно отождествляется с так называемым Северным разломом, как предполагалось, контролирующим вертикальные встречные перемещения значительной амплитуды. Крупномасштабное картирование и разведочные работы показывают, что на отметках 2500 м и ниже названный контакт падает круто на юг под углом 60—80° (см. рис. 2). В интервале 2600—2800 м он выполаживается до 30—40°, а в районе хр. Гитче-Тырныауз, на высоте около 3000 м, еще более выполаживается, местами приобретая северное падение, что говорит о волнообразном его строении. В результате филлиты среднего девона оказываются выше молассов C_{2-3}, т. е. они залегают здесь в виде тектонического покрова.

Таким образом, контакт толщи филлитов (D_2) с конгломератами C_{2-3} по условиям залегания делится на две части: нижнюю — крутопадающую (корневую) и верхнюю — пологую (покровную), характеризующуюся налеганием более древних пород на более молодые комплексы. Если учесть приведенные выше данные о том, что толща C_{2-3} и подстилающие кристаллические сланцы вблизи контакта с филлитами круто изгибаются вниз (а не вверх, как следовало бы ожидать исходя из представлений о

взбросовом или надвиговом характере нарушения) и уходят на большую глубину, то описанные соотношения свит можно объяснить своеобразным механизмом «всасывания» и поддвига пород Бечасынского сектора. По мнению Г. Д. Ажгирея [1], аналогичные механизмы формирования структур характерны для глубинных разломных (рубцовых) зон.

Следовательно, в пределах Тырныаузского рудного узла область сочленения Бечасынского сектора с зоной Передового хребта является долгоживущей тектонической структурой, формирование которой продолжалось до позднего палеозоя включительно. В лежачем и висячем боках контакта выявлены молибденовое, полиметаллическое и сурьмяное оруденения.

Контакт офиолитового и вулканогенно-осадочного комплексов также тектонически круто падает к югу, но на верхних горизонтах его отчетливо проявлена свойственная надвигам тенденция к выполаживанию. Это нарушение, названное Промежуточным надвигом, маркируется мощной (10—15 м) зоной лиственитов и выходами ультрабазитов.

Вулканогенно-осадочный комплекс в центральной и западной частях рудного узла перекрыт Гитче-Тырныаузским надвигом, переходящим в покров, а на востоке ограничен Центральным сбросом. Аллохтон надвига сложен тем же вулканогенно-осадочным комплексом пород, представленным здесь нижней частью разреза. Таким образом, в западной части рудного узла разрез вулканогенно-осадочного комплекса сдвоен по Гитче-Тырныаузскому надвигу, причем паравтохтонная часть его является непосредственным продолжением комплекса рудовмещающих пород, распространенных на Северном участке, в пределах аномальной зоны № 3.

Важнейшим элементом структуры рудного узла является Центральный сброс. К югу от него тем же вулканогенно-осадочным комплексом пород сложен участок собственно Тырныаузского месторождения; эти породы отличаются здесь высокой степенью контактового метаморфизма, протекавшего при температуре 520—540° для роговообманковой и 580—640° для калишпат-кордиеритовой фаций. Глубина формирования роговиков 7—10 км, мощность зон метаморфизма 1,5—2 км [14]. В результате перемещений по Центральному сбросу роговики соприкоснулись с неороговикованными породами еще до внедрения эльджуртинского гранита. Фрагментом этой стадии тектогенеза является небольшой останец роговиков, залегающий на зеленокаменных породах к северу от Центрального сброса.

Метаморфизму (ороговикованию) пород вулканогенно-осадочного комплекса предшествовало его смятие в крутые складки и перемещение по надвигу, который после метаморфизма и смещения по Центральному сбросу контролировал внедрение эльджуртинского гранита. Надвиг отчетливо отражен в морфологии кровли гранита, представляющей собой сравнительно ровную поверхность, полого наклоненную к югу, и, кроме того, фиксируется в рельефе в долине р. Баксан. Таким образом, структура рудного узла в пределах участка Тырныаузского месторождения представляет собой аллохтон со сложно складчатым внутренним строением. Аллохтон вместе с выступом кристаллических пород образует более крупную надвиговую пластину; корневая крутопадающая часть ее уходит в зону Главного хребта.

Формирование надвигов в пределах Центрального Кавказа, по данным И. И. Гречкова и Г. И. Баранова, завершилось в раннем карбоне, позднее оно сменилось глыбовыми перемещениями по продольным крутопадающим структурам. Эти данные показывают также, что активные горизонтальные перемещения продолжались и в позднем палеозое, сопровождаясь пластическими деформациями всего комплекса пород рудного узла.

Синхронно в зонах Главного хребта и Бечасынской развивался процесс регионального метаморфизма и гранитообразования, т. е. происходило глубокое преобразование колоссальных объемов горных пород, сопровождавшееся перемещением ряда петрогенных и рудогенных элементов. Характерно, что в пределах зоны Передового хребта породы слабо метаморфизованы. Следовательно, в областях, пограничных с зонами активного метаморфизма возникали очень резкие температурные и геохимические градиенты, управляющие перемещением метаморфогенных флюидов. В этой обстановке в зависимости от глубины происходила дифференциация рудоносных растворов; оптимальные условия рудогенеза складывались в широком пространстве, которое в настоящее время определяется местоположением известных месторождений и рудопроявлений (см. рис. 2, *б*).

Обращает на себя внимание тот факт, что оловянное оруденение локализуется в области сочленения с зоной Главного хребта на глубине 3—4 км (по реконструированному разрезу I — I, с учетом смещения по Центральному сбросу), молибденовые и вольфрамо-молибденовые руды концентрируются в аллохтоне вулканогенно-осадочного комплекса на глубине 1—3 км, а полиметаллическое и сурьмяное оруденения локализуются в приповерхностной зоне молассового комплекса Бечасынской зоны. Иными словами, наблюдается отчетливая асимметрия — тяготение оловянного и молибденово-вольфрамового оруденения к южной и центральной частям рудного узла, тогда как сурьмяно-полиметаллическое размещается на северной его периферии.

Все это, наряду с вертикальной зональностью, косвенно свидетельствует об определенной направленности рудного процесса, о возможной его парагенетической связи с магматическими и метаморфическими процессами, протекавшими в верхнепалеозойское время в зоне Главного хребта.

Изложенные данные о структуре Тырныаузского рудного узла как о комплексе взаимосвязанных явлений, имевших место в палеозое в зонах Главного, Передового хребтов и в Бечасынской зоне на стадиях седиментации, магматизма, метаморфизма, тектогенеза и рудообразования, позволяют говорить о единстве этих зон как о главном критерии размещения редкометального оруденения.

Широкое развитие надвигов и тектонических покровов маскирует корневые крутопадающие части структур, которые в пределах зоны Передового хребта могут уходить на глубину, определяющую оптимальные условия метаморфизма и рудообразования. В связи с этим ближайшим перспективным объектом для поисков скрытого оруденения следует считать западную, наиболее высокогорную часть Тырныаузского рудного узла, где под сохранившимся пологим тектоническим покровом уже установлено вольфрамовое и полиметаллическое оруденение. Поисковые работы здесь должны базироваться на глубоком бурении и проходке протяженных горных выработок глубиной до 1,5—2 км и более. Осуществление этих работ поможет оценить перспективы Тырныауза — этого уникального рудного узла на Северном Кавказе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г. Д.* Обзор некоторых важных проблем геологии Большого Кавказа.— В кн.: Геология Большого Кавказа. М., Недра, 1976, с. 3—45.
2. *Афанасьев Г. Д.* Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста.— В кн.: Геология СССР, т. IX, ч. I. М., Недра, 1968, с. 473—484.
3. *Баранов Г. И.* Зона Передового хребта.— В кн.: Геология СССР, т. IX, ч. I. М., Недра, 1968, с. 608—618.
4. *Баранов Г. И., Греков И. И.* Ацгаринский тектонический покров на Сев. Кавказе.— Тезисы докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 101—102.
5. *Баранов Г. И., Кропачев С. М.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа. М., Недра, с. 45—153.
6. *Время* и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа/Ш. А. Адамия, Г. М. Заридзе, М. М. Рубинштейн и др.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 7, с. 3—9.
7. *Греков И. И.* Марухский и Кыртыкский покровы в среднем палеозое Передового хребта.— Тезисы докл. IV конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 102—104.
8. *Ефремов Г. М.* О взаимоотношении докембрия и нижнего палеозоя на Северном Кавказе.— Тезисы докл. научно-технической сессии Новочеркасского индустриального ин-та, 1941, с. 65—68.
9. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М., Недра, 1976.
10. *Кизельвальтер Д. С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа.— В кн.: Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь, 1960, с. 67—116.
11. *Кизевальтер Д. С.* Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1963, № 1, с. 11—30.
12. *Круть И. В., Яковлев Л. И., Кропачев С. М.* Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 10, с. 49—59.
13. *Кузнецов И. Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования Центрального Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1951.
14. *Курдюков А. А.* О температуре формирования Эльджуртинского гранитного массива (Сев. Кавказ).— Геология рудн. м-ний, 1973, № 2, с. 79—89.
15. *Курдюков А. А.* О возрасте редкометального оруденения зоны Передового хребта (Сев. Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 5, с. 135—145.
16. *Курдюков А. А., Исаев В. С., Курдюков С. А.* О происхождении кварцево-карбонатных пород Тырныауза.— Докл. АН СССР. Сер. геол., т. 237, 1977, № 5, с. 1175—1178.
17. *Медведкова А. А., Блинов Ю. И.* К вопросу о геологии и петрохимии гипербазитов Тырныауза (Сев. Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 13—23.
18. *Милановский Е. Е.* О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— Сов. геология, 1962, № 6, с. 52—76.
19. *Михеев Г. А., Потапенко Ю. Я., Снежко В. А.* О возрасте гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 2, с. 40—43.

20. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 6, с. 3—23.
21. *Потапенко Ю. Я., Стукалина Г. А.* О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, т. 198, 1972, № 5, с. 1161—1162.
22. *Пэк А. В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М., Изд-во АН СССР, 1962.
23. *Рубинштейн М. М.* О возрасте кристаллического субстрата Кавказа.— В кн.: Сообщ. АН ГССР, т. XXIV, 1960, № 2, с. 181—187.
24. *Снежко Е. А., Греков И. И.* Девонская система.— В кн.: Геология СССР, т. IX, ч. I. М., Недра, 1968, с. 83—110.
25. *Соболев Н. Д.* Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.
26. *Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., Наука, 1971.
27. *Унифицированная* схема стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа/И. И. Греков, А. Л. Лунев, Г. А. Михеев и др.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 35—51.

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

УДК 551.241(571.6) : 06.053.7

В. В. ОНИХИМОВСКИЙ (Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР)

Краткая информация о совещании по проблеме глубинного строения Дальневосточного региона

Согласно решению объединенного Ученого совета наук о Земле и Координационной комиссии по геолого-геофизическим исследованиям на Дальнем Востоке ДВНЦ АН СССР, в Хабаровске с 23 по 25 октября 1978 г. проходило совещание по проблеме «Глубинное строение Дальневосточного региона». В нем приняли участие 70 специалистов, представляющих 11 научных и производственных организаций региона, в их числе сотрудники Камчатского института вулканологии (ИВ), Института тектоники и геофизики (ИТиГ), Хабаровского комплексного НИИ (ХабКНИИ), Сахалинского комплексного НИИ (СахКНИИ), Дальневосточного геологического института (ДВГИ), Тихоокеанского института географии (ТИГ), Дальневосточного института минерального сырья (ДВИМС), территориальных геологических управлений — Дальневосточного (ДВТГУ), Сахалинского (СТГУ) и других организаций. На совещании заслушано 32 доклада, в дискуссии приняли участие 16 человек.

В докладах и выступлениях отмечалось, что несмотря на большой объем проводимых научных исследований по глубинному строению региона, пока не получено достаточных фактов в пользу той или иной геотектонической концепции, пригодной для разработки общей теории развития Земли. Однако проведение дискуссий по этим вопросам несомненно окажет существенное влияние на решение общих вопросов минерагении и повышение эффективности геологоразведочных работ по выявлению месторождений полезных ископаемых, особенно скрытых на глубине, имея в виду, что фонд легкооткрываемых месторождений практически почти исчерпан. Большинство докладов было посвящено совершенствованию теоретических разработок в петрологических, металлогенических и геофизических аспектах, касающихся кристаллического фундамента и структурных элементов земной коры, а также верхней мантии.

Во вступительном докладе В. В. Онихимовского и В. И. Гаврилова (ИТиГ) были освещены проблемы металлогении глубин: показана связь ряда элементов, в том числе олова и золота, с мантийными магматическими процессами и породами; отмечена важнейшая роль теплового потока в формировании тектоно-магматических структур; обращено внимание на необходимость изучения особенностей гравитационных полей и ступеней рудоносных площадей, а также овально-кольцевых структур, на большое значение корреляции магматизма с тектоническими движениями и выявление закономерностей размещения металлогенических поясов и узлов; подчеркнуто широкое развитие коры континентального типа в морях и океанах, в том числе на срединно-океанических поднятиях.

В докладах Ю. Ф. Малышева, Л. П. Карсакова и Н. П. Романовского (ИТиГ), посвященных тектонической природе региональных гравитационных аномалий, особое внимание уделено инверсии плотностных неоднородностей литосферы, позволяющей прогнозировать тип глубинного разреза по характерным породам на дневной поверхности. Доклады сопровождались демонстрацией карт районирования гравитационных полей, плотности горных пород на поверхности, плотностных неоднородностей литосферы и графиками корреляции и плотностных неоднородностей с особенностями тектоники, магматизма и рельефа.

Р. З. Тараканов и Ким Чун Ун (СахКНИИ) показали принадлежность Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны к области переменных тектонических напряжений и наличие в зоне перехода «континент — океан» астеносферных слоев, которые генерируют флюиды и магмы в земную кору, в частности, к вулканам. В глубоководном желобе, частично совпадающем с сейсмической зоной, осадки залегают практически горизонтально, что исключает явления субдукции.

В докладах И. К. Туезова (ИТиГ) и М. Л. Красного (СахКНИИ) в соавторстве с Ю. А. Павловым (СахКНИИ), основанных на сейсмологических работах и исследованиях дна Охотского и Японского морей, доказывается присутствие коры континентального типа, в частности на подводной возвышенности Академии Наук в Охотском море. Путем драгирования подняты метаморфические породы, диориты, граниты, различные эффузивы, в том числе риолиты. Мощность осадочных отложений нередко превышает 2000 м; толщина «гранитного» слоя колеблется от 5 до 12 км, а «базальтового» — варьирует в пределах 25—27 км.

М. П. Сычев (СахКНИИ) в своем докладе развил концепцию о происхождении срединно-океанических хребтов под влиянием гравитационной дифференциации вещества мантии и подъема магматических выплавок. По данным автора доклада, астеносфера под осевой частью хребтов находится на глубине 40—60 км и погружается в стороны, что устанавливается по наличию на глубинах 100—400 км более плотной мантии.

В трех докладах (А. Ф. Бехтольда и В. С. Приходько (ИТиГ), Г. В. Кутыевой, а также Ф. Ш. Кутыева (ИВ) сообщались новые данные, полученные по ксенолитам в магматических породах и особенно в базальтах. Подмечено, что основная масса ксенолитов представлена гранулитами ультраосновного состава, причем некоторые из них содержат информацию о мантийном флюидном режиме, отличаются наличием миаролитовых текстур и ряда ценных элементов (германия, циркония и т. д.).

Некоторые докладчики осветили вопросы изученности состава и строения консолидированной земной коры. Л. А. Мастюлин (ИТиГ) намечает более широкое, чем было принято ранее, распространение в Приамурье на глубине архейских образований, о чем свидетельствует, по его мнению, различная ориентировка магнитных аномалий в толщах протерозоя и фанерозоя.

Л. П. Карсаков (ИТиГ) рассмотрел глубинные гранулиты юго-востока Алданского щита (в пределах Чагарского выступа) и показал их вероятную принадлежность к протоконтинентальной коре региона. Возраст гранулитов датируется 3,7—3,5 млрд. лет. Температура их образования 1100° при давлении 10 кбар.

Структурно-метаморфическому расчленению фундамента древних платформ был посвящен доклад В. И. Шульдинера (ДВГИ).

Н. Г. Недашковский (ДВГИ) сообщил о зональности и геохимических особенностях гранито-гнейсовых куполов региона и вероятности их формирования под влиянием метасоматоза и гранитизации. В противоположность такой точке зрения И. Б. Симбирцев (ИВ) показал, что кольцевые магматические комплексы Камчатки купольного и кальдерного типа могут формироваться под влиянием дизъюнктивных и пликативных деформаций литосферы при активном участии поднимающихся магм.

В докладе Е. И. Бондаренко (ДВИМС), посвященном радиологическим исследованиям с целью изучения глубинного строения региона, также отмечено наличие связи между магматизмом и тектоническими движениями. В интервале времени от поздней юры до кайнозоя активный магматизм сопровождался воздыманиями земной коры, после которых следовали опускания, нередко сопровождающиеся трансгрессией моря. Показана синхронность основного и кислого магматизма и совпадение с их датами металлогенических эпох.

Г. М. Власов (ИТиГ) в своем докладе касался эволюции зон Беньофа в геосинклинальном процессе. По его представлениям Курило-Камчатская сейсмофокальная зона является зоной Беньофа и определяет формирование молодой геосинклинали.

Часть докладов посвящалась проблемам магматизма. А. В. Колосков (ИВ) рассмотрел гипербазитовые формации Тихоокеанского подвижного пояса, показав на ряде примеров интрузивные взаимоотношения гипербазитовых тел и ошибочность признания их как реликтов надвинутой океанической коры. В. А. Попеко (ИТиГ) в докладе о результатах геохимического изучения разновидностей базальтов Курильских островов и Тихого океана высказал мнение об отсутствии принципиальных различий между соответствующими типами этих пород. В. И. Гаврилова и В. В. Онихимовский (ИТиГ) акцентировали внимание на роли элементов-примесей в базальтах как индикаторов мантийного вещества, придав особое значение наличию олова и золота в этих вулканитах, что указывает на металлогенические особенности региона.

В докладах Э. Л. Рейнлиба (ДВТГУ), В. П. Боровикова и Б. Р. Шевченко (ДВИМС) рассматривались связи кислого магматизма с глубинным строением и обсуждались возможности палингенного происхождения рудоносных гранитоидов Охотского района и Буреинского срединного массива. Д. Ф. Семенов (ИТиГ) сообщил о вероятности образования мелких тел щелочных пород о. Сахалин под влиянием глубинных потоков щелочей.

В. И. Сухов (ДВИМС) привел главнейшие факторы, определяющие геологию и металлогению региональных тектоно-магматических систем Приамурья. В докладе подчеркивалась роль подкорового теплового потока, глубинных флюидов и магм, которые могут формировать подкоровые магматические очаги и коровые интрузии. Основываясь на многолетнем изучении Ханкайского срединного массива и его обрамления, Н. П. Лошак (ДВИМС) в своем докладе аргументировал индикаторы глубин магмообразования некоторых формаций этого района. По его данным, геофизические аномалии, петрохимические особенности и ассоциации магматических пород указывают на подкоровое происхождение вулкано-плутонических комплексов фанерозоя.

Большой интерес вызывал доклад Б. И. Бурдэ, Н. С. Кравченко и Е. А. Кулиша (ДВИМС) о связи региональных геохимических особенностей Приамурья с глубинным строением. На основе карт распределения элементов в магматических породах произведено его районирование на специфические геологические зоны и области, которые интерпретируются как отражение латеральной вещественной неоднородности нижней части коры и верхней мантии; показаны возможности прогноза потенциально оловоносных районов.

Ю. И. Меркурьев (ДВИМС) выступил с оригинальным сообщением о геометризации пространственного размещения оловоносных узлов в южной части Дальнего Востока и возможности построения региональной поисковой сети. Однако выступавшие участники совещания рассматривают эти построения как слишком идеализированные.

Совещание рекомендовало научно-исследовательским институтам ДВНЦ АН СССР, ДВИМСу и производственным организациям региона геологического профиля обратить внимание на изучение следующих важнейших проблем:

1) модели литосферы востока Азии и прилегающих акваторий; ее структуры, динамики и механизма образования;

2) источников теплового потока Земли, их значения в континентальной части региона, переходной области «континент — океан», окраинных морях и океане; влияния на магматизм, тектонику и рудообразование;

3) глубинных геолого-геофизических критериев формирования и размещения рудных районов и узлов;

4) глубинного строения континентальной части региона и его шельфовых зон.

Для решения этих проблем намечена тематика соответствующих научных исследований. В решении совещания подчеркнуто, что реализация этих рекомендаций будет содействовать более глубокому познанию строения земной коры, верхней мантии, закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, а также повышению эффективности геологоразведочных работ.

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

УДК 549(084.4)+553.493(049.3)

Е. И. СЕМЕНОВ (ИМГРЭ)

К выходу в свет „Атласа минералов и руд редких элементов“ *

Минералогическая литература пополнилась интересной и оригинальной книгой — «Атласом минералов и руд редких элементов», представленной к печати группой специалистов сектора генетической минералогии ВИМСа — Т. Б. Здорик, С. А. Горжевской, И. И. Куприяновой, М. И. Новиковой, Л. Г. Фельдман, В. Т. Шацкой под научным руководством и редакцией проф. А. И. Гинзбурга. Это первое в нашей стране издание подобного рода.

Атлас не случайно посвящен минералам и рудам редких элементов. Как известно, за последние годы во всем мире произошел резкий сдвиг в прежних представлениях о генетических и промышленных типах редкометальных месторождений, равно как и о рудных минералах редких элементов. Если до недавнего времени главным и по существу единственным типом эндогенных месторождений большинства редких металлов считались гранитные пегматиты натро-литиевого типа (по А. Е. Ферсману), то ныне с каждым годом все большее практическое значение приобретают редкометальные граниты, карбонатиты, альбититы, стратифицированные плутоны агпаитовых нефелиновых сиенитов с лопаритовыми рудами, гидротермальные месторождения бериллия, редких земель и т. д. При этом сохраняют важное значение и редкометальные пегматиты, среди которых выявлены новые перспективные типы.

Существенно расширился и набор ведущих рудных минералов редких элементов. В пегматитах, особенно в новых типах редкометальных месторождений, наряду с традиционными рудными минералами (сподумен, поллуцит, берилл, танталит-колумбит, пирохлор, лопарит, монацит, ксенотим, циркон) все большую роль начинают играть петалит, эвкриптит, цезиевые слюды, фенакит, бертрандит, миларит, лейкофан, чкалович, воджинит, иксиолит, микролит, фторкарбонаты редких земель, бадделеит и ряд других.

Большинство из них еще совсем недавно относилось к числу редких и редчайших. Теперь же обнаружены их крупные промышленные скопления. Таким образом, в некоторых типах руд, в том числе наиболее высококачественных (богатых и легкообогатимых), минералы, подобные воджиниту или иксиолиту, фенакиту или бертрандиту, редкоземельным фторкарбонатам или бедделеиту, занимают важное или даже ведущее положение.

Вместе с тем широкому кругу геологов-поисковиков эти минералы, как и новые типы руд редких элементов, фактически мало известны. Многие из них еще не нашли отражения в обычных курсах минералогии и рудных месторождений, читаемых в вузах. Отдельные минералы мало представлены даже на витринах крупнейших минералогических музеев, не говоря уже о вузовских коллекциях.

Это тем более печально, что ряд промышленно ценных редкометальных минералов относится к числу весьма трудно диагностируемых, а в некоторых типах руд, достаточно характерных по своему внешнему облику, редкометальные минералы образуют настолько мелкую вкрапленность, что визуально (макроскопически или даже под лупой) они подчас почти не различимы.

В связи с этим понятно, какую пользу в подобной ситуации может принести цветной атлас, в котором с большой полнотой и исключительной наглядностью, в расчете на самые широкие круги геологов-практиков представлены не только многочисленные минералы редких элементов, но и основные типы их руд (причем главное внимание уделено новым типам руд, недавно вошедшим или только входящим в орбиту промышленного освоения либо являющимся потенциально перспективными).

Делая акцент на новых минералах и рудах, авторы, однако, не забывают и о традиционных типах руд и рудных минералов, все еще сохраняющих свое практическое значение. Текстовая часть атласа составлена на современном научном уровне, с использованием новейшей литературы и с учетом большого личного опыта членов авторского коллектива.

В альбом включены 263 цветных иллюстрации минералов и руд лития, цезия, бериллия, тантала и ниобия. Помимо собственных коллекций авторов, редактора и ряда других минералогов, в альбоме использована часть богатейших материалов, собранных в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР, в музеях Ленинград-

* М., Недра, 1977.

ского горного и Московского геологоразведочного институтов, а также в музее ИМГРЭ. Большинство снимков отличаются достаточной контрастностью, естественной цветопередачей, что является несомненной удачей фотографа М. В. Мезенцева и, конечно, Московской типографии № 5 Союзполиграфпрома.

Необходимо также отметить высокохудожественное композиционное решение как отдельных снимков, так и атласа в целом.

Преследуя в первую очередь практические цели повышения эффективности поисков и оценки новых редкометальных месторождений, авторы представили в атласе столь разнообразный, интересный и систематически подобранный минералогический материал, что он в ряде случаев может служить в качестве пособия по проблеме типоморфизма минералов. Это прежде всего относится к иллюстрациям минералов бериллия из месторождений различной формационной принадлежности.

Наряду с очевидными достоинствами атлас не лишен и некоторых недостатков, большинство которых, вероятно, обусловлено ограниченностью его объема и техническими трудностями, связанными с получением цветных диапозитивов и их полиграфическим воспроизведением.

1. Название атласа не вполне отвечает его содержанию. В нем представлены минералы и руды не всех редких элементов, образующих в природе собственные минералы и самостоятельные месторождения, а лишь пяти из них, правда, важнейших — лития, цезия, бериллия, тантала и ниобия. Минералы и руды циркония, редких земель, стронция в атлас не вошли. Иными словами, изданный атлас следовало бы считать первой частью (томом) полного атласа минералов и руд редких элементов. В связи с этим следует настойчиво рекомендовать издание продолжения (второй части) атласа, посвященного минералам и рудам редких земель, циркония и, возможно, некоторых других редких элементов.

2. При большой в целом полноте атласа (применительно к минералам и рудам тех элементов, которым он фактически посвящен) в нем имеются досадные пробелы. Так, среди минералов лития не представлены эвкриптит, криолитионит, а среди минералов бериллия — гельбертрандит и др. Хотя большинство из них пока очень редки, они, как показывает опыт, в дальнейшем могут приобрести существенное практическое значение. Отсутствуют в атласе и некоторые важные типы руд, например лопаритовые, что по-видимому, объясняется их плохой «фотогеничностью». Так или иначе, отсутствие указанных минералов и руд в атласе не может не вызвать сожаления.

В отдельных случаях описаны минералы, иллюстрации которых отсутствуют. В то же время отсутствует описание эфесита, фото которого имеется. Циркелит и ринколит являются собственно минералами циркония и редких земель, а не ниобия.

3. В атлас не включены фоторепродукции некоторых люминесцирующих минералов (известно, например, что эвкриптит легко диагностируется по своей карминово-красной люминесценции). Возможно, следует подумать над тем, чтобы выпустить специальный атлас, посвященный люминесценции минералов (не только редкометальных).

4. В большинстве случаев отдельные типы руд представлены единичными иллюстрациями. Следовало бы, несколько увеличив объем иллюстративной части атласа, поместить цветные фото однотипных руд из разных месторождений (в атласе это представляет редкое исключение).

5. Мало «генетических» снимков, отражающих взаимоотношения минералов между собой, развитие одних минералов по другим, процессы эндогенного и гипергенного изменения минералов (что имело бы важное значение и для диагностических целей). Недостаточно представлены минеральные парагенезисы, минералы-спутники редкометальных минералов.

6. Совершенно отсутствуют (видимо, по техническим причинам) микрофотографии шлифов.

7. Не все репродукции одинаково удачны по цвету; это, в частности, относится ко многим изображениям гентгельвина и тантало-ниобатов, где черные минералы подчас кажутся синеватыми.

8. Отсутствует указатель минералов.

И наконец, тираж атласа явно мал. Учитывая, что в атласе широко представлены прекрасные фотографии ювелирных камней — изумрудов, аквамаринов, гелиодоров, хризобериллов, сподуменов (кунцитов, гидденитов) фенакитов и др., вполне естественно, что тираж его практически целиком разошелся среди любителей камня и почти не попал в руки тех, кому он в первую очередь адресован, т. е. специалистов-геологов, и теперь остается надеяться лишь на его переиздание.

УДК 550.8.003.13

Соколовский Ю. А. Некоторые аспекты определения экономической эффективности геологоразведочных работ.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 3—12.

Анализируются основные вопросы проблемы. Учитывается влияние научного и производственного характера затрат и результатов геологоразведочных работ на определение их эффективности. Критерии этой эффективности (внутренний и внешний) считаются одновременно и критериями оптимизации. Предлагается измерять эффективность геологоразведочных работ не одним обобщающим, а несколькими равнозначными показателями (натуральными, стоимостными, сводными). Обосновывается необходимость отнесения на геологоразведочные работы всего суммарного дохода без долевого участия. Даются рекомендации по учету фактора времени и определению экономически допустимого предела затрат на поиски и разведку месторождений с учетом их денежной ценности.

Табл. 1, список лит.— 17 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 553.98.061 : 763(47-13)

Строганов В. П. Закономерности размещения и условия формирования зон преимущественно нефте- и газонакопления в меловых отложениях юга СССР.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 12—26.

Утверждается, что залежи нефти и газа в меловых отложениях вторичные и образовались за счет подтока углеводородов снизу из юрских отложений. Эта проблема вновь стала актуальной в связи с обнаружением залежей газа в меловых отложениях в районах, где имеется мощная толща соли. Показано, что переток УВ из юрских в меловые горизонты осуществлялся по-разному. Отсутствие собственных залежей УВ в мелу связано с низким генерирующим потенциалом апт-альбской глинистой толщи и отсутствием условий для сохранений газов. Рекомендуются поиски залежей в меловых отложениях над региональными разломами.

Табл. 2, ил. 4, список лит.— 28 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 563.12 : 551.781.4(575)

Бугрова Э. М. Этапы развития фораминифер эоценового бассейна Средней Азии.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 27—36.

Установлена этапность развития планктонных и бентосных фораминифер в эоцене Юго-Восточной Туркмении. Для планктона она оказалась аналогичной этапности развития этой группы в парастратотипическом разрезе палеогена юга СССР. Этапы положены в основу выделения биостратиграфических зон, которые для разнофациальных отложений Туркмении рассматриваются в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений.

Табл. 1, список лит.— 10 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 552.1 : 553.439

Кривцов А. И., Агеева С. Т. Петрологические особенности вулкано-плутонических ассоциаций районов меднопорфирового оруденения.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 36—48.

Анализ петрологических особенностей вулкано-плутонических ассоциаций в районах медно-порфирового оруденения показывает отчетливую зависимость состава рудоносных плутонов и ассоциирующих с ними вулканогенных образований от геотектонической позиции районов, что отражается и в металлогенической специализации последних. В районах эпикратонного типа вулкано-плутонические ассоциации имеют субщелочной состав и несут существенно молибденовое оруденение. Районам эпимиогеосинклинального типа отвечают магматические образования калинатрового состава, с которыми связано молибден-медное оруденение. Эпиэвгеосинклинальным районам принадлежат вулкано-плутонические ассоциации натровой специализации, несущие существенно медное оруденение. Соответствующие петрохимические характеристики интрузивных и вулканогенных образований в совокупности с другими данными могут служить достаточно надежной основой для выделения потенциальных рудных районов.

Табл. 3, ил. 2, список лит.— 11 назв.

УДК 550.814 : 528.711.1(202) : 551.242.3(234.85)

Стрельников С. И. Особенности структуры Урала по данным дешифрирования космических снимков.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 49—61.

При анализе систем разрывных нарушений, выявленных в процессе дешифрирования космических снимков, установлены четыре серии разломов. Выраженность их в различных частях Урала неодинакова и зависит как от особенностей геологического строения, так и от неотектонической обстановки. Выявлена периодичность (шаг разломов) в распределении крупнейших разрывных нарушений. Наряду с линейными установлены кольцевые разломы, ограничивающие овальные блоки различного строения и генезиса. Наибольший интерес представляют кольцевые структуры на восточном склоне Урала, связанные с процессами гранитизации. Описаны морфология и внутреннее строение линейных и кольцевых структур.

Ил. 2, список лит.— 29 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 551.35(265.53)

Геологическое строение северо-западной части Охотского моря/Л. С. Маргулис, В. Б. Мудрецов, Б. Г. Сапожников и др.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 61—71.

На основе интерпретации комплексных геофизических исследований рассмотрено геологическое строение акватории, прилегающей к Нижнему Приамурью и Северному Сахалину. Структурные элементы, протягивающиеся с материка и Сахалина, образуют две области. Первая, имеющая фундамент, представленный дислоцированными образованиями Сихотэ-Алиня и частично Восточно-Сихотэалинским вулканогеном, относится к формирующейся с позднего неогена молодой плите. Вторая — северное окончание Хоккайдо-Сахалинской складчатой области — разделяется на три района. Центральный район является продолжением складчатых элементов Сахалина. Западный и восточный — крупные прогибы, выполненные практически нескладчатыми неогеновыми отложениями. Западный прогиб в значительной мере наложен на Восточно-Сихотэалинский вулканоген. Восточный, выделенный как Восточно-Присахалинский краевой, заложился в позднем неогене на докайнозойском складчатом основании. Существенно иное строение имеет впадина Дерюгина, ограниченная зонами глубинных разломов. Ее происхождение относится к поздненеоген-четвертичному времени и связывается с начальным этапом деструкции континентальной коры.

Ил. 4, список лит.— 12 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 551.243 : 550.83(470.22)

Колесник Н. Н. Особенности глубинного строения Ладожской зоны протоактивизации.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 71—80.

На основании совместной интерпретации новейших геологических и геофизических данных делается вывод о существовании в позднем протерозое в ряде районов Южной Карелии режима тектоно-магматической активизации. Сопоставление особенностей глубинного строения областей тектоно-магматической активизации разного возраста показало, что они имеют своеобразное строение тектоносферы. Основные черты тектоники этих областей (мелкоблоковое строение, интенсивное движения блоков по разломам, сокращение мощности земной коры, ее базификация и т. д.) присущи и Северному Приладожью. Отнесение этого региона к категории активизированных областей позволяет по новому оценить его перспективы на широкий комплекс полезных ископаемых.

Ил. 2, список лит.— 32 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 553.494.041(477)

Перспективы развития минерально-сырьевой базы титановых руд на Украине/С. И. Кирикилица, Ю. А. Полканов, В. С. Тарасенко и др.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 81—83.

Месторождения титана Украины представлены: 1) комплексными циркон-рутил-ильменитовыми прибрежно-морскими россыпями, 2) ильменитовыми аллювиальными россыпями, 3) иль-

менитоносной корой выветривания основных пород и 4) ильменитоносными основными породами. Первые три типа месторождений разрабатываются. Ильменитовые концентраты используются в металлургии и при химической переработке. Пригодность для различных отраслей промышленности определяется измененностью ильменита и сопутствующими примесями. Наиболее изменен ильменит прибрежно-морских россыпей (степень изменения 90—99%), наименее — остаточных (5—45%). Ильменит материнских габброидов не изменен. Перспективы расширения сырьевой базы связаны с поисками и разведкой крупных остаточных и коренных месторождений с высококачественным ильменитом, пригодным для производства пигментов.

Список лит.— 12 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 550.422 : 553.411/412

Крылова В. В., Горелышев А. В. Изменчивость золото-серебряного отношения в рудах.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 83—86.

Золото-серебряное отношение при многостадийном рудном процессе зависит от преобладающего развития той или иной минеральной ассоциации и является типоморфной характеристикой последней. Изменчивость золото-серебряного отношения обусловлена закономерностями пространственного размещения минеральных ассоциаций. Получены новые для данного месторождения числовые значения золото-серебряного отношения.

Табл. 4, ил. 2, список лит.— 6 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 551.24+553.3(574.5)

Хисамутдинов М. Г. Типы структурно-металлогенических зон Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклинальной системы.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 86—95.

Рассматривается Чингиз-Тарбагатайская складчатая система — часть сложно построенного Урало-Монгольского пояса. Своеобразие металлогении региона вызвано несколькими причинами: 1) изначальной гетерогенностью геосинклинальной системы, обусловленной наличием внутри нее погребенных жестких массивов; 2) наложением герцинской активизации на завершенный каледонский этап развития и др. Проявления рудной минерализации сведены в минеральные типы, некоторые из них рассматриваются как рудные формации. Наибольший интерес представляют формации колчеданного класса и меднопорфировые. На основе комплексного формационного и металлогенического анализа в пределах каледонид Чингиза выделено восемь типов структурно-металлогенических зон, специализированных на металлические полезные ископаемые. Отмечается наличие в Урало-Монгольском поясе, помимо Чингиз-Тарбагатайской, и других складчатых систем, сходных с ней по ряду признаков геологического строения и металлогении.

Табл. 1, ил. 2, список лит.— 27 назв.

УДК 556.314.6...027 : 551.243.8

Ветштейн В. Е., Гавриш В. К., Гуцало Л. К. Изотопный состав водорода и кислорода вод в зонах глубинных разломов.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 96—103.

Исследовано содержание стабильных изотопов водорода (D/H) и кислорода ($^{18}O/^{16}O$) в поверхностных и подземных водах из зон глубинных разломов Курило-Камчатской вулканической области, о-ва Сахалин, Днепровско-Донецкой впадины, Украинского щита и Белорусского массива. Установлено, что как в тектонически активных, так и в спокойных областях глубинные разломы способствуют миграции (разгрузке) подземных вод морского и метеорного происхождения, но не являются проводниками «ювенильных» и магматических вод, вернее, таких их количеств, которые могут быть зафиксированы современными методами изотопного анализа.

Табл. 1, ил. 1, список лит.— 29 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 550.4/552.311(571.54)

Гладких В. С., Гусельников А. А. Редкие и рудные элементы в шпинелевых лерцолитах и генезис базальтовых магм Прибайкалья.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 104—110.

Изучено распределение Cr, V, Co, Ni, Zn, Cu, Zr, Sc и других элементов в минералах шпинелевых лерцолитов, ксенокристах орто- и клинопироксенов, развитых в базанитоидах Прибайкалья. На основании петрохимических и геохимических признаков делается вывод, что наиболее благоприятные условия для образования оливин-толеитовых магм создаются при переходе в расплав преимущественно клинопироксена шпинелевых лерцолитов.

Табл. 4, ил. 3, список лит.— 13 назв.

— — — — — — — — — —

УДК 553.(463+061.2)(470.64) : 551.7.02

Курдюков А. А. Структура Тырныаузского рудного узла.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 110—119.

Структура Тырныаузского рудного узла рассматривается на базе детального геологического картирования в свете новых данных регионально-геологических исследований Центрального Кавказа в области стратиграфии, магматизма и тектоники. Описаны главные структурные элементы рудного узла, показана доминирующая роль горизонтальных перемещений в его формировании. Рассмотрены источники молибден-вольфрамового оруденения, роль метаморфизма и гранитизации в рудообразовании. Обоснованы направления поисков скрытого оруденения и сформулированы рекомендации по постановке глубинной разведки на западном фланге рудного узла.

Ил. 2, список лит.— 27 назв.

Вниманию читателей!

НА ТОРГОВО-СБЫТОВОЙ БАЗЕ МИНГЕО СССР ИМЕЕТСЯ В НАЛИЧИИ СЛЕДУЮЩАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьева Е. П., Исаенко М. П.* **Определитель гипергенных минералов окисленных сульфидных руд в отраженном свете,** 1974. Цена 38 коп.
2. *Бенеславский С. И.* **Минералогия бокситов,** 1974. Цена 1 р. 13 к.
3. *Вартанян Г. С.* **Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов,** 1977. Цена 2 р. 80 к.
4. **Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР;** т. 3. Печорский угольный бассейн и месторождения угля КОМИ АССР и Ненецкого нац. округа, 1965. Цена 1 р. 81 к.
5. **Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР,** т. 5, кн. 1 и 2. Угольные бассейны и месторождения Казахстана, 1973. Цена 12 р. 14 к.
6. **Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР,** т. 9, кн. 1 и 2. Угольные бассейны и месторождения Забайкалья, Якутской АССР, Дальнего Востока, о. Сахалин и островов Ледовитого океана, 1973. Цена 10 р.
7. **Геологический словарь.** В 2-х томах. 1978. Цена 11р. 20 к.
8. **Геохронологическая таблица,** 1974. Цена 13 коп.
9. **Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения/**Ю. Г. Иванов и др. 1974. Цена 1 р. 62 к.
10. *Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И.* **Основы анализа осадочных формаций,** 1974. Цена 1 р. 10 к.
11. *Каленов Е. Н.* **Геологическое истолкование результатов магнитотеллурической разведки,** 1974. Цена 49 коп.
12. *Кобахидзе Л. П.* **Экономика геологоразведочных работ,** 1978. Цена 1 р. 10 к.
13. *Кореневский С. М.* **Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций,** 1973. Цена 3 р. 21 к.
14. *Костенко Н. П.* **Четвертичные отложения горных стран,** 1975. Цена 2 р. 44 к.
15. *Лазько Е. М.* **Основы региональной геологии СССР** (История формирования структуры), 1971. Цена 2 р. 60 к.
16. *Леонтьев А. Н.* **Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометальные пояса Прииртышья,** 1969. Цена 71 коп.
17. *Лобанов Д. П., Смолдырев А. Е.* **Гидромеханизация геологоразведочных и горных работ,** 1974. Цена 87 коп.
18. *Матвеев Б. К.* **Альбом сводных палеток и номограмм для графического построения кривых электромагнитных зондирований,** 1966. Цена 68 коп.
19. *Можаев Б. Н.* **Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины,** 1973. Цена 2 р. 53 к.
20. *Москалева С. В.* **Гипербазиты и их хромитоносность,** 1974. Цена 2 р. 26 к.
21. *Москалева В. Н., Шаталов Е. Т.* **Типы петрографических провинций СССР,** 1974. Цена 3 р. 18 к.
22. **Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости/**М. С. Безсмертная и др., 1973. Цена 2 р. 19 к.
23. *Половинкина Ю. Ир.* **Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород** 1966, ч. 1. Цена 81 коп.; ч. 2, т. 1. Цена 1 р. 32 к. ч. 2, т. II. Цена 91 к.
24. **Стратиграфический словарь СССР** (кембрий, ордовик, силур, девон), 1975. Цена 3 р. 58 к.
25. **Укрупненные проектно-сметные нормативы на постройку двухэтажных жилых, общественных и культурно-бытовых зданий базовых поселков, геологоразведочных организаций и газификацию.** Дополнение к СУСН, вып. 133, 1977. Цена 36 коп.
26. *Хаин В. Е.* **Региональная геотектоника.** (Внеальпийская Европа и Западная Азия), 1977. Цена 4 р. 80 к.
27. *Хохлов В. В.* **Атлас спектральных линий для дифракционного спектрографа СТЭ-1,** 1968. Цена 45 коп.
28. *Шафрановский И. И.* **Очерки по минералогической кристаллографии,** 1974. Цена 1 р. 07 к.
29. *Юшко-Захарова О. Е.* **Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины,** 1970. Цена 1 р. 50 к.
30. **Геологическая карта Кавказа на девяти листах,** м-б 1 : 500 000. Гл. ред. Д. В. Наливкин, 1976. Цена 3 р. 42 к.
31. **Карта докембрийских образований Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями).** На четырех листах, м-б 1 : 2 500 000. Ред. Ю. Р. Беккер, 1975. Цена 1 р. 52 к.
32. **Карта размещения и минералогической специализации щелочных магматических формаций территории СССР,** м-б 1 : 10 000 000. (Гл. ред. Д. В. Рундквист), 1976. Цена 38 коп.
33. **Справочник норм времени на лабораторные исследования полезных ископаемых и горных пород.** *Часть 1.* Химические, спектральные, пробирные, спектрозолотометрические и ядернофизические методы анализа, 1978. Цена 72 коп.

Часть 2. Испытания нерудных полезных ископаемых, инженерно-геологические исследования грунтов, определения физических свойств образцов полезных ископаемых и горных пород для интерпретации геофизических полей, 1978. Цена 37 коп.
Часть 3. Изготовление шлифов и минерало-петрографические исследования, 1978. Цена 55 коп.
Часть 4. Палеонтологические исследования, 1978. Цена 51 коп.

34. **Альбом «Проходка наклонных выработок»** (серия из 11 учебно-методических плакатов), 1969. Цена 1 р. 61 к.

35. Никулин А. С. **Тахеометрические таблицы,** 1976. Цена 1 р. 51 к.

Заявки просьба высылать по адресу:
101890, г. Москва, Кривоколенный пер., 10

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА" ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ В 1979 Г. КНИГУ БОРИСЕНКО З. Г. **МЕТОДИКА ГЕОМЕТРИЗАЦИИ РЕЗЕРВУАРОВ И ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА.** 18 Л. 1 Р. 30 К.

В книге изложены новые методы геометризации резервуаров и залежей, обеспечивающие построение более вероятных моделей размещения нефти и газа в продуктивных отложениях. Для различных морфологических и генетических типов ловушек и залежей разработаны способы построения структурных поверхностей, поверхностей нарушений и трансгрессивных срезов; раздела и слияния коллекторов. Большое внимание уделено определению пространственного положения поверхностей контакта и контуров нефтегазоносности.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся поисками, разведкой и разработкой залежей нефти и газа, подготовкой подземных хранилищ различного назначения, а также разработкой программ для ЭВМ.

Заказ на эту книгу Вы можете оформить через отдел „Книга-почтой" магазинов „Недра": № 17—199178, Ленинград, В. О., Средний пр., 61; № 59—127412, Москва, Коровинское ш., 20.

По мере выхода книги из печати Ваш заказ будет выполнен наложенным платежом.

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА"

Contents

Sokolovsky Yu. A.
Some aspects of determination of the economic efficiency of geological prospecting 3

Stroganov V. P.
Localization features and forming conditions of predominant oil and gas accumulation zones in the Cretaceous deposits in the south of the USSR . 12

Bugrova E. M.
Foraminifer development stages in the Eocene basin of the Central Asia 27

Krivtsov A. I., Ageyeva S. T.
Petrology of volcano-plutonic associations in copper-porphyry mineralization areas 36

Strelnikov S. I.
Structural features of the Urals identified by space photograph interpretation data 49

Margulis L. S., Mudretsov V. B., Sapozhnikov B. G., Fedotov G. P., Khvedchuk I. I.
The geology of the north-western part of the Okhotsk Sea 61

Kolesnik N. N.
Deep structure of the Ladozhsk zone of protoactivation 71

BRIEF REPORTS

Kirikilitsa S. I., Polkanov Yu. A., Tarasenko V. S., Metalidi S. V., Mochalov A. Ya., Proskurin G. P.
Prospects of titanium ore development of the mineral raw base in the Ukraine 81

Krylova V. V., Gorelyshev A. V.
The variability of gold to silver ratio in ores 83

Khisamutdinov M. G.
Types of structural-metallogenic zones of the Chingiz-Tarbagatai eugeosynclinal system 86

Vetshtein V. E., Gavrish V. K., Gutsalo L. K.
The isotopic content of hydrogen and oxygen in waters of deep fault zones 96

Gladkykh V. S., Guselnikov A. A.
Rare and ore elements in spinel lherzolite and basaltic magma genesis in Pribaykalye 104

Kurdyukov A. A.
The structure of the Tyrnyauz ore plexus 110

SCIENTIFIC CHRONICLE

Onikhimovsky V. V.
Brief information on the conference on the problem of deep structure of the Far East region 120

CRITIQUE AND BOOK REVIEW

Semenov E. I.
On the publication of «Atlas of minerals and rare-element ores» . . . 123

Цена 1руб.

70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1979. № 7. 1-128