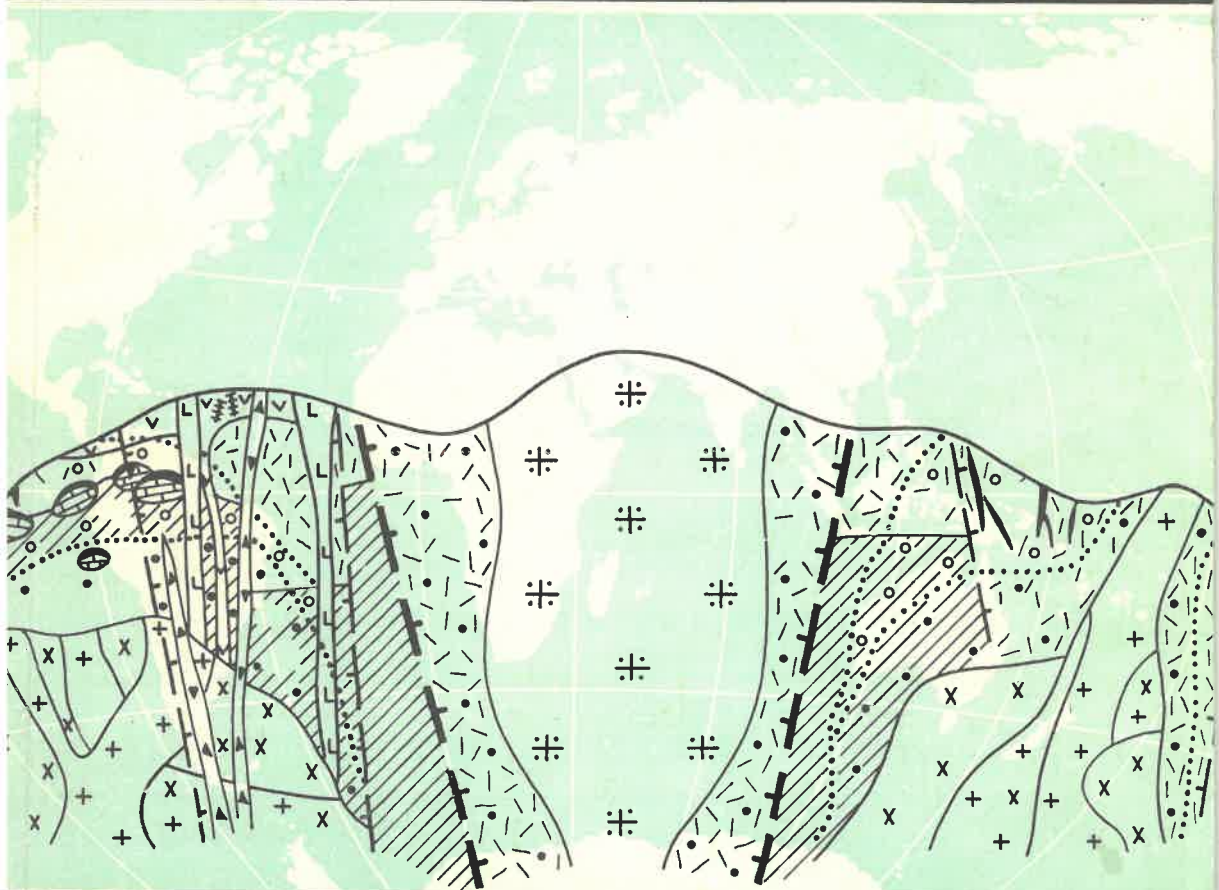


Советская геология

ISSN 0038-5069



II/1991

50 ЛЕТ ТУРКМЕНИИ

ДИНАМОКАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

КОНЦЕПЦИЯ САМООРГАНИЗАЦИИ И МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

УСТОЙЧИВОСТЬ ДВИЖЕНИЯ ПЛАНЕТ

Российская геммологическая ассоциация

утверждена Министерством
юстиции РСФСР
в июне 1991 г.
регистрационный номер 171

Основные направления деятельности ассоциации:

объединение сил специалистов-геммологов и любителей камня в целях рационального использования и сохранения природного камня, минеральных и других заповедных объектов

повышение эффективности освоения месторождений поделочных камней в условиях рынка, проведение экспедиционных работ

совершенствование технологии обработки камня

развитие материальной базы геммологии, изучение геммологических характеристик и спецификации

просветительская и редакционно-издательская работа

организация выставок поделочного коллекционного камня и установление международного сотрудничества по основным направлениям деятельности ассоциации

ПРИГЛАШАЮТСЯ К УЧАСТИЮ КОЛЛЕКТИВЫ И ЧАСТНЫЕ ЛИЦА

119899, Москва, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, кафедра минералогии. Телефон 939-30-21, Президент-организатор Галина Петровна Кудрявцева

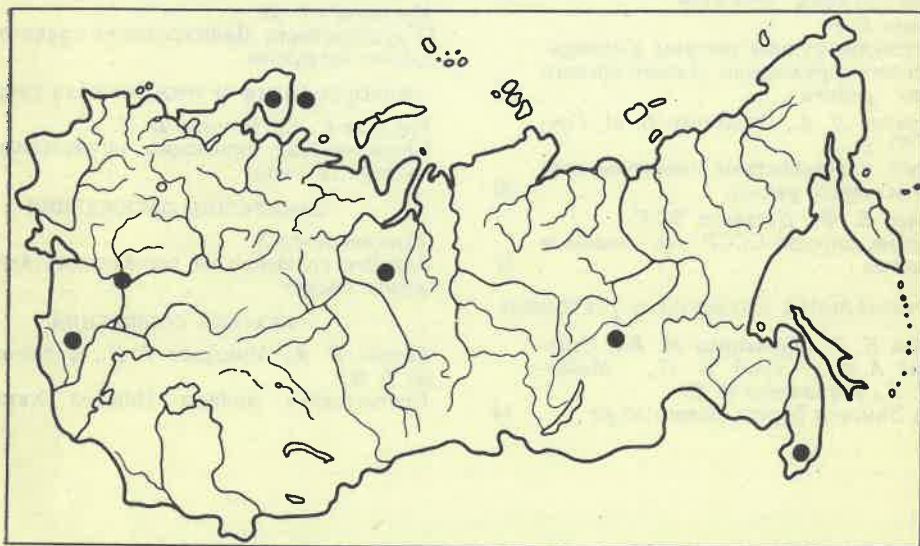
Советская геология

Ежемесячный научный журнал

Министерства геологии СССР
Всесоюзного научно-технического
геологического общества

II/1991

Основан в марте 1933 года



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

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



Москва, «Недра»

Содержание

Пайтыков Ч. М., Гоголь С. Б.
50 лет ТуркменНИГРИ 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Белов Р. В., Кривошеев Э. В., Михайлова Е. И., Семина М. В.
Структурно-формационная интерпретация при прогнозировании неантиклинальных ловушек 7

Резников А. Н., Сианисян Э. С.
Количественная оценка динамокатагенетического фактора в связи с нефтегазонасыщенностью 11

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Жоголев Л. П., Козлов С. А., Штокаленко М. Б.
Концепция самоорганизации и моделирование рудных объектов 16

Корсунов Е. Г.
Магматогенно-рудные системы и свинцово-цинковое оруденение Дальнегорского рудного района 23

Виноградов Л. А., Гринченко Б. М., Гончаров Ю. В.
Строение и перспективы никеленосности Аллареченского района 30

Горбачев Б. Ф., Дистанов У. Г.
Глинистые породы СССР как полезное ископаемое 37

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Якобсон К. Э., Кузнецова М. Ю., Станковский А. Ф., Гриб В. П., Медведев В. А., Третьяченко В. В.
Рифей Зимнего Берега Белого моря 44

Грайзер М. И., Ильинская Х. Г., Хохрин В. Н.
Дорифейская (предпурпольская) кора выветривания на восточной окраине Патомского нагорья 49

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Онищенко Б. А.
О причинах перерывов седиментации в океанических впадинах 55

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Ляхович В. В.
Изотопы кислорода в овоидах рапакиви 59

Малюк Б. И., Колий В. Д., Паранько И. С.
Петрохимическое сопоставление метавулканитов криворожской и конкско-верховцевской серий 65

Мустафаев Г. В.
О рудоносности Дашкесанского гранитоидного интрузива 70

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Крайнов С. Р., Закутин В. П.
Геохимическая типизация загрязненных подземных вод 78

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Ахияров Влер Х.
Влияние вращения на устойчивость движения планет 87

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Шалин П. А., Мингазов Т. Н., Хворонова Т. Н.
Неотектоника долины Нижней Камы 95

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

Сдано в набор 23.09.91. Подписано в печать 30.10.91.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,75. Уч.-изд. л. 10,24. Тираж 1975 экз.
Заказ № 897. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-60-72, 254-29-56
Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1991

50 лет ТуркменНИГРИ

Ч. М. ПАЙТЫКОВ, С. Б. ГОГОЛЬ (ТуркменНИГРИ)

Начало комплексным исследованиям недр Туркменистана было положено экспедициями АН СССР и Комитетом по делам геологии СНК СССР, еще руководимыми академиками А. Е. Ферсманом, Д. И. Щербаковым, И. М. Губкиным. Бурное развитие производительных сил поставило перед республикой задачу создания собственной геологической службы для планомерного изучения минерально-сырьевых ресурсов. В 1940 г. в Ашхабаде был создан Туркменский филиал Академии наук, а в 1941 г. в его составе учрежден Геологический институт. В 1963 г. институт был передан в ведение Госгеолкома СССР, а в 1966 г. — Управления геологии Туркменской ССР. В 1972 г. он переименован в Туркменский научно-исследовательский геологоразведочный институт.

Начальный период становления института пришелся на тяжелые годы Великой Отечественной войны, когда весь его небольшой коллектив был задействован на решение насущных проблем народного хозяйства Туркмении. Учеными впервые было дано научное обоснование перспектив использования минерального сырья, подземных вод и топливно-энергетических ресурсов Кугитанга, Туаркыра, Копетдага, Каракумов, постоянно оказывалась научно-техническая помощь производственным и хозяйственным организациям республики. Этот период в истории института связан с именами таких выдающихся ученых-геологов, как Г. П. Горшков (первый директор института), А. В. Данов, В. Н. Курнин, Д. В. Наливкин, А. В. Сидоренко.

Институт интенсивно развивался в послевоенный период, когда были сформированы такие крупные научные направления исследований, как региональная геология, геология нефти и газа, гидрогеология.

В области региональной геологии значительные успехи были достигнуты по вопросам тектоники, палеонтологии, стратиграфии и палеогеографии Туркменистана. Ученые института разработали основополагающие схемы геологического строения и тектоники советского и зарубежного Копетдага, Туаркыра, Бол. Балхана, Прикаспийской низменности, Каракумов, составлены палеонтологические атласы и справочники, региональные стратиграфические и литолого-палеогеографические схемы отложений от палеозоя до четвертичных образований (Д. А. Агаларова, А. А. Али-Заде, Ю. Н. Годин, А. В. Данов, П. И. Калугин, Г. И. Калыев, В. П. Колесников, А. М. Кривенков, В. П. Мирошниченко, Г. И. Попов, В. Б. Порфирьев, Л. Н. Смирнов и др.). Под руководством Г. П. Горшкова впервые была составлена карта сейсмического районирования Туркменской ССР.

В области нефтегазовой геологии были выявлены региональные закономерности формирования и размещения месторождений углеводородов, разработаны научные основы их поисков (А. А. Али-Заде, Ю. Н. Годин, А. В. Данов, В. В. Семенович, М. Э. Эсенов и др.). На базе результатов выполненных научно-исследовательских разработок было подготовлено Постановление Совета Министров СССР об усилении геологоразведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии (1957), давшее толчок широкому развороту поисково-разведочных работ в республике. Закономерным итогом стало открытие ряда крупных нефтяных месторождений в Западно-Туркменской впадине и газовых месторождений в Центральных Каракумах и Приамударьинском районе. Достоинно были отмечены заслуги туркменских ученых-геологов в создании топливно-энергетической базы Туркменистана. За открытие нефтяного месторождения Кум-Даг группа ученых института (Ю. Н. Годин, А. В. Данов, М. Э. Эсенов) была награжде-

на Государственной премией Туркменской ССР, а за открытие Ленинского (Котур-Тепе) месторождения нефти Ю. Н. Годину было присвоено звание лауреата Ленинской премии.

Гидрогеологические исследования в институте были направлены на изучение условий формирования и перспектив использования пресных, минеральных и промышленных (иодо-бромных) подземных вод (П. И. Калугин, О. Я. Калугина, А. В. Кудельский, В. Н. Кунин, Н. К. Кульджаев, Н. Г. Шевченко и др.). В районах оазисов и вдоль трассы Каракумского канала был выполнен большой объем гидрогеологических исследований (С. Н. Алехин, А. Н. Вахтанова, Б. В. Гоголь, О. Г. Горбунова, И. Я. Довыдов, К. Н. Иомудский, И. Ф. Корякин, Л. М. Мальцев, Н. В. Роговская, В. А. Янин и др.). За организацию и проведение изыскательских работ по трассе Каракумского канала К. Н. Иомудскому было присвоено звание лауреата Ленинской премии.

С переходом института в 1963 г. из Академии наук в систему геологической службы страны значительно расширилась область его исследований. Генеральным направлением научной деятельности стали разработки на нефть и газ, подземные воды, рудное и нерудное сырье, создание технических средств и технологий буровых работ.

В институте были широко развернуты региональные исследования геологии и нефтегазоносности платформенных и геосинклинальных областей Туркменистана. Были разработаны региональные и детальные стратиграфические схемы юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений (К. Аманниязов, Е. М. Арзуманова, А. Л. Арустамов, Г. Н. Бурнакова, И. А. Ванчуров, Г. Н. Джабаров, А. В. Дмитриев, А. И. Животовская, П. И. Калугин, Г. Е. Кожевникова, А. М. Курылева, А. А. Мания, З. В. Мархасева, К. К. Машрыков, Л. С. Невзорова, Н. У. Нурмашев, Г. И. Попов, Т. Р. Розьева, М. М. Судо, Т. Х. Тановицкая, С. З. Товбина, О. Узakov, С. Х. Урманова, Р. Ф. Юферев и др.). Составлена серия крупных палеонтологических монографий, справочников, атласов. Выявлены закономерности распространения и установлены перспективы нефтегазоносности осадочных формаций, составлены их литолого-фациальные и палеогеографические схемы (А. К. Алланов, Ч. Балкулиев, Н. Б. Бекмурадов, Х. Д. Дурдыев, М. С. Жмуд, Д. Е. Косой, К. Б. Кулиев, М. Кулмамедов, И. Н. Мануляк, В. С. Прилуцкий, Ч. Сапаров, М. Ш. Ташлиев, К. Томашаев, Н. С. Цепелев, А. Л. Юревич и др.). Подготовлены и изданы тектонические карты Туркменской ССР масштабов 1:2 500 000—1:500 000 (С. П. Вальбе, О. М. Панасенко, Э. И. Птушкин, Л. Н. Смирнов и др.).

Учеными института изучены закономерности размещения терригенных и карбонатных коллекторов и флюидоупоров в мезозойско-кайнозойском комплексе отложений республики, дана количественная оценка нефтегазоносности на зольном и локальном уровнях (Э. Х. Абдыллаев, Т. Аширов, Х. К. Бабаев, Д. А. Бабаян, А. Г. Блискавка, В. С. Вагеров, Л. Г. Гаврильчева, А. Н. Давыдов, М. К. Зайцев, Л. В. Косарев, Н. О. Назаров, Ч. М. Пайтыков, М. С. Пашаев, А. Ф. Семенов, С. Х. Ханов, Х. Худайкулиев, З. Б. Хуснутдинов и др.). Проведены комплексные геохимические исследования органического вещества и углеводородных флюидов нефтегазопродуктивных толщ (Д. Р. Бердиева, Н. П. Калугина, Л. Н. Киреева, Э. В. Курганская, К. М. Тегелеков и др.). Выявлены гидродинамические и газогидрохимические особенности продуктивных горизонтов, разработаны гидрогеологические критерии нефтегазоносности недр Туркменистана (О. П. Абрамова, Л. А. Абукова, А. А. Аванесов, К. Атаханов, А. М. Байрамов, В. Ф. Борзасеков, А. Ч. Каррыев, С. А. Карцев, А. Молланиязов, Я. А. Ходжакулиев, С. Шабердыев и др.).

Геофизиками института проведены работы по изучению геологического строения нефтегазоносных районов и локальных структур, исследованию коллекторских свойств продуктивных отложений, прогнозу

аномально-высоких пластовых давлений и рапопроявлений в процессе бурения глубоких скважин, созданию новых и совершенствованию существующих геофизических методов поисков и разведки залежей углеводородов (А. А. Авлиев, А. Н. Авакян, А. В. Глазунова, А. А. Дзабаев, А. У. Захидов, Т. Иламанов, Б. Т. Курбанов, М. С. Рахимов, В. Л. Сметанина, Б. Р. Чопанов, Е. Л. Шапиро, А. Язмедов и др.).

В институте интенсивно развиваются исследования в области экономики и планирования геологоразведочных работ на нефть и газ, базирующиеся на количественной оценке прогнозных ресурсов углеводородов и геолого-экономическом анализе результатов нефтегазопоско-вых и разведочных работ в республике (К. Аннабердыева, О. В. Вакулина, И. А. Зелинский, Ч. М. Пайтыков, М. Сахатвалиева, К. Таймов, А. И. Тестова, В. К. Шарапов и др.).

Практическим итогом научных изысканий института в области нефтегазовой геологии являются разработанные и внедренные в производство Комплексные проекты геологоразведочных работ на нефть и газ по территории Туркмении до 1995 г. Они служат надежной основой нефтегазопоско-вых работ в республике. На базе выполненных научно-исследовательских разработок по прогнозу нефтегазонасности недр республики открыты Даулетабад-Донмезское и Западно-Карабильское месторождения углеводородов. Заслуги ученых института в открытии крупнейшего в стране Даулетабад-Донмезского газоконденсатного месторождения отмечены Государственной премией СССР (А. Н. Давыдов, Я. А. Ходжакулиев). За цикл работ по научному обоснованию поисков и разведки минеральносырьевых и топливно-энергетических ресурсов Туркменистана ряду специалистов ТуркменНИГРИ присвоено звание лауреатов премии Ленинского комсомола (Л. А. Абукова, Х. К. Бабаев, С. Б. Гоголь, Т. Иламанов, А. Ч. Каррыев, Б. Р. Чопанов).

Исследования подземных вод Туркменистана всегда занимали одно из ведущих мест в научной деятельности института. Учеными ТуркменНИГРИ проведены комплексные исследования подземных вод глубоких горизонтов республики, выявлены закономерности их распространения и перспективы использования в качестве гидроминерального сырья и источника водорастворенных газов, в теплоэнергетических и лечебных целях (Л. А. Абукова, А. А. Аванесов, А. М. Байрамов, М. М. Батыршин, Л. Г. и В. Ф. Борзасековы, С. Б. Гоголь, В. А. Гольдин, В. Ф. Казаков, О. Я. Калугина, А. Курбанмуратов, Ш. Г. Хасибулин, Я. А. Ходжакулиев, С. Шебердыев и др.). Выполнена региональная оценка ресурсов пресных подземных вод Туркменистана, подготовлен к изданию ряд листов государственной гидрогеологической карты СССР масштаба 1:200 000 по территории республики и серия гидрогеологических и инженерно-геологических карт Туркменистана масштабов 1:1 000 000—1:500 000 (Д. К. Иомудская, Д. С. Ионова, Л. В. Назарова, Н. Г. Шевченко и др.).

Гидрогеологами института выполнена комплексная оценка влияния мелиорации земель на гидрогеологические и инженерно-геологические условия и развитие экзогенных геологических процессов на мелиорируемых территориях Туркмении (С. Аманов, М. М. Батыршин, О. Я. Калугина, Н. К. Кульджаев, Н. Д. Мухамедов, Ю. П. Новицкая, А. С. Овсянников, Р. А. Смирнова и др.). Даны региональные и локальные прогнозы техногенного воздействия на природные условия Туркменистана. Создана картографическая модель гидрогеолого-мелиоративных условий зоны Каракумского канала, широко используемая проектными организациями республики. Заложены основы единой системы «Литомониторинг СССР» для территории Туркменистана.

В последние годы в институте развивается геоэкологическое направление исследований; проводится анализ экологической обстановки г. Ашхабада, выявляются и изучаются основные источники и очаги загрязнения подземных вод в Ташаузском оазисе и на предгорной рав-

нине Копетдага. Начаты работы по комплексной геоэкологической оценке приаральской части территории Туркмении (С. Амазов, А. Ч. Карриев и др.).

Геология твердых полезных ископаемых как научное направление зародилась в институте еще в первые годы его деятельности, когда начиналось изучение полиметаллических оруденений Гаурдак-Кугитангского района и Копетдага, углей и строительных материалов республики, минеральных богатств залива Кара-Богаз-Гол (Ю. Б. Айзенберг, М. Беркелиев, А. Кулиев, Х. М. Мамедов, К. К. Машрыков, А. В. Сидоренко, Ю. С. Спивак и др.). Однако она существенно развивалась только в 70-е годы. Учеными института выявлены закономерности размещения и условия формирования основных видов рудных и нерудных месторождений, разработаны критерии поисков и дана оценка их прогнозных ресурсов (В. Д. Андреев, К. П. Беркелиев, А. Г. Бушмакин, М. Н. Карцева, Л. П. Лимонова, И. Н. Погребняк, Е. А. и В. Н. Ткачуки, Г. Х. Токгаева и др.). На базе выполненных исследований составлены прогнозно-металлогенические карты территории Туркменистана масштабов 1:1 000 000—1:200 000, разработаны и внедрены в производство программы геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые.

Необходимость ускоренного внедрения в геологоразведочное производство достижений научно-технического прогресса вызвала бурное развитие в институте технико-технологического направления исследований. Специалистами ТуркменНИГРИ выполнены опытно-методические работы по совершенствованию методики, техники и технологии гидрогеологического и инженерно-геологического бурения (В. Г. Аксенов, Е. Л. Барсук, Р. А. Исмаилов, В. А. Керимов, Е. И. Танов и др.). Разработан и внедрен в производство ряд эффективных методов, технических средств и технологий бурения, вскрытия продуктивных пластов и испытания скважин на нефть и газ: комплекты испытательного оборудования, шаровые краны, специальные промывочные системы, термосолестойкие тампонажные растворы и многие другие (Л. Д. Ан, Г. И. Антонов, Ф. Г. Бельский, Л. Ф. Вакулин, В. К. Корниенко, К. Н. Кулиев, К. К. Куликов, М. М. Назаров, Г. Н. Перенглиева, М. Б. Хыдыров и др.).

Внедрение технических и технологических разработок института только за последние 5 лет принесло более 4 млн р. прибыли геологоразведочным организациям республики. Более 100 из них защищены авторскими свидетельствами, многие награждены почетными дипломами и медалями международных выставок и ВДНХ СССР, некоторые были запатентованы в промышленно развитых странах (США, ФРГ, Англия, Франция и др.). За разработку и внедрение высокоэффективной техники и технологии инженерно-геологических исследований с целью мелиорации специалисты института награждены Государственной премией Туркменской ССР (Е. Л. Барсук, Р. А. Исмаилов, А. Оразов, Е. И. Танов, А. Д. Уткин, Я. А. Ходжакулиев). За создание высокоэффективных буровых растворов К. Н. Кулиеву присуждено звание лауреата премии Ленинского комсомола.

В заключение необходимо отметить, что в основе достижений и успехов института лежат многолетние творческие связи с научно-исследовательскими институтами и вузами страны (ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВИЭМС, ВСЕГИНГЕО, СНИИГИМС, ИГИРНИГМ, МГУ, МИНГ, МГРИ и др.). Многие ведущие ученые-геологи страны на различных этапах подключались к решению тех или иных геологических проблем Туркменистана, вели совместные со специалистами ТуркменНИГРИ научно-исследовательские разработки, готовили для республики научные кадры. Среди них такие известные исследователи и педагоги, как Д. А. Агаларова, А. М. Акрамходжаев, А. А. Али-Заде, М. М. Алиев, Г. И. Амурский, А. Г. Бабаев, А. А. Бакиров, Э. А. Бакиров, О. В. Барташевич, Н. В. Безнососов, И. О. Брод, С. Б. Вагин, О. С. Вялов, Г. А. Габриэлянц, И. К. Га-

вич, В. П. Гаврилов, Г. Х. Дикенштейн, В. Д. Ильин, В. И. Ермолкин, Б. П. Жижченко, А. А. Карцев, К. А. Клещев, В. С. Князев, А. Э. Конторович, И. А. Коробков, Ю. А. Косыгин, К. Н. Кравченко, Н. А. Крылов, Г. Я. Кримгольд, В. И. Ларин, Н. П. Луппов, В. П. Макридин, С. П. Максимова, А. К. Мальцева, Ш. Ф. Мехтиев, С. Х. Миркамалова, А. М. Овчинников, Н. А. Плотников, В. А. Прозоровский, В. Ф. Пчелинцев, Н. В. Роговская, В. В. Семенович, А. В. Сидоренко, И. С. Старобинец, М. И. Суббота, А. Д. Султанов, З. А. Табасаранский, В. В. Федынский, П. М. Чихаев, В. М. Швец, А. Л. Яншин и многие другие.

Большую помощь в развитии института, создании его лабораторно-экспериментальной и материально-технической базы оказывало Министерство геологии СССР (А. И. Кривцов, А. Н. Золотов, К. И. Сычев, Н. В. Милетенко, Н. В. Межеловский, В. В. Менчинский и др.) и объединение «Туркменгеология» (Н. Т. Суюнов, М. Б. Бекназаров, З. Д. Кулиев, Х. К. Бабаев, А. А. Аванесов и др.).

ТуркменНИГРИ за 50 лет вырос в крупнейшую научно-исследовательскую организацию республики. Он решает задачи по научному обоснованию и развитию минеральносырьевой базы Туркменистана.

Топливо-энергетическое сырье

УДК 551.262 : 553.98.064.001.3

© Коллектив авторов, 1991

Структурно-формационная интерпретация при прогнозировании неантиклинальных ловушек

Р. В. БЕЛОВ, Э. В. КРИВОШЕЕВ, Е. И. МИХАЙЛОВА,
М. В. СЕМИНА (ПГО «Томскнефтегазгеология»)

Отложения васюганской свиты юго-востока Западно-Сибирской плиты (Нюрольская впадина) датируются келловей-оксфордом и подразделяются на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижневасюганская подсвита представлена преимущественно мелководно-морскими осадками. Верхневасюганская подсвита сложена песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами и редкими прослоями угля. Общая мощность ее колеблется в пределах 50—60 м. Породы подсвиты — это продуктивный горизонт Ю₁, разделяемый повсеместно выдержанным по площади распространения пластом У₁ на две толщи. Нижняя подугольная толща включает довольно распространенные по латерали песчаные пласты Ю₁⁴ и Ю₁³, а также локально развитые Ю₁⁶ и Ю₁⁵. Верхняя надугольная толща объединяет пласты Ю₁² и Ю₁¹. Довольно часто прибрежно-морские отложения подугольной и надугольной толщ разделены не пластом У₁, а континентальными образованиями (так называемая межугольная толща). Ее верхняя граница четко

фиксируется реперным угольным пластом У₁.

По условиям осадконакопления отложения верхневасюганской подсвиты подразделяются на две серии осадков, одна из которых — регрессивная, объединяет осадки подугольной и межугольной толщ, вторая — трансгрессивная, включает отложения надугольной толщи.

Непосредственный интерес представляют отложения надугольной толщи, содержащие основные нефтегазонасыщенные пласты Ю₁² и Ю₁¹. Условия формирования песчаников пласта Ю₁² разнообразны — от континентальных до прибрежно-морских. Для пласта Ю₁¹ характерно преобладание морских фаций над континентальными.

В предлагаемой работе приведены результаты применения одной из методик структурно-формационной интерпретации — спектрально-временного анализа (СВАН) при прогнозировании неантиклинальных ловушек (НАЛ) в отложениях надугольной толщи верхневасюганской подсвиты на Северо-Карасевской площади (запад-

ный борт Нюрольской впадины), находящейся в юго-западной части Томской области.

К настоящему времени на Северо-Карасевской площади пробурены скважины Р-66 и Р-67, а на смежной Карасевской — еще пять скважин (Р-60, 61, 62, 64 и 65). В скважинах Р-66, 60 из пласта Ю₁² получен приток нефти 26 и 36 м³/сут соответственно. Пласт сложен серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. В этом же пласте в скважинах Р-64 и 67 обнаружены признаки нефти, в остальных по результатам ИП пласт Ю₁² сухой. Мощность песчаного пласта-коллектора в скважинах Р-66, 60 составляет 34 и 21 м соответственно. В остальных он или отсутствует (Р-65), или толщина его не превышает 5 м (Р-61, 62, 64, 67).

В связи с установленным промышленным притоком нефти была поставлена задача прогнозирования НАЛ в интервале залегания песчаного пласта-коллектора Ю₁². С этой целью имеющиеся на площади сейсморазведочные материалы 1984—1986 гг. были обработаны на ЭГВК ПС-2000 по расширенному графу с использованием пакета программ комплекса РЕАПАК.

Анализ полученного результативного материала (временные разрезы и разрезы ЭКО) показал, что разрешенной волновой картины в интервале пласта Ю₁² не наблюдается. На временных разрезах (ОК-ОК и Ф20-80) наиболее ярко динамически выражена отраженная волна, увязываемая с кровлей баженовской свиты. Ниже ее наблюдается интерференционная картина, составленная из сходящихся прерывистых осей синфазности отраженных волн II^{нв} (кровля нижневасюганской подсвиты — подошва верхневасюганской) и У₂, У₄. Последние обусловлены присутствием в верхних частях тюменской свиты одноименных угольных пластов. На разрезах эффективных коэффициентов отражения (ЭКО) наиболее уверенно картируется граница с отрицательными интенсивными ЭКО, увязываемая с кровлей баженовской свиты. Под ней по ЭКО положительного знака трассируется граница II^а (кровля васюганской — подошва баженовской свиты). Ниже ее, вплоть до отражающей границы У₆ (средняя часть тюменской свиты), наблюдается набор практически не кор-

релируемых по площади отрезков и площадок границ с ЭКО как положительного, так и отрицательного знака.

Таким образом, в результате обработки по существующему графу, в т. ч. с применением комплекса РЕАПАК, не было получено каких-либо косвенных признаков, позволяющих прогнозировать присутствие в разрезе пласта Ю₁². В связи с этим принято решение включить в граф обработки пакет программ нового интенсивно развивающегося направления отечественной геофизики — структурно-формационной интерпретации (СФИ) данных сейсморазведки и ГИС [1].

Настоящие исследования ограничиваются использованием одной из комплексных процедур СФИ — спектрально-временного анализа (СВАН), основанного на изучении сейсмических записей в различных частотных диапазонах, составляющих направленную последовательность с заранее выбранным шагом по частоте при постоянной форме формирующего сейсмического импульса (оператора фильтра).

Основой технологии СВАН является получение СВАН-колонок частотной развертки трасс (или группы трасс). СВАН-колонка представляет собой совокупность фрагментов временного разреза (1—12 трасс), полученных на различных фильтрациях. Параметры фильтров выбираются таким образом, чтобы частотные характеристики имели одинаковые крутизны левого и правого срезов всех фильтров (широкополосных, нуль-фазовых) с четко выраженным максимумом. В качестве оптимального варианта обычно рекомендуют двухоктавные нуль-фазовые фильтры с треугольной частотной характеристикой.

Анализ СВАН-колонок дает возможность выбрать параметры фильтрации, обеспечивающие выделение и корреляцию отраженных волн в интервале разреза, вмещающем изучаемый формационный объект. По полученным данным исходные временные разрезы преобразуются в ранговые разрезы путем фильтрации их в частотном диапазоне, соответствующем рангу искомого формационного объекта. Разрешенность ранговых разрезов может достигать 10 м [2].

На Северо-Карасевской площади СВАН-колонок были получены по ряду профилей, пересекающих структуру

в различных направлениях, в т. ч. и по наиболее интересному профилю, на котором находятся три скважины поисково-разведочного бурения (Р-60, 61, 62), что позволило провести достаточно надежную увязку волнового поля с реальной геологической средой.

Для работы брались 12 трасс исходных временных разрезов. Использовались следующие двухоктавные нуль-фазовые фильтры: 3-6, 6-12; 4-8, 8-16; 5-10, 10-20; 6-12, 12-24; 7-14, 14-28; 9-17, 17-34; 10-20, 20-40; 12-24, 24-48; 14-28, 28-56; 16-32, 32-64; 19-37, 37-74; 21-42, 42-84; 24-48, 48-96; 27-55, 55-110; 31-63, 63-126; 35-71, 71-142; 40-80, 80-160; 45-90, 90-180 и 50-100, 100-200 Гц. При этом внимание обращалось в основном на интервал разреза, включающий отложения васюганской свиты (2.1—2.2 с).

Визуальный анализ СВАН-колонок показал, что в первом приближении можно выделить четыре ранга. Ранг 1 в диапазоне максимумов частотных характеристик фильтров 6—17 (6—12) Гц представлен в изучаемом интервале одной низкочастотной интерференционной волной примерно на времени 2,15 с. Ранг 2 — диапазон 17-28 (12-24) Гц характеризуется появлением нового формационного объекта, находящегося чуть выше марки 2,2 с. Ранг 3 — диапазон 28-71 (24-63) Гц позволяет выделить второй формационный объект — U_4 . И наконец, в ранге 4 — диапазон 71-100 (63-100) Гц легко обнаруживается еще один формационный объект — U_2 .

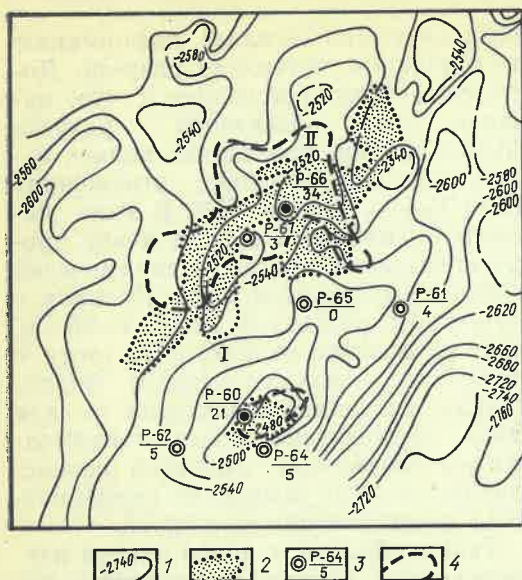
Таким образом, за основные рабочие ранговые разрезы, позволяющие выделить и прокоррелировать отраженные волны в исследуемом интервале (васюганская свита), можно принять разрезы 3 и 4 рангов. Дальнейшее уточнение необходимых параметров фильтрации велось в пределах этих объектных рангов. Получены варианты объектных временных разрезов и разрезов ЭКО при следующем наборе фильтров: 10-20, 60-90; 12-24, 24-90; 12-24, 60-90; 14-28, 28-80; 20-40, 40-90; 20-60, 60-90; 24-48, 48-96 Гц.

Сопоставление волновых полей временных разрезов указанных частот с разрезом на фильтрации (Ф) 20-80, применяемое обычно для обработки по программам РЕАПАК, дало возможность выбрать частотный диапазон фильтров, позволяющих получить мак-

симальную (на сегодня) информацию об изучаемом интервале разреза. Достаточно четко наблюдается, что, начиная с объектного разреза 20-40-40-90 Гц, происходит полное отщепление от «сложного отражения» $II^{нв} + U_2 + U_4$ волны $II^{нв}$. В этом частотном диапазоне она начинает прослеживаться в чистом динамически хорошо выраженном виде. Начиная с объектного разреза Ф 24-48, 48-96 Гц, идет разделение волн U_2 и U_4 (хотя и не на всех участках площади). Аналогичная ситуация характерна и для ЭКО. Применение более высокочастотных объектных фильтров нецелесообразно из-за появления гармонических составляющих колебаний.

Таким образом, с точки зрения изучения тонкослоистых отложений васюганской свиты, наиболее разрешенными оказались два указанных частотных диапазона. С ними были прописаны все разрезы изучаемой площади и затем обработаны по программам РЕАПАК. Структурные построения и сейсмопалеорекострукции выполнялись по объектным разрезам ЭКО.

Как можно заметить, сам объект исследований — пласт $Ю_1^2$ не отображен в волновом поле ни при каких условиях. Однако на выбранных объектных разрезах получена непрерывно коррелируемая по площади граница $II^{нв}$ (кровля нижневасюганской — подошва верхневасюганской подсвиты), т. е. в данном случае мы располагаем парагенетическими границами, характеризующими современный рельеф подошвы и кровли интервала $II^{нв} - II^a$, включающего горизонт $Ю_1$ с установленной нефтеносностью пласта $Ю_1^2$. Кроме того, выделение на фильтре 24-48, 48-96 Гц горизонта U_2 (подошва нижневасюганской подсвиты) дает возможность через карту разностей $\Delta T(U_2 - II^{нв})$ перейти к изучению палеорельефа границы $II^{нв}$, на которой происходило формирование продуктивного горизонта $Ю_1$, что позволяет наметить определенную фациальную зональность в распределении осадков на площади. На основе анализа карты можно заключить, что к моменту конца формирования нижневасюганского трансгрессивного комплекса (конец раннего келловоя) рельеф дна морского палеобассейна на территории исследования имел довольно расчлененный характер: относительно прогнутые уча-



Прогноз песчаников нефтегазоносного пласта Ю₁² вдоль береговых баров верхневасюганской подсуиты:

1 — изогипсы горизонта II^a; 2 — прогнозные баровые песчаники; 3 — глубокие скважины (в числителе — номер скважины, в знаменателе — толщина пласта Ю₁², залитый кружок — с притоком нефти); 4 — аномалии комплексного параметра; структуры третьего порядка: I — Карасевская, II — Северо-Карасевская

стки чередовались с относительно приподнятыми. Для последних характерны пониженные значения мощности нижневасюганских осадков. Причем можно отметить зональность распределения относительно приподнятых участков палеорельефа границы II^{nv} и их общее северо-восточное направление, параллельное контурам берега островной денудационной возвышенности, существовавшей в этот период несколько южнее Северо-Карасевской площади (порядка 5—8 км) на месте современного Моисеевского куполовидного поднятия, а в юго-западной части площади наблюдается потеря информации о палеообстановке из-за интерференционного характера отраженной волны У₂.

При наступившем в позднем келловее относительноном обмелении моря, которое продолжалось практически до конца среднего оксфорда, наиболее приподнятые участки рельефа границы II^{nv} могли выйти из-под уровня моря, создав архипелаг островов. Они оказались объектом размыва, а зоны вокруг них — зонами высокоактивного гидродинамического режима, что спо-

собствовало формированию отложений с улучшенными коллекторскими свойствами.

Начавшаяся в конце среднего оксфорда трансгрессия превращает исследуемый район в прибрежную полосу с широким развитием в ней образований вдоль береговых и устьевых баров песчаников Ю₁². Об их присутствии в разрезе свидетельствуют линейновытянутые зоны увеличенной мощности интервала II^{nv}—II^a (верхневасюганская подсуита), где толщина песчаного пласта Ю₁² достигает 34 м (скв. Р-66). При этом отмечается полное отсутствие других песчаных пластов горизонта Ю₁. И только при уменьшении толщины пласта Ю₁² (при выходе на крылья баров или же за их пределы) появляются песчаники пластов Ю₁³⁻⁴. В скважине Р-65 при полном отсутствии пласта Ю₁² толщина Ю₁³⁻⁴ достигает 11 м.

Палеофациальные условия седиментации песчаного пласта Ю₁², определенные на основе сейсмопалеореконовструкций, подтверждаются сопоставлением известных электротометрических моделей песчаных тел В. С. Муромцева [3] с формой кривых ПС, полученных по материалам ГИС. Для песчаников Ю₁² скважин Р-66, 60 она отвечает модели песчаных тел трансгрессивного вдольберегового бара. Формы кривых ПС для пласта Ю₁² в остальных скважинах сходны с моделями фаций приливных течений, что в общем отвечает условиям положения этих скважин в межбаровых зонах.

Сопоставляя рассмотренные палеосхемы, можно отметить, что совмещение зоны высокого гидродинамического режима с зонами развития вдольбереговых баров может указать участки развития песчаников Ю₁² с улучшенными коллекторскими свойствами. Эти участки вынесены на структурный план горизонта II^a как прогнозируемая НАЛ (рисунок), которая размещается в пределах центральной части структуры и уходит в северо-восточном и юго-западном направлениях вдоль ее юго-восточного склона. Оконтурировать юго-западную оконечность ловушки не удалось из-за недостатка информации. Однако, по крайней мере, два фактора указывают на перспективность юго-западного склона Северо-Карасевской структуры: во-первых, развитие зоны вдольберегового бара в

этом направлении и, во-вторых, наличие аномалии комплексного прогнозного параметра, локализованной в этой части площади.

Еще одна НАЛ намечена в пределах купола соседнего Карасевского поднятия. Судя по ее контурам, залежь УВ, вскрытая здесь скважиной Р-60, имеет узколокальный характер, но не исключено ее развитие в юго-западном направлении, где отсутствует сейсмическая информация. Указанный вывод подтверждается и аналогичным характером аномалии комплексного прогнозного параметра, локализованной в пределах этой НАЛ.

Таким образом, представленные материалы указывают на широкие возможности комплексирования структурно-формационного анализа и программ РЕАПАК при поисках ловушек неантиклинального типа в отложениях сложного фациального состава, в

частности, прибрежно-морских образованиях надугольной толщи верхневазюганского комплекса. В целом по данным прогноза невозможно провести контуры нефтегазоносности пласта Ю₁². Однако полученная информация позволяет оптимизировать размещение поисково-разведочных скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мушин И. А. Пакет прикладных программ структурно-формационного анализа. — М.: ВНИИгеофизика, 1989.
2. Мушин И. А., Бродов Л. Ю., Хатьянов Ф. И. Принципы и способы выделения сейсмоциклитов в структурно-формационной интерпретации сейсмических данных//Прикладные вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск, 1987. С. 10—20.
3. Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. — Л.: Недра, 1984.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

УДК 553.98.061.3

© А. Н. Резников, Э. С. Сианисян, 1991

Количественная оценка динамокатагенетического фактора в связи с нефтегазоносностью

А. Н. РЕЗНИКОВ, Э. С. СИАНИСЯН (Ростовский университет)

В последние годы многие ученые указывают на несоответствие результатов геолого-геохимических процессов нефтегазообразования, углефикации, нефтегазонакопления и результатов лабораторного и натурального моделирования [1, 2, 5, 6]. Специально поставленные и проведенные лабораторные исследования и наблюдения [1, 2, 6, 9] выявили достаточно мощный иницирующий фактор образования углеводородов (УВ) из органических веществ (ОВ), сопоставимый с тепловой энергией — тектонодинамический (сейсмотектонический).

Первая попытка количественной оценки динамокатагенетического фактора предпринята А. Н. Резниковым [5]. На основании обобщения большого материала им был предложен условный показатель динамокатагенеза (УПДК, Дк), учитывающий показания отражательной способности витринита (ОСВ) и значения экспоненциальной геохронотермы (ЭГХТ), отражающих соответственно интегральные изменения ОВ пород (R_0 , %) и историю их термического развития (ϵ_τ). При этом

количественная оценка значения ϵ_τ производится по формуле: $\epsilon_\tau = 10^{\frac{\tau_e}{1000}}$, где τ_e — произведение логарифма геологического времени (млн лет) на температуру (°C) [4]. Максимальные палеотемпературы, необходимые для расчета ϵ_τ , оценивались термобарогеохимическим методом [7] с целью исключить взаимобусловленность показателей ОСВ и максимальных палеотемператур.

На основе анализа и статистической обработки представительных данных по 1200 интервалам 75 осадочно-породных бассейнов земного шара установлена параболическая зависимость Дк от R_0 и ЭГХТ:

$$Дк = 0,2 \left(\frac{0,9 R_0}{\epsilon_\tau} \right)^{0,8}.$$

Авторами была предпринята попытка количественно охарактеризовать динамокатагенетическую возбужденность недр Терско-Каспийского прогиба (ТКП) на основе оценки вариаций УПДК в связи с их нефтегазоносностью. Эти исследования могут быть

использованы в той мере, в какой динамокатагенетические процессы и геотермическая история развития геологических комплексов и региона в целом влияют на процессы нефтегазообразования и размещения скоплений УВ. Поскольку изучаемый прогиб имеет сложное геологическое строение, значительно дислоцирован, такие исследования принесут ощутимый результат лишь при наличии достаточного объема фактического материала. Изученные 58 образцов по 26 площадям позволили выявить ряд закономерностей процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

ТКП — один из наиболее изученных в геологическом отношении нефтегазонасыщенных районов страны. В его строении принимает участие мощный комплекс карбонатно-терригенных пород преимущественно мезозойско-кайнозойского возраста. В геологическом разрезе выделяются компетентные (верхнемеловые и неокомские известняки и доломиты), и пластичные (глинистые майкопские, нижнемеловые, верхне- и среднеюрские отложения, а также титонские соленосные) толщи. Прогиб осложнен двумя крупными складками субширотного направления — Терским и Сунженским хребтами. Во многом строение и развитие прогиба определили шовные зоны общекавказского простиранья.

Несмотря на хорошую изученность прогиба, многие вопросы геологического строения и особенно истории его развития — дискуSSIONНЫ. Так, одни исследователи уверенно находят связь блокового строения фундамента со складчато-блоковыми дислокациями осадочного чехла и унаследованным развитием крупных структур [8]. Другие отрицают конседиментационную складчатость и доказывают проявление субмеридионального структурного плана до позднего мела [3]. В то же время всеми геологами признается, что наиболее активные тектонические движения, определившие современную структуру ТКП, происходили в предакчагыльскую (восточнокавказскую) фазу складчатости.

Эти представления достаточно важны, поскольку определяют концепции авторов в понимании процессов развития геологического объекта. Данные «клавишной» тектоники далеко не всегда согласуются с многообразием со-

временного строения прогиба. Модель тектонического развития, выполненная с позиций, базирующихся на представлениях о доминирующей роли тангенциальной составляющей тектонических движений, подкупает новизной и возможностью объяснения многих сложных явлений, например, широкое развитие шарьяжей.

На наш взгляд, количественная оценка динамокатагенетического фактора позволит более объективно оценить проявление тектонических процессов, а это, в свою очередь, будет способствовать созданию реальной модели развития геологического объекта.

Корреляционный анализ зависимости D_k от современной (h) и палеоглубин (H), рассчитанных на основе анализа мощностей [3, 8] отдельно для пластичных, легко деформирующихся неоген-палеогеновых, нижнемеловых преимущественно глинистых отложений и компетентных карбонатных толщ верхнего мела, позволил установить корреляционные зависимости: $D_k = 0,055h + 0,16$; $D_k = 0,02H + 0,28$, где h и H измерены в км.

Низкие значения коэффициентов корреляции (0,4—0,6) указывают на отсутствие или очень слабую взаимосвязь показателя D_k с современной и палеоглубиной.

Построенная зависимость (рис. 1, а) имеет ту же направленность, что и установленная А. Н. Резниковым [5], но менее выражена.

Из построенного графика (см. рис. 1, а) следует, что показатель D_k практически не зависит от палео- и современной глубин. В то же время при незначительном возрастании D_k с глубиной проявляется, по-видимому, общая тенденция внутренней напряженности пород, которая может быть связана с катагенетическими преобразованиями вещества (процессами дегидратации, молекулярной перестройки, экзотермическими реакциями и т. д.).

Распределение значений D_k (см. рис. 1, а) позволяет выявить следующую закономерность: если для компетентных толщ вне зависимости от палео- и современной глубин УПДК изменяется в основном в узких пределах (0,33—0,41), то в пластичных отложениях диапазон его изменения значительно больше (0,29—1). При этом выделяются области, в геологической истории которых наиболее активно

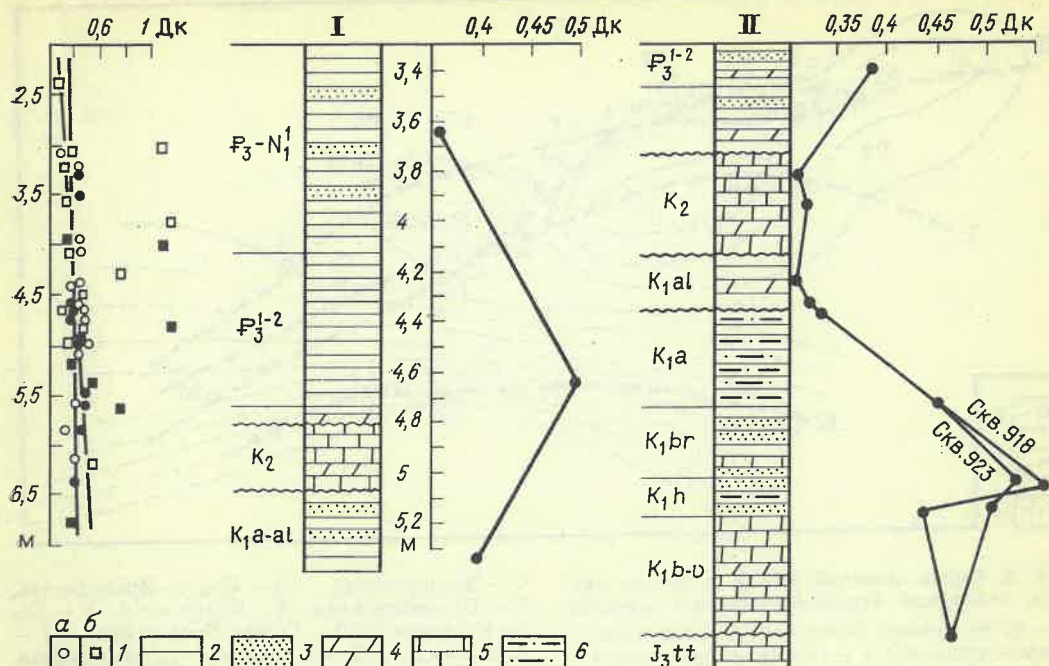


Рис. 1. Изменение УПДК по разрезу в зависимости от современной (незалитые значки) и палеоглубины (залитые):

площади: I — Северо-Минеральная и Минеральная, II — Малгобек-Али-Юртская и Северо-Малгобекская; 1 — значения УПДК толщ:

а — компетентных, б — некомпетентных; 2 — глины, аргиллиты, сланцы, 3 — песчаники, 4 — мергели, 5 — известняки, 6 — алевролиты

проявились процессы термо- и динамокатагенеза (площади Октябрьская, Эльдарово, Беной и др.), обусловленные приразломными и древневулканическими явлениями.

Очевидно, в активно дислоцированном Терско-Каспийском краевом прогибе, сложенного компетентными и пластичными толщами с выраженным диапиризмом, ожидать закономерного изменения динамокатагенетических проявлений с глубиной неправомерно.

В пределах Минеральной и Северо-Минеральной площадей верхнемайкопские глины характеризуются значением Дк равным 0,36, нижнемайкопские — нефтепродуцирующие, захороненные более чем на 1 км глубже предыдущих — 0,5, а верхнемеловые — 0,39 (см. рис. 1, б). Аналогичная картина распределения УПДК наблюдается в пределах Малгобек-Али-Юртской и Северо-Малгобекской структур, где динамокатагенетические значения нижнемайкопских отложений достигают 0,38, в то время как в верхнемеловых и аптских комплексах этот показатель уменьшается до 0,31.

Интересно, что в обоих разрезах

проявляются тенденции к уменьшению показателя Дк в интервалах распространения компетентных отложений и к его увеличению в пластичных. Одной из причин, вызвавших повышенные значения Дк пластичных глинистых отложений, следует считать явление дилатации — увеличение объема пород за счет термического расширения в присутствии воды, на которое указывал Н. В. Короновский с соавторами [3]. Усиление термодинамической напряженности в период активизации тектонических движений способствует высвобождению физически и химически связанных вод, интенсифицирующих теплоперенос и облегчающих скольжение горных масс относительно друг друга, что, в свою очередь, приводит к локальному прогреву пород. Характер изменения Дк по разрезу Северо-Малгобекской и Малгобек-Али-Юртской площадей (см. рис. 1, в) свидетельствует о повышенной напряженности нижнемайкопских и аптских пластичных глин относительно верхнемеловой и альбской компетентных толщ. Учитывая, что последние представляют в разрезе ТКП карбонатные и терри-

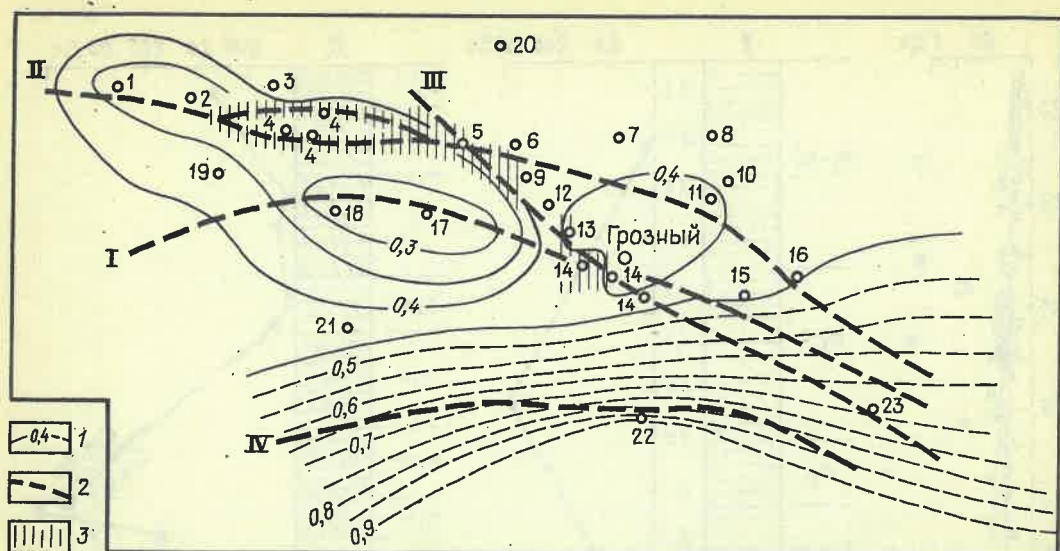


Рис. 2. Схема значений УПДК в кровле аптских отложений Терско-Каспийского прогиба: 1 — линии равных значений Дк (пунктиром — предполагаемые); 2 — глубинные разломы: I — Пшекиш-Тырныауз-Аргудан-Сунженский, II — Срединный, III — Бенойско-Эльдаровский, IV — Черногорский; 3 — области повышенных значений Дк в зонах разломов; структуры: 1 — Арак-Далатарекская, 2 — Ахловская, 3 — Северо-Малгобекская, 4 — Малгобек-Али-Юртская,

5 — Эльдаровская, 6 — Северо-Минеральная, 7 — Правобережная, 8 — Червленая, 9 — Хаян-Кортская, 10 — Северо-Брагунская, 11 — Брагунская, 12 — Северо-Старогрозненская, 13 — Старогрозненская, 14 — Октябрьская, 15 — Ханкальская, 16 — Гудермесская, 17 — Серноводская, 18 — Карабулак-Ачалукская, 19 — Заманкульская, 20 — Алпатовская, 21 — Первомайская, 22 — Аргунская, 23 — Бенойская

генные коллекторы, можно считать возможной вертикальную миграцию флюидов, в т. ч. и УВ из нижнемайкопских, аптских и юрских отложений в верхнемеловые и альбские ловушки.

Площадная характеристика вариаций УПДК проведена по пачке пород аптского яруса, выбранной как одной из продуктивных в пределах Терско-Каспийского прогиба (рис. 2). Значения Дк 0,36—0,44, реже 0,29—0,9. Очевидно, первые следует считать фоновыми для данных отложений в условиях спокойного развития.

Минимальные значения динамокатагенетической преобразованности пород отмечены в пределах восточного окончания Пшекиш-Тырныауз-Аргудан-Сунженского разлома в районе современного расположения Карабулак-Ачалукской и Серноводской структур. Значения УПДК здесь для аптских отложений составляют 0,29 и 0,32. Несмотря на высокую деструктированность меловых отложений, столь низкие показания Дк могут быть объяснены растягивающими усилиями в области шовной зоны в процессе сползания (погружения) крутого северного крыла складки. Косвенно высказанное

предположение подтверждается повышением значений условного показателя динамокатагенеза севернее этих районов (Заманкул — 0,36) и резким его увеличением при приближении к Срединному разлому, являющемуся осью Терско-Каспийского краевого прогиба. В этих областях наблюдается наибольшая дифференцированность динамокатагенетических преобразований отложений. Так, на площади Малгобек-Али-Юрт в майкопских отложениях показатель динамокатагенеза 0,38, а в районе площади Эльдарово, расположенной на пересечении Бенойско-Эльдаровского и Срединного разломов, достигает 0,76. На западной оконечности прогиба в пределах Ахловской и Арак-Далатарекской площадей Дк уменьшается до 0,33. На построенной схеме (см. рис. 2) в районе г. Грозного оконтуривается область относительно пониженных значений УПДК, что, по-видимому, обусловлено наличием глубокопогруженного блока.

Южнее этой области в направлении Черногорской моноклинали, одноименного разлома и северного склона Большого Кавказа происходит существенное увеличение динамокатагенетиче-

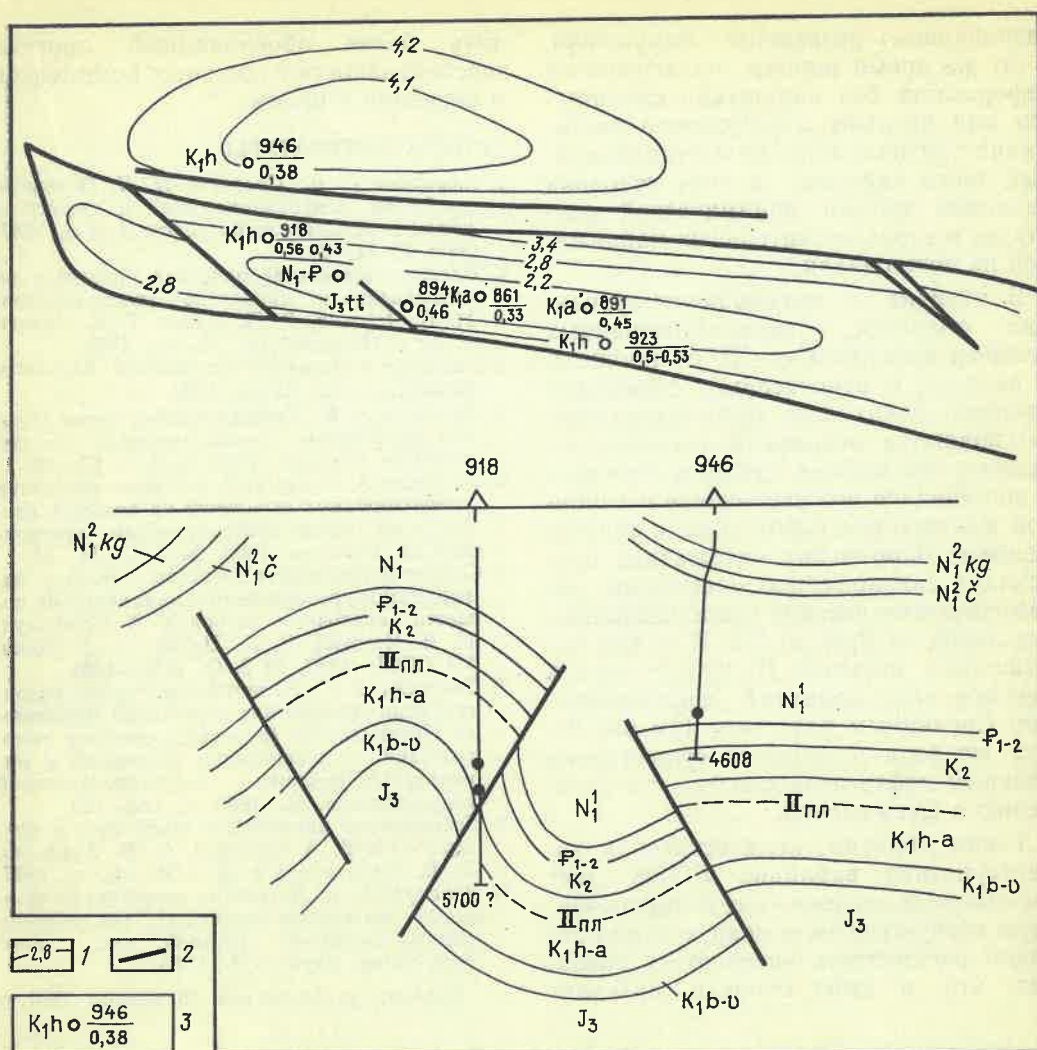


Рис. 3. Схематическая карта и разрез Малгобек-Али-Юрской и Северо-Малгобекской структур:

1 — изолинии поверхности верхнемеловых от-

ской напряженности разновозрастных отложений (см. рис. 2). По-видимому, эти напряжения дифференцированы по разрезу. Наибольшие значения Дк отмечены в валанжинских отложениях Аргунской (1,08) и Бенойской (0,82) площадей, уменьшаясь в вышележащих отложениях. Описанная картина распределения значений Дк по площади Терско-Каспийского прогиба подтверждает существование тангенциальных напряжений, с наибольшей интенсивностью проявившихся в районе Черногогорской моноклинали.

В отличие от зон дислокаций в платформенной части на значительных глубинах УПДК аптских отложений относительно невысок — 0,4.

ложений, км; 2 — разрывные нарушения; 3 — скважина: в числителе — номер, в знаменателе — значение УПДК; залитый кружок — места отбора образцов

Более детальные исследования (в пределах отдельных структур) позволили обнаружить вариации Дк в зависимости от местоположения точки отбора образца. Так, в наиболее напряженных областях Малгобек-Али-Юрской площади (рис. 3), вдоль северного и южного разрывов Срединного разлома в готеривских отложениях УПДК определяется значениями соответственно 0,43—0,56 и 0,5—0,53. В породах того же возраста, но расположенных в своде структуры отмечаются значительно более низкие показатели Дк — 0,31—0,33. Очевидно, отложения, испытавшие наибольшие динамокатагенетические напряжения, были подвергнуты деструкции и именно в этих областях

развивались разрывные нарушения. В то же время породы, подвергшиеся деформации без нарушения сплошности или разрыва в результате растяжения (антиклинальные и синклинальные части складок), в этих условиях являлись зонами динамической разгрузки и столь значительных напряжений не испытывали.

В отличие от высокодислоцированных областей, охарактеризованных резкими изменениями Дк по площади и разрезу, в относительно спокойных районах, таких, как Арак-Далатарек, наблюдаются невысокие значения условного показателя динамокатагенеза и постепенное его увеличение с глубиной и возрастом пород. Так, в верхнемеловых барремских отложениях происходит закономерное повышение динамокатагенетической преобразованности пород от 0,34 до 0,4. В целом повышенные значения Дк приурочены к Терской зоне поднятий, контролируемой Срединным разломом (см. рис. 2). Эта же зона отличается существенно большей нефтегазоносностью по сравнению с Сунженской.

Таким образом, количественная характеристика вариаций УПДК дает возможность оценить тектодинамическую возбужденность недр, с новых позиций рассмотреть историю их развития, что, в свою очередь, позволит

дать более обоснованный прогноз перспективности отдельных комплексов и регионов в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амурский Г. И., Соловьев Н. Н. Основные проблемы тектодинамики и онтогенеза нефти и газа//Геология нефти и газа. 1987. № 4. С. 34—39.
2. Влияние тектоносейсмических процессов на образование и накопление углеводородов/Н. В. Черский, В. П. Царев, Т. И. Сороко и др. — Новосибирск: Наука, 1985.
3. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.: Наука, 1987.
4. Резников А. Н. Хронобаротермические условия размещения углеводородных скоплений//Сов. геология. 1982. № 6. С. 17—30.
5. Резников А. Н. Прогноз фазового состояния углеводородных скоплений на больших глубинах по хронобаротермическим критериям//Сов. геология. 1988. № 5. С. 34—43.
6. Сейсмоструктурные процессы — фактор, вызывающий преобразование органических веществ осадочных пород/А. А. Трофимук, Н. В. Черский, В. П. Царев и др.//Докл. АН СССР. 1983. № 3. С. 1460—1464.
7. Сианисян Э. С. Палеотемпературные реконструкции мезозойских отложений Восточного Предкавказья (на основе методов гомогенизации и декрептации включений в минералах)//Проблемы нефтегазопойсковой гидрогеологии. М., 1989. С. 124—129.
8. Современные движения земной коры и нефтеносность/В. А. Сидоров, С. В. Атанасян, М. В. Багдасарова и др. — М.: Наука, 1987.
9. Япаскерт О. В. Литология терригенных формаций многоэпизодных осадочно-породных бассейнов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. — М., 1986.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.3/4.001.57

© Л. П. Жоголев, С. А. Козлов,
М. Б. Штокаленко, 1991

Концепция самоорганизации и моделирование рудных объектов

Л. П. ЖОГОЛЕВ, С. А. КОЗЛОВ
М. Б. ШТОКАЛЕНКО (НПО «Рудгеофизика»)

Широкое применение геофизических методов на всех стадиях геологоразведочного процесса, а также потребность повышения эффективности этих методов привели к пониманию необходимости более глубокого изучения физических характеристик всех иерархических уровней метасистем (по А. Б. Каждану) большинства рудных полезных ископаемых. При построении физико-геологических моделей различных руд-

ных объектов изучаются характеристики не только руд и вмещающих пород, но и создаваемых ими комплексных геофизических полей. Исследования в этих направлениях, позволяющие выявить зависимости и связи в системе среда — руда, отвечают и целям прикладных металлогенических построений [5].

В последнее время вопросам построения моделей рудных объектов

(главным образом месторождений) уделяется серьезное внимание в СССР и за рубежом. Разнообразны принципы и методы их построения, назначение и степень практического использования, и можно выделить две особенности, характерные для подавляющего большинства этих моделей. Первая заключается в том, что они преимущественно носят качественный характер и не позволяют изучать динамику системы, вторая — значительно упрощенная, или полностью игнорирующая физические механизмы. Построение достаточно удовлетворительных количественных моделей невозможно, если не учитывать, что геологические объекты являются физическими системами, а модель должна воспроизводить некоторое множество состояний объекта, которые определяются его взаимодействием с окружающей средой, а также структурой объекта и процессами в нем и окружающей среде.

Сложное взаимодействие различных процессов в геологических средах отражено в открытии явления парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей (Л. М. Зорькин, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов и др., 1980). Влияние физических полей на протекающие в геологических средах процессы подтверждается открытием явления преобразования органического вещества осадочных пород под действием тектонических и сейсмических процессов (А. А. Трофимук, Н. В. Черский, В. П. Царев, Т. И. Сороко, 1986). Формирование упорядоченных структур гидросферы при изменении напряженного состояния литосферы зарегистрировано как открытие в 1981 г. (эффект Вартаняна—Куликова).

Физические процессы в земной коре чрезвычайно разнообразны, протекают в различных термодинамических условиях, отличаясь интенсивностью и масштабами во времени и пространстве, а следовательно, их роль будет определяться размерами выделенных систем и характером взаимодействия систем с окружающей средой. При количественном описании таких сложных систем принципиальное значение приобретает общая концепция, положенная в основу построения моделей этих систем и процессов, отражающая многообразие условий формирования гео-

логических объектов как физических систем. В основе концепции самоорганизации лежат закономерности формирования и развития упорядоченных пространственно-временных структур в открытых (в термодинамическом смысле) системах различной природы. Идеи, методы и модели теории самоорганизации в том или ином виде уже проникли в комплекс наук, связанных с изучением Земли в целом, ее оболочек, земной коры и отдельных ее частей [4]. В настоящей статье рассматривается обоснованность применения концепции самоорганизации при моделировании рудных объектов, а также возможность воспроизведения при численном моделировании на ЭВМ процесса формирования упорядоченной структуры.

Структура геологических сред и характер процессов в этих средах, несомненно, свидетельствуют о широком проявлении самоорганизации в самых различных масштабах — от кристаллизации отдельных минералов до формирования геосфер. В Институте физики Земли АН СССР развиваются новые представления о геологических средах в связи с построением более совершенных моделей сейсмических процессов. Они основываются на дискретной модели, описывающей среду в виде иерархической системы блоков породы различных размеров [9]. Введено понятие геофизической среды, характеризующее среду с динамической структурой как результат процесса самоорганизации. Иерархичность среды является одним из признаков самоорганизации, под которой Дж. Николс понимает способность открытой системы моделировать окружающую среду или даже части (низкие иерархические уровни) самой себя [8]. В этом проявляется одно из свойств пространственно-временных структур, образующихся в процессе самоорганизации, — масштабное подобие — скейлинг [11]. Одинаковый характер структур в разных пространственно-временных масштабах типичен для геофизических полей, сред и процессов [1], что свидетельствует, по-видимому, о достаточной распространенности критических явлений в геологической истории различных структур, аналогичных явлениям фазового перехода, когда существенное значение приобретают флуктуации с корреляционным радиусом,

стремящимся к бесконечности в точке перехода.

Уже не единичны примеры, когда формирование конкретных структур в геологических средах связывается с процессами самоорганизации. В. А. Филонюк (1983), рассматривая структурно-морфологические особенности оруденения кварцево-жильного типа в слабометаморфизованных филлитовых сланцах верхнего протерозоя в северной части Енисейского кряжа, установил ячейковую структуру кварцево-жильной зоны. Структурная организация распределения золота в рудном пространстве рассматривается как пространственно-временной срез диссипативной флюидно-динамической системы, которая самоорганизовалась в неравновесных термодинамических условиях. На основании обобщения фактического материала по золоторудным месторождениям различных морфогенетических типов [10] выделен ряд особенностей, заключающихся в структурной упорядоченности пространственного распространения концентраций, масштабном подобии строения элементов структур (скейлинг), пространственной независимости монопризнаковых подсистем и нелинейном характере связи между параметрами различных уровней в подсистемах. Автором сделан вывод о том, что эти особенности свидетельствуют о проявлении саморазвивающегося рудного физико-химического процесса.

Н. Ф. Челищевым [12] рассмотрено явление макроупорядочения в расслоенных интрузиях с позиции неравновесной термодинамики и предложена синергетическая модель расслоенных интрузивных комплексов, учитывающих кооперированное воздействие теплового потока, диффузии и конвекции под действием градиента температуры и гравитационного поля. Отмечается, что независимо от конкретного механизма возникновения ритмическая расслоенность отвечает признакам диссипативной структуры.

П. М. Горяинов и Н. Л. Балабонин подошли к объяснению эволюции железорудных комплексов на Кольском полуострове с позиций самоорганизации в неравновесных термодинамических условиях, отмечая, что линзовый характер структурно-вещественной организации железорудных ансамблей — характерное свойство этой системы,

отразившееся и в магнитном поле [3]. Линзово-ячеистый узор аномального магнитного поля отмечается этими авторами совместно с В. А. Тюремновым (1990) не только в пределах главной Приимандровской структуры на п-ове Кольский, но и на КМА, а также в пределах блока Йилгари в Западной Австралии. Фиксируется также явление масштабного подобия структур.

Характерной чертой исследований последнего времени в различных направлениях естественных наук следует считать более углубленное изучение нелинейных явлений, процессов и систем, что отражает более высокую степень познания объектов изучения. Нелинейность ряда физических свойств горных пород и руд известна достаточно давно, так же как и некоторые нелинейные эффекты (ВП, намагниченные, фазовые переходы, взаимодействие полей и др.). Однако эти явления не рассматривались в рамках обобщающей концепции. Впервые на необходимость применения нелинейных физических моделей для исследования сложных динамических процессов, отражающих взаимодействие различных геофизических полей между собой и геологической средой, обратили внимание О. Л. Кузнецов и Э. М. Симкин, которыми введен термин «нелинейная геофизика» (1980). Определяя нелинейную геофизику как новый раздел наук о Земле, объектами которой являются различные взаимодействия геофизических и геохимических полей, необратимые процессы в геологических средах и нелинейные эффекты, О. Л. Кузнецов и Э. М. Симкин отмечают широкий диапазон проявлений этих процессов (от микрообъемов горных пород до объема Земли как планеты в целом), а также тесную связь энергетических характеристик с пространственными масштабами проявления нелинейных эффектов [6].

Сложный характер рудных процессов в литосфере, сочетание их последовательного, параллельного и наложенного проявления в земной коре в ряде случаев на локальных площадях, выявленное на основе анализа и обобщения большого фактического материала, дали основание А. Д. Щеглову выделить новое направление — нелинейную металлогению. Из концепции нелинейной металлогении вытекает также не только последовательное, но

и параллельное проявление тектонических процессов в земной коре, отражающее эволюцию различных геосфер [13].

В работе [7] на основании изучения вещественных, геофизических, структурных, геодинамических неоднородностей в тектоносфере, проявляющихся на разных радиальных уровнях, нерегулярных по латерали и изменяющихся по времени, сделан вывод о нелинейности процессов, порождающих эти неоднородности, следствием чего является детерминированная хаотичность. Справедливо отмечая, что на явления хаотичности в развитии геосфер не обращалось достаточного внимания, авторы указывают на то, что в сейсмологии идею детерминистского хаоса развивает В. И. Кейлис-Борок, причем исходным является нелинейность динамики в потенциально неустойчивых системах. Отметив широкий диапазон, в котором проявляются нелинейные явления (от сейсмических процессов через широкий класс тектонических явлений к движениям планет Солнечной системы), авторы формулируют новый аспект тектонического исследования — нелинейную геодинамику — дисциплину, изучающую особенности неупорядоченного проявления во времени и пространстве отдельных структурообразующих движений или их совокупностей во всей тектоносфере, обусловленных динамическими воздействиями различных внутрипланетных или внепланетных факторов.

Термины нелинейная геофизика, нелинейная металлогения, нелинейная геодинамика отражают существование значительного фактического материала, не укладывающегося в существующие концепции, и свидетельствуют о новом этапе более глубокого изучения объектов этих наук. Можно сказать, что в различных направлениях геологических наук формируется представление о нелинейных геологических средах, объектах и процессах. Описание динамики такого рода систем представляет сложную задачу и потребует применения в качестве одного из инструментов познания методологии, базирующейся на численном моделировании (вычислительном эксперименте, имитационном моделировании). Численное моделирование сложных явлений в МГД генераторах, при лазерном термоядерном синтезе, термической об-

работке материалов, развитии цунами, экологических ситуациях различного рода и других областях дает основание надеяться на успешное применение этой методологии при описании динамики нелинейных геологических систем и процессов в них. Первые работы в этом направлении проведены при моделировании мантийной конвекции (А. С. Монин, Д. Г. Сеидов, О. Г. Сорохтин, Ю. А. Сорохтин, 1987). Описана численная модель концентрационной конвекции при выделении тяжелого вещества (оксидов железа) из твердых растворов в мантийных силикатах, фильтрационно просачивающимся сквозь мантию в ядро, и показано, что в системе возможно возникновение автоколебательных режимов с квазипериодическими синергетическими переходами от неупорядоченных движений к самоорганизующимся структурам.

Концепция самоорганизации представляет собой весьма общий подход к рассмотрению динамики нелинейных систем разнообразной природы. Ее практическое приложение в значительной мере определяется степенью изученности этих систем, в т. ч. знанием их физических параметров, выбором удовлетворительных физических и математических моделей, описывающих поведение этих систем, а также степенью реализации триады модель — алгоритм — программа при численном моделировании процессов самоорганизации. Практические потребности в изучении динамики нелинейных геологических систем различного порядка становятся все более очевидными. Достаточно упомянуть о прогнозе землетрясений, геодинамических и прогнознометаллогенических исследованиях разных масштабов, поисках месторождений полезных ископаемых и т. д.

Различные пространственно-временные и энергетические параметры нелинейных геологических систем, многообразие процессов в них и механизмов самоорганизации определяют множество возможных моделей, отражающих динамику этих систем. По всей вероятности, на первых этапах исследований в этом направлении необходимо рассмотреть ряд типовых физических моделей, которые, описывая достаточно общие упрощенные ситуации, позволили бы наметить пути дальней-

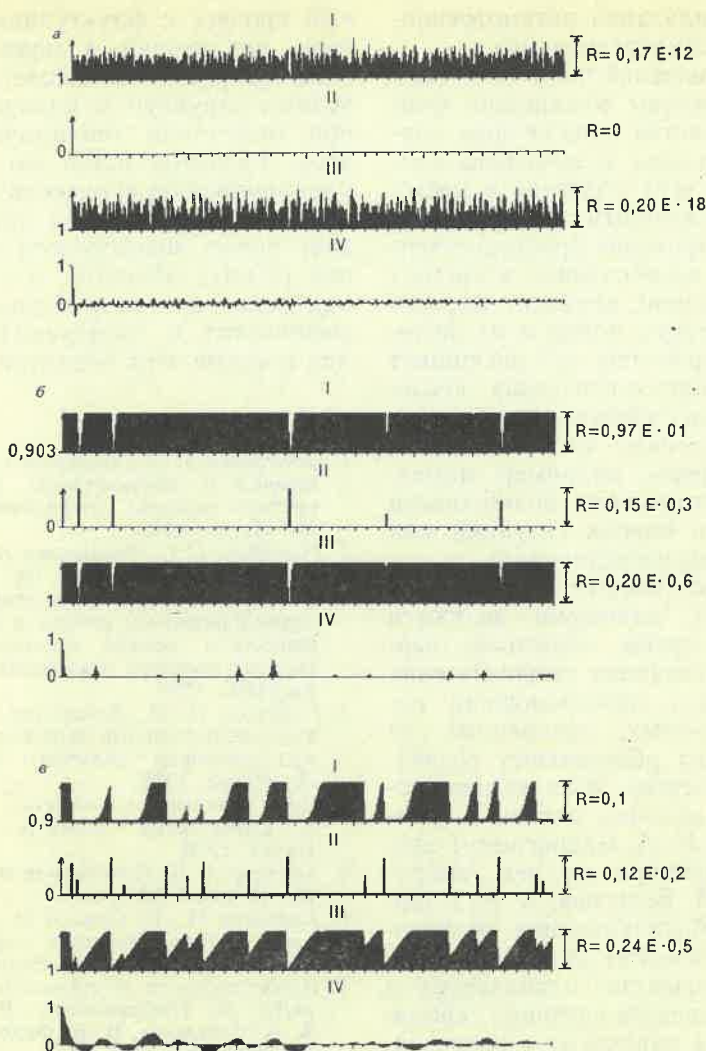
ших исследований по созданию моделей, отражающих эволюцию конкретных геологических объектов.

Формирование упорядоченных структур возможно даже в простых системах при наличии в них нелинейных процессов и флуктуаций. Чтобы показать это, нами создана математическая модель, имитирующая начальные стадии эволюции одномерной дискретной среды при фильтрации динамически равновесного с ней раствора, в которой статистические флуктуации концентрации растворенного вещества в исходном состоянии пропорциональны квадрату корню из числа частиц в выделенных дискретных элементах. Эта модель имитирует формирование рудного вещества в рассеянном и концентрированном виде в результате взаимодействия компонентов раствора и среды по схеме топомеханической реакции с обратимой стадией. Данная реакция представляет собой нелинейный процесс в системе. По условиям, принятым в модели, концентрированная форма нахождения развивается из рассеянной, когда локальное отклонение содержания от равновесного превышает заданное значение (в единицах среднеквадратического отклонения) при нормальном распределении этих отклонений. Поэтому минеральные формы концентрированного и рассеянного вида существования рудного элемента в общем случае могут различаться. Численные расчеты на ЭВМ позволили получить состояние системы в различные моменты времени $t > t_0$ (t_0 — время начала нелинейного процесса), а также выявить различия систем, отличающихся друг от друга физико-химическими параметрами.

На рисунке представлены результаты численного моделирования поведения одной из систем для моментов времени равных 100 (а), 300 (б) и 1000 (в) годам. В относительном масштабе (за единицу принято содержание вещества в растворе в начальный момент) представлены содержания компонента в растворе, а также содержание концентрированного и рассеянного компонента. Приведены также относительные значения (в тех же единицах) размахов соответствующих величин и автокорреляционная функция содержаний в рассеянном состоянии. Общая длина расчетного профиля 42 000 м.

Максимальные изменения в системе происходят в интервале 100—300 лет, когда флуктуации концентрации компонента в растворе вследствие его реакции со средой вызывают ее гетерогенизацию с усилением размаха содержаний компонента в 10^{12} — 10^{13} раз и появление нового уровня накопления — рудного вещества. Дальнейшая эволюция системы выражается в появлении новых аномальных выделений, увеличении количества осажденного вещества и усиления сопряженных минимумов содержаний компонента в растворе и среде, характеризующих зону влияния образующихся объектов в направлении движения раствора. Эта тенденция сохраняется до модельного возраста системы 1000 лет и число рудных выделений растет, не испытывая заметной конкуренции за вещество для роста. Прирост количества вещества в локальных областях на этой стадии определяется главным образом возможностью доставки и отдачи его раствором, и распределение рудных выделений вдоль расчетного профиля стабилизируется. Можно ожидать, что на более поздних стадиях в системе усилятся признаки упорядоченности в распределении вещества благодаря развитию конкуренции за вещество между рудными выделениями в условиях их роста из обедняющегося раствора. Численные оценки показывают, что топомеханическая реакция способна обеспечить ту степень нелинейности процесса в геологических средах, которая способствует реализации механизма положительной обратной связи, являющейся одним из условий эволюционного развития системы при естественном ограничении на ресурсы.

Описанная модель в определенной степени иллюстративна, показывает один из механизмов самоорганизации, не принимавшийся ранее во внимание при построении моделей рудных объектов. Однако даже такая простая модель позволяет получить большое число вариантов за счет изменения параметров нелинейного процесса, характеристик раствора и среды, введения дополнительных взаимодействий, источников и стоков энергии, способствующих развитию избирательных неустойчивостей в системе. Модели данного типа позволяют имитировать перераспределение вещества при циркуляции вод в геологических средах, ко-



Результаты численного моделирования поведения одной из систем для моментов времени 100 (а), 300 (б) и 1000 (в) лет:

содержания: I — в растворе, II — концентри-

рованного компонента, III — рассеянного компонента; IV — автокорреляционная функция содержаний в рассеянном состоянии

гда особенности кинетики реакции и взаимодействия в системе обеспечивают возникновение геохимических неоднородностей без дополнительного участия внешних факторов и наличия геохимических барьеров.

Это позволяет, например, получить количественные критерии и оценки в рамках представлений латераль-секреционной гипотезы Бишофа-Зандбергра-ван Хайза. Создание и исследование на ЭВМ подобных моделей даст возможность исследовать процессы в пределах водонасыщенной части земной коры, где реализуются многие процессы рудообразования. Исследования рудообразующих процессов в этой об-

ласти земной коры на базе палеогидрогеологических построений, динамики и миграции подземных вод оцениваются А. И. Кривцовым как одно из прогрессивных направлений в теории рудогенеза [5]. Условие осаждения продукта реакции на поверхности ранее выделившихся фаз — это единственный источник нелинейности процесса, переводящего систему в состояние, для которого принцип Ле-Шателье не выполняется и, следовательно, возможно еще большее разнообразие моделей. Переход к построению моделей большей размерности существенно расширяет возможности исследования конфигураций структур, которые могут быть по-

лучены при реализации рассмотренного механизма самоорганизации.

С помощью моделей подобного типа могут быть изучены механизмы формирования областей пониженных концентраций металлов и выявлены связи параметров этих областей с месторождениями, к которым они приурочены [2]. Моделирование пространственных структур, возникающих в процессе самоорганизации, позволит оценить некоторые текстуры пород и их физические характеристики, что расширяет возможности петрофизических исследований, а моделирование временных изменений некоторых физических характеристик среды, например, намагниченности, открывает возможности исследований и оценок ситуаций при палеомагнитных исследованиях.

Изучение собственных функций нелинейных сред, каковыми являются геологические среды, открывает перспективы для создания геофизических методов поисков месторождений полезных ископаемых, основанных на различного рода резонансных воздействиях на эту среду. Уже зафиксировано явление отклика активной (геофизической по М. А. Садовскому) среды при воздействии на нее вибросигналом (А. А. Береснев, А. А. Николаев, 1990). Моделирование геофизической среды позволит целенаправленно работать по созданию технических и методических средств изучения сейсмических шумов в поисковых и разведочных целях.

Таким образом, можно утверждать, что концепция самоорганизации в открытых в термодинамическом смысле геологических системах разного порядка получает признание в геологических науках. Наблюдаются структуры, подтверждающие реальность этих процессов в геологических средах, однако количественного описания процессов их формирования нет. Изучение этих сложных структур и процессов возможно на основе численного моделирования на ЭВМ поведения нелинейных систем. Один из механизмов самоорганизации, включающий нелиней-

ный процесс с флуктуациями параметров, реализован в модели, которая иллюстрирует возникновение упорядоченных структур в однородной среде при отсутствии геохимических барьеров. Развитие работ по численному моделированию процессов самоорганизации в геологических средах открывает новые возможности моделирования рудных объектов, а также создания основ для разработки новых геофизических и геомеханических методов поисков этих объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гейликман М. Б., Писаренко В. Ф. О самоподобии в геофизических явлениях//Дискретные свойства геофизической среды. — М.: Наука, 1989.
2. Гольдберг И. С., Ворошилов Н. А., Лось В. Л. Геохимические поля и их использование для прогноза и поисков рудных месторождений//Принципы, методы и опыт прогнозирования и оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. — Алма-Ата: КазИМС, 1988.
3. Горяинов П. М., Балабонин Н. Л. Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1988.
4. Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты. — Новосибирск: Наука, 1990.
5. Кривцов А. И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
6. Кузнецов О. Л., Симкин Э. М. Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере. — М.: Недра, 1990.
7. Неоднородности и конвекция в тетноносфере/Ю. М. Пушаровский, В. Л. Новиков, А. А. Савельева, В. Е. Фадеев//Геотектоника. 1990. № 5. С. 3—8.
8. Николис Дж. Динамика иерархических систем: эволюционное представление. — М.: Мир, 1989.
9. Садовский М. А. Автомодельность геодинамических процессов//Вест. АН СССР. 1986. № 6. С. 3—12.
10. Филонюк В. А. Структурные признаки саморазвития рудогенных процессов во времени и пространстве//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. С. 442—445.
11. Хакен Г. Синергетика. — М.: Мир, 1980.
12. Челищев Н. Ф. Синергетическая модель расслоенных интрузивных комплексов//Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1986, № 8. С. 3—9.
13. Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения и тектоносфера//Геотектоника. 1990. № 5. С. 9—16.

Принята редколлегией 25 марта 1991 г.

Магматогенно-рудные системы и свинцово-цинковое оруденение Дальнегорского рудного района

Е. Г. Корсунов (ПГО «Приморгеология»)

Дальнегорский рудный район (ДРР), вмещающий месторождения свинца и цинка скарново-гидротермально-сульфидной и жильной формаций, боросиликатных скарнов, жильных серебряных и серебряно-полиметаллических руд, а также рудопоявления олова, висмута, молибдена, вольфрама, меди и др., расположен в южной части Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса (ВСАВП), наложенного на осадочные породы Прибрежной зоны Сихотэ-Алиньской геосинклинально-складчатой системы [6]. Район имеет двухъярусное строение. Нижний ярус представлен раннегеосинклинальными триас-юрскими кремнисто-терригенными и карбонатно-терригенными формациями в виде аллохтонных образований внутри позднегеосинклинальных нижнемеловых флишеидных и олистостромовых толщ с фрагментами покровов и силлами натриевых базальтов [3, 5, 8]. Осадочные толщи, дислоцированные в складки северо-восточного простираения, обнажаются в горст-антиклиналях между вулкано-тектоническими структурами (ВТС). Вулканический пояс сложен преимущественно туфами и игнимбридами риолитов турон-сантонского возраста, образующими поля игнимбритов больших объемов. Маастрихт-датские вулканы основного, среднего и кислого составов формируют депрессии раздвигового типа и стратовулканы [5].

Скарново-полиметаллические месторождения локализуются внутри горст-антиклиналей на контактах известняков и терригенных пород, в зонах сочленения ВТС и горст-антиклиналей под покровами вулканитов, в глыбах известняков агломератовых туфов и эксплозивных брекчий жерловых аппаратов (Р. В. Король, 1970). Состав скарново-полиметаллических руд и структурно-тектонические особенности локализации оруденения приведены в ряде публикаций [2; И. Н. Говоров, 1977; Р. В. Король, 1970] и материалах Дальнегорской экспедиции. Рудные тела месторождений относятся к

инфильтрационным скарнам с наложенной сульфидной минерализацией. Распространены геденбергитовые, гранатовые, гранат-геденбергитовые, аксинит-гранат-геденбергитовые, волластонит-гранатовые парагенезисы. Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, арсенопирит, реже магнетит образуют вкрапленность и гнездообразные скопления, замещают скарновые минералы. Жильные и прожилково-вкрапленные полиметаллические руды, представленные карбонат-кварц-хлоритовыми метасоматитами с пирит-пирротин-халькопирит-сфалерит-галенитовой минерализацией, входят в состав скарново-полиметаллических месторождений (Малышевское) или формируют самостоятельные рудные поля (Красногорское). Рудопоявления золота и серебра локализуются в надрудных зонах скарново-полиметаллических месторождений (Николаевское), входят в состав самостоятельных кварц-адуляровых жил (Майское). Рудопоявления олова, висмута, молибдена и вольфрама приурочены к эндо- и экзоконтактовым зонам интрузий гранитного состава (Довгалеvское рудное поле).

Высокая концентрация различных рудных формаций в небольшом по размеру блоке земной коры (2000 км²) позволяет поставить ряд вопросов, решение которых обусловит методы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. Что такое ДРР — территориально-экономическая единица Приморья или обособленная геологическая структура? Если верно второе, то каковы ее элементы, какими методами они выделяются и как взаимосвязаны между собой во времени и пространстве?

В результате металлогенических исследований Приморья установлено, что позиция рудоносных площадей Сихотэ-Алиньской металлогенической провинции определяется не столько продольными северо-восточными, сколько поперечными структурами, среди которых ведущая роль принадлежит широтным линейным рудоконцентрирующим линеаментам и концентрическим



Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Дальнегорского рудного района (по В. А. Михайлову, В. П. Макарову с дополнениями и изменениями):

1 — кислые вулканы; 2 — дациты; 3 — андезиты; 4 — граниты; 5 — контур Дальнегорской интрузивно-купольной структуры; 6 — Центральная Дальнегорская ВТС; малые ВТС внешней зоны; 7 — стратовулканы с андезитовым и андезибазальтовым магматизмом; 8 — ВТС преимущественно с кислым вулканизмом (1 — Николаевская, 2 — Перевальненская, 3 — Кедровская, 4 — Шетунская, 5 — Бринеровская, 6 — Солонцовая, 7 — Пластунская); 9 — глубинные разломы: Прибрежный-I и Прибрежный-II (по В. П. Макарову); 10 — Прибрежный шов; 11 — прочие разрывы; 12 — северо-западные рудоконтролирующие зоны (по В. А. Михайлову); 13 — горст-антиклинали складчатого фундамента; месторождения: 14 — скарново-полиметаллические, 15 — жильные полиметаллические; поля игнимбритов: К — Кисинское, Ш — Шептунское

сводово-блоковым поднятиями [1, 7]. Дальнегорский рудный район приурочен к области пересечения концентрических зон проницаемости крупного свода с широтной Кавалеро-Дальнегорской рудоконцентрирующей зоной, т. е. региональная позиция ДРР обусловлена тектоно-магматическими структурами, благоприятными для поступления магматических расплавов и рудного вещества в верхние горизонты литосферы. Выделение и изучение подобных структур возможны на основе концепции магматогенно-рудных систем (МРС) [4], образующих иерар-

хический ряд: МРС рудного района — МРС рудного поля — МРС месторождения.

Модель скарново-полиметаллического рудного района представляет собой МРС сводово-блокового типа [4] в виде интрузивно-купольной структуры (свода) с зональным расположением оруденения, геохимических ассоциаций и магматических ареалов. Безрудная центральная часть системы выполнена кислыми магматическими продуктами. Вдоль глубинных разломов, ограничивающих свод, отмечаются локальные вулканоплутонические структуры, сложенные вулканитами и изверженными породами со значительной долей средних и основных типов известково-щелочного ряда. Эти структуры контролируют размещение полиметаллического оруденения, и рассматриваются как МРС рудных полей и месторождений. Развитие МРС рудного района в пределах известняксо-содержащих литофаций создает условия для формирования скарново-полиметаллического оруденения. Такие обстановки возможны по периферии свода, где в горст-антиклиналях обнажается геосинклинальный фундамент.

На основании вышеизложенного ДРР можно отнести к региональной МРС, образованной интрузивно-купольной структурой, ограниченной разломами северо-восточного и северо-западного простирания, имеющей зональное строение (рис. 1). Центральную ее часть занимает Аратский интрузив гранофировых гранитов, который прорывает маастрихт-датские вулканы риодацит-риолитового состава, выполняющие кальдеру раздвигового типа. Центральный свод ограничен разрывами, являющимися контуром внутренней зоны МРС, в которой установлены роговики и биотитизированные породы, слабоконтрастные ореолы халькофильных и литофильных элементов. Вокруг внутренней зоны МРС размещаются вулканотектонические структуры — андезитовые и андезибазальтовые стратовулканы, базальтовые жерловые аппараты. Кольцеобразное положение малых вулканоструктур с базальтовым магматизмом известково-щелочного типа [3] обусловлено возникновением разломов глубокого заложения в период формирования центрального свода. По этим разломам внедрялись магмы диорит-гранодиори-

тового состава, производные андезибазальтовых и высокоглиноземистых базальтовых магм. Локальные вулкanoструктуры, скрытые и частично эродированные сложнодифференцированные интрузии, блоки складчатого фундамента, сложенные карбонатными породами, составляют внешнюю зону МРС рудного района, в которой размещены промышленные полиметаллические месторождения. Внешняя зона МРС выделяется по распределению геохимических ассоциаций — индикаторов полиметаллического оруденения, фиксирующих МРС рудных полей и месторождений. Контрастные геохимические аномалии Pb, Zn, Cu, Ag, Sn, As, Mn группируются в виде изометрических или дугообразных структур, разделенных ненарушенным геохимическим полем с «зонами выноса» Pb, реже с участками развития Cu—Mo—W—Bi ассоциации.

Рудное поле — пронизываемый сектор внешней зоны МРС рудного района, представленный интрузивно-купольной структурой в пределах ВТС или на границе ВТС и горст-антиклинали складчатого основания. Позиция МРС рудного поля определяется геологическими условиями внедрения известково-щелочных магм — структурами типа раздвигов, образовавшихся в результате латеральных движений по северо-восточным разломам типа левых сдвигов [5].

Различная глубина заложения разломов обусловила различный характер магматизма МРС рудных полей. Так, при формировании Солонцовой МРС, вмещающей Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение, ведущую роль играли андезитовые расплавы, образовавшие гетероморфную пару андезит (покровы, экструзии Солонцового палеовулкана) — кварцевый диорит (первая фаза интрузий 27-го Ключа и Партизанской структуры) с близкими петрогеохимическими показателями (табл. 1, 2). В Николаевской МРС место андезитов занимают андезибазальты и гиперстеновые базальты, комагматичные лейкогаббро, слагающие интрузии одноименного скарново-полиметаллического месторождения.

Рудогенерирующим элементом МРС полиметаллического рудного поля и месторождения являются сложнотифференцированные интрузии лакколитовой или этмолитоподобной формы.

Кровля куполообразных интрузий имеет локальные выступы, которые в результате эрозии частично выведены на современную поверхность (интрузия 27-го Ключа Солонцовой МРС). Судя по геологическим взаимоотношениям с вмещающими верхнемеловыми вулканитами интрузии послемаастрихтского возраста. Все интрузивные фазы прорывают андезиты дальнегорского вулканоплутонического комплекса (ВПК), становление которого завершается внедрением андезитовых, андезибазальтовых, известково-щелочных базальтовых расплавов. При дифференциации последних в промежуточных очагах образовались рудогенерирующие интрузии [Р. В. Король, 1970; И. Н. Говоров, 1977; 3, 5].

Соотношения интрузивных фаз указывают на гомодромную последовательность внедрения: лейкогаббро, диориты, кварцевые диориты (I фаза) — тоналиты, адамелиты, гранодиориты, низкощелочные граниты (II фаза) — лейкограниты, аляскитовые граниты (III фаза) — гранит-порфиры, пегматоидные граниты (IV фаза). В интрузии 27-го Ключа установлены все четыре фазы внедрения. Кварцевые роговообманковые диориты представлены телами шарообразной формы размером до нескольких метров, с резкими контактами, «плавающими» в гранодиоритах и тоналитах II фазы. Подобные взаимоотношения выявлены в интрузии, вскрытой скважиной на глубине 700 м в юго-восточном фланге Партизанского месторождения, где положение кровли интрузии контролирует распределение гидротермально-метасоматических и геохимических ассоциаций в надинтрузивном пространстве. Граниты III фазы слагают жиллообразные тела мощностью до 20 м, секущие кварцевые диориты и гранодиориты. К IV фазе отнесены дайкообразные тела (мощность 1,5—2 м) гранит-порфиров. Соотношение фаз по данным картирования поверхности интрузива 27-го Ключа следующее: кварцевые диориты — 75—80 %, гранодиориты и тоналиты — около 15—18 %, граниты и гранит-порфиры — 2—3 %.

Интрузивные породы внешней зоны МРС района (см. табл. 2) относятся к известково-щелочному типу с индексом Пикокса 58—59 % SiO_2 , калиево-натриевым типом щелочности, умеренной глиноземистостью в ранних фазах

1. Петрогеохимические индексы известково-щелочных изверженных пород МРС
скарново-рудных полей

Породы	Na ₂ O/K ₂ O	K ₂ O/TiO ₂	al'	K/Rb	Ba/Sr	Rb/Sr	Cr/V	La/Nd	Ba/La
Солонцовая МРС									
Андезит	1,45	2,6	1,75	409	1,09	0,11	0,16	1,53	17,6
Кварцевый диорит	1,48	2,9	1,51	428	1,07	0,12	0,11	1,78	16,2
Николаевская МРС									
Гиперстеновые базальты	2,37	1,02	1,64	332	0,7	0,07	0,20	0,87	15,4
Лейкогаббро	2,44	0,9	1,99	300	0,6	0,06	0,24	1,09	15,8
Примечание. al' = Al ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO).									

2. Химический состав интрузивных фаз Дальнегорской МРС, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	74,74	51,87	75,46	58,88	69,67	74,67	62,03	71,07	65,85	77,58	61,18	59,75
TiO ₂	0,80	1,31	0,12	0,81	0,32	0,24	0,58	0,34	0,57	0,18	0,71	0,76
Al ₂ O ₃	13,16	20,13	12,50	15,63	13,26	12,03	16,41	14,02	13,22	10,40	15,12	16,44
Fe ₂ O ₃	1,41	1,51	1,37	2,23	1,29	0,96	1,04	0,58	2,34	0,52	2,03	2,10
FeO	0,52	5,37	0,95	5,24	2,46	1,44	4,97	2,96	3,52	1,24	4,65	4,55
MnO	0,06	0,12	0,06	0,23	0,07	0,03	0,12	0,06	0,11	0,02	0,20	0,13
MgO	0,35	2,99	0,36	2,91	0,86	0,42	1,97	0,85	2,0	0,25	2,49	2,76
CaO	0,56	9,18	0,77	5,17	3,40	1,45	4,26	2,47	4,71	1,43	4,76	5,35
Na ₂ O	3,68	2,83	2,79	3,51	3,41	2,98	3,53	2,80	3,05	2,75	3,48	2,85
K ₂ O	4,0	1,16	4,56	2,37	3,32	4,36	2,09	3,11	2,50	4,59	2,59	1,97
P ₂ O ₅	0,03	0,22	0,02	0,22	0,30	0,06	0,23	0,06	0,17	0,01	0,23	0,19
П. п. п.	0,99	2,81	1,42	2,37	1,05	0,75	2,33	1,33	1,25	0,35	2,10	3,04
Σ	100,3	99,50	100,38	99,57	99,41	99,39	99,56	99,65	99,25	99,32	99,54	99,89
Число анализов	20	15	5	20	5	11	8	25	20	20	—	—

Примечание. 1 — гранофировые граниты Арагатского интрузива внутренней зоны МРС; интрузивные породы внешней зоны Дальнегорской МРС, Николаевская МРС; 2 — лейкогаббро, 3 — гранит-порфиры; Солонцовая МРС; 4 — кварцевые диориты, 5 — гранодиориты и 6 — граниты 27-го Ключа, 7 — кварцевые диориты и 8 — граниты Партизанского месторождения, 9 — гранодиориты и 10 — аляскитовые граниты верховьев 27-го Ключа; 11 — средневзвешенный состав интрузии 27-го Ключа; 12 — покровные андезиты Солонцовой МРС (анализы выполнены в Дальнегорской геологоразведочной экспедиции).

и повышенной в поздних, невысокими значениями цветового индекса. Они образуют гомодромный ряд с «боуэновским» трендом дифференциации. Химический состав ранних интрузивных фаз отражает специфические особенности известково-щелочных магм локальных вулканоструктур. Общность магматического источника сложной дифференцированных интрузий и вулканитов ВТС подтверждается едиными трендами на петрохимических диаграммах, близостью средневзвешенного состава интрузии 27-го Ключа и андезитов Солонцовой МРС. Гранофировые граниты внутренней зоны МРС района отличаются от гранитов внеш-

ней повышенными титанистостью и глиноземистостью, низкой известковистостью. Концентрация микроэлементов в породах интрузий (табл. 3) свидетельствует об их серебряно-полиметаллической специализации. Олово и молибден равномерно распределяются во всех фазах. В поздних фазах ряда диорит (лейкогаббро) — гранит — (гранит-порфир) накапливаются Ag (более чем в 10 раз), Pb, Rb, Ba, Zr, Nb, La, Ce. В этом же направлении увеличиваются отношения Ba/Sr (от 1,07 до 4,15), Rb/Sr (от 0,12 до 0,3), Cr/V (от 0,11 до 0,38), La/Nd (от 1,78 до 6,8). Элементы группы железа (за исключени-

3. Содержание микроэлементов в интрузивных породах внешней зоны Дальнегорской МРС, г/т

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Rb	36	185	46	71	90	51	31	78
Sr	569	113	377	332	282	176	386	187
Ba	324	718	404	699	870	728	414	681
Zr	117	249	133	158	150	125	202	165
Ni	29	15	4	7	10	5	15	26
Co	18	12	6	5	4	1,5	10	6
Cr	39	27	11	19	9	14	18	25
V	160	184	98	93	79	37	102	44
Cu	67	27	17	20	40	11	19	32
Zn	106	170	189	168	129	66	81	104
Ag	0,2	1,3	0,15	0,4	0,3	5	0,07	0,16
Pb	57	84	62	86	44	95	21	52
Sn	2,5	3	3	2,3	2,7	3	2,0	6
Mo	1,1	3	2,5	1,8	1,1	—	—	3
B	10	108	28	12	16	30	33	36
Nb	8	30	14	18	17	21	11	9
La	22	40	25	32	27	40	27	39
Ce	37	70	44	50	40	67	39	6
Nd	23	24	14	5	11	13	22	32
Y	20	21	10	11	19	—	21	23
Число анализов	25	25	25	25	25	25	8	14

Примечание. Николаевская МРС: 1 — лейкогabbро, 2 — гранит-порфиры; Солонцовая МРС: 3 — кварцевые диориты, 4 — гранодиориты, 5 — лейкогранит и 6 — гранит-порфир 27-го Ключа, 7 — кварцевые диориты и 8 — граниты Партизанского месторождения; Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, La, Ce, Nd, Y определены рентгено-радиометрическим методом в ПГО «Приморгеология», остальные элементы — количественным спектральным методом в ДВГИ ДВО АН СССР.

ем V), Cu и Sr накапливаются в ранней фазе. Разделяются по фазам и летучие элементы: В накапливается в поздних дифференциатах, а содержание F уменьшается от 0,1 до 0,02 %. Андезитабазальты стратовулканов по геохимическому спектру близки породам I фазы внедрения. В целом породы всех фаз обогащены Ag, Zn, Pb, обеднены Cu, элементами группы железа, редкими щелочами и щелочно-земельными элементами по сравнению с соответствующими кларками (по А. П. Виноградову, 1962).

Калиево-аргоновые датировки указывают на близкий возраст кварцевых диоритов, гранодиоритов и покровов андезитов Дальнегорского ВПК (68—70 млн лет по максимальным значениям определений). Поздние гранитные фазы по максимальным калиево-аргоновым датировкам имеют возраст 55—60 млн лет. Если эти цифры не соответствуют действительному времени возникновения пород, то разрыв в 10—15 млн лет между ранними и поздними фазами представляется достоверным.

Ореол контактово-измененных пород в вертикальном разрезе коронобразной формы с пиковидными зонами, проникающими в околоинтрузивное пространство на глубину до 2—2,5 км (В. П. Макаров, 1987). Состав и распределение гидротермалитов обусловлены расстоянием от кровли интрузива, зависят от литологического состава вмещающих пород и степени их деформации. Нижние экзоконтактовые сегменты МРС на фоне ороговикования алюмосиликатных пород подвергаются высокотемпературному кислотному метасоматозу, в результате чего образуются грейзены и грейзенизированные породы. Здесь отмечается геохимическая ассоциация — Sn—Bi—Mo—W—Ag—As. Выше по разрезу грейзеновые минеральные парагенезисы (топаз, флюорит, мусковит, турмалин) сменяются пропилитовыми с геохимической ассоциацией Pb—Zn—Ag—Cu—Sn. В верхней части системы пропилиты переходят в аргиллизиты и вторичные кварциты с «зонами выноса» Pb и контрастными ореолами Ag, As, Sb.

Для локализации полиметаллического оруденения благоприятна средняя часть надынtruзивной зоны — область развития пропилитов с полиметаллической геохимической ассоциацией. В верхней части системы формируются кварцевые жилы с золото-серебряным оруденением. Магматические расплавы, обогащенные полиметаллами и сидерофильными элементами, не благоприятны для промышленной концентрации Bi, Cu, W, Mo и Sn в эндоконтактовой зоне системы.

Скарново-полиметаллические и жильные месторождения рассматриваются как МРС порфирового типа (интрузив — надынtruзивная зона), образованные выступами многофазных интрузивов МРС рудного поля. Магматогенно-рудные системы месторождений локализуются в основном в периферической зоне интрузивно-купольной структуры рудного поля. Это, по-видимому, связано с тем, что локальные куполовидные структуры приурочены к узлам пересечения дуговых куполообразующих и линейных радиальных разломов, образующихся в процессе многофазного развития интрузий. Формационный тип полиметаллического оруденения в надынtruзивной зоне зависит от состава вмещающих пород и степени их тектонической переработки. Для формирования скарново-полиметаллического месторождения необходимым элементом МРС являются карбонатные породы, входящие в состав олистостромовой толщи в виде глыб и пластин. Их положение в МРС случайно, не зависит от процесса развития системы. Положение известняка по отношению к кровле интрузии предопределяет формирование скарнов различного состава, а наличие рудоподводящих тектонических зон в области распространения известняков реализует эту возможность.

Скарново-полиметаллические месторождения в зависимости от степени эрозии МРС характеризуются различным сочетанием геологических, геохимических и геофизических признаков (рис. 2). Глубокоэродированные месторождения на поверхности представлены гранат-волластонитовыми, геденбергит-гранатовыми и аксинитовыми скарнами с убогим цинковым оруденением, локализованным на контактах мраморизованных известняков с ороговикованными и грейзенизированны-

ми терригенными породами. Геохимическое поле таких месторождений определяется слабоконтрастными ореолами Pb, ореолами Zn и локальными контрастными ореолами Mo, Sn, Bi, W, Ag, As. Слабоэродированные месторождения характеризуются распространением геденбергитовых, гранат-геденбергитовых скарнов со свинцово-цинковым оруденением (свинец и цинк примерно в равных соотношениях) на контактах слабо-мраморизованных известняков и пропилитизированных алюмосиликатных пород. Геохимическое поле выражено контрастными ореолами Pb, Zn, Ag, Cu, Sn, сопровождающими рудные тела и рудоподводящие разрывные структуры.

Скрытые месторождения, залегающие на глубине 700—1000 м (Николаевское), проявлены на поверхности прожилково-вкрапленным, жильным свинцово-цинковым оруденением или полями гидротермалитов (пропилитов, аргиллизитов) с убогой рассеянной вкрапленностью сульфидов Pb, Zn, Fe. Структура геохимического поля определяется развитием «зон выноса» Pb, локальными слабоконтрастными ореолами Zn, Pb, Cu и контрастными ореолами Ag, As, Sb, реже Au.

Исследование структуры геохимического поля МРС скарново-полиметаллических месторождений с применением факторного анализа на ЕС ЭВМ по программе ФАКИР в ИВЦ ПГО «Приморгеология» (А. И. Бурого и др., 1987) показало, что в нижнерудных зонах скарновых месторождений в первом факторе устанавливаются две ассоциации Co—Cr—V—Ni—Mn и «антагонистическая» ей ассоциация Mo—Bi—Sn. В области распространения промышленного оруденения в первом факторе выделяется полиметаллическая ассоциация, а ассоциации группы железа и Mo—Bi—Sn являются ведущими во втором и третьем факторах. Изучение распределения в пространстве указанных ассоциаций позволяет прогнозировать глубину залегания оруденения. Исходя из расположения ореолов элементов в надынtruзивном пространстве МРС полиметаллического месторождения (скарнового и жильного типов) и закономерной смены их парагенетических ассоциаций, установлен ряд геохимической зональности

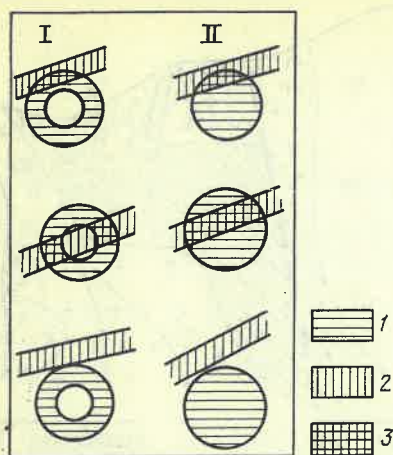


Рис. 3. Позиция скарново-полиметаллического оруденения в МРС рудных полей:

I — глубокоэродированные МРС; II — слабоэродированные МРС; 1 — зоны МРС, благоприятные для локализации полиметаллического оруденения; 2 — олистостромовые толщи, содержащие известняки; 3 — скарново-полиметаллическое оруденение

щем виде обуславливает положение и конфигурацию зон, благоприятных для локализации полиметаллического оруденения.

Итак, картирование магматогенно-рудных систем, изучение их главных элементов, установление между ними разноуровневых генетических связей позволяют с помощью методов систем-

ного анализа разрабатывать комплексные модели полиметаллических рудных полей и скарново-полиметаллических месторождений, представляющих интерес для локального прогнозирования оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскина В. А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. — М.: Наука, 1982.
2. Гарбузов С. П., Седых А. А., Тарасов Г. А. Николаевская вулканогенно-тектоническая депрессия (Приморье). Геология, скarnы, руды — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
3. Корсунов Е. Г. Базальтовый магматизм Дальнегогорского рудного района (Южное Приморье)//Тихоокеанская геология. 1989. № 5. С. 19—26.
4. Магматогенно-рудные системы/Под ред. Г. М. Власова, В. Н. Компаниченко, Ю. Ф. Малышева и др. — М.: Наука, 1986.
5. Михайлов В. А., Феоктистов Ю. М., Смирнов М. М. Краткий очерк геологического строения Дальнегогорского рудного района. — Владивосток, 1987 (Препринт/ДВО АН СССР).
6. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. — Владивосток, 1987 (Препринт/ДВО АН СССР).
7. Томсон И. Н. Металлогения рудных районов. — М.: Наука, 1988.
8. Юшманов Ю. П. Консидиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегогорского рудного района//Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 99—107.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

УДК 553.078 : 553.481'43(470.21)

© Л. А. Виноградов, Б. М. Гринченко, Ю. В. Гончаров, 1991

Строение и перспективы никеленосности Аллареченского района

Л. А. ВИНОГРАДОВ (ГИ КНЦ АН СССР), Б. М. ГРИНЧЕНКО (ЦКПСЭ ПГО «Севзапгеология»), Ю. В. ГОНЧАРОВ (ГИ КНЦ АН СССР)

Размещение ряда базит-гипербазитовых комплексов на Кольском полуострове контролируется генеральными северо-западными структурами региона [1, 6 и др.]. Интрузивные тела каждой магматической формации образуют протяженные пояса, трассирующие линейные зоны повышенной проницаемости земной коры. Некоторые пояса, включающие промышленные месторождения и многочисленные проявления медно-никелевых, а также магнетитовых и титано-магнетитовых руд, могут рассматриваться как металлоген-

нические. В данной статье излагаются критерии среднемасштабного прогнозирования скрытых месторождений сульфидных медно-никелевых руд, основывающиеся не только на известных закономерностях распределения оруденения, но и на новых результатах геофизических и геохимических исследований.

Аллареченский комплекс никеленосных гипербазитов представляет собой северо-западную часть Терско-Нотозерского гипербазитового пояса, проходящего от района р. Стрельны на

юго-востоке до государственной границы на северо-западе. Этот участок пояса имеет длину около 60 км при ширине от 12 до 22 км.

На площади Аллареченского района (2200 км²) развиты архейские биотитовые гнейсы, амфиболиты и гранито-гнейсы кольской серии. При этом амфиболиты составляют не более 10—15 % от всей массы геологических образований, около 5—8 % приходится на различные интрузивные магматические породы, остальная часть представлена гнейсами и гранито-гнейсами.

Структура района. Основные структурные единицы района — две относительно крупные антиклинальные складки: Аллареченская и Хихнаярвинская (рис. 1). В осевых частях складок локализуются гранито-гнейсы и гранитизированные гнейсы, в крыльях — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, в которых отмечаются прерывистые горизонты или пачки полевошпатовых, иногда гранатовых и диопсидсодержащих амфиболитов. Мощность их — от первых до тысячи метров.

Аллареченская антиклиналь в осевой части имеет длину около 25 км, протягиваясь от Пиедс-Киедгского участка на северо-западе, где фиксируется замочный перегиб структуры, до района озера Хуто на юго-востоке (см. рис. 1). Крылья антиклинали по простиранию осложнены мелкими поперечными складками (Валлашской, Аккимской, горы Широкой). В южном крыле структуры расположена мощная мохтьозерская толща амфиболитов, вытянутая более чем на 20 км, в северном крыле — менее мощная, но тоже протяженная (18 км) алксойвская амфиболитовая толща. Антиклиналь в целом симметрична, с наклоном крыльев от 45 до 70, иногда 80°. На участке замочного перегиба породы погружаются в северо-западном направлении под углами от 50 до 30°.

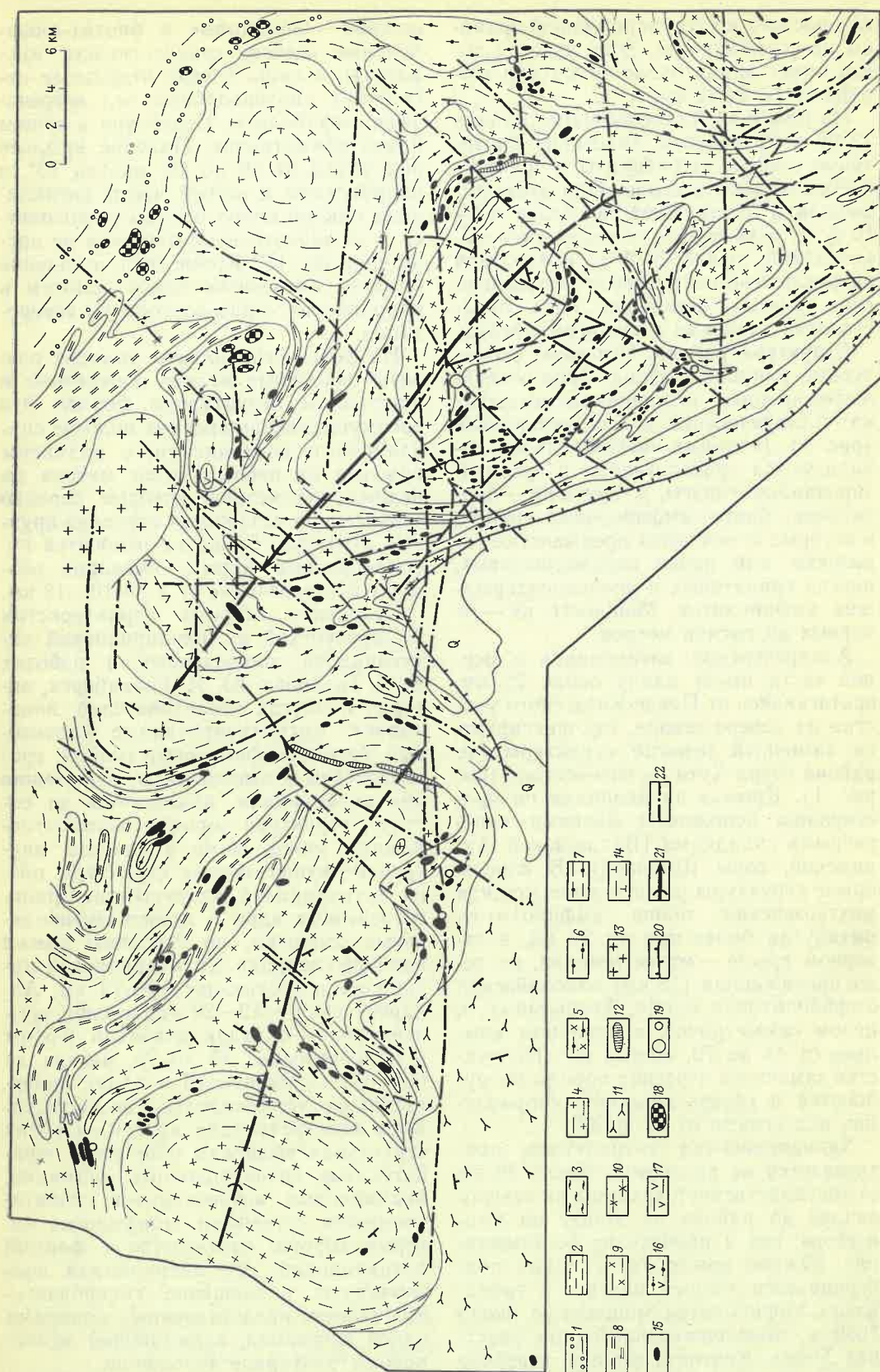
Хихнаярвинская антиклиналь протягивается на расстояние около 30 км от государственной границы на северо-западе до района оз. Киедг на юго-востоке, где и происходит ее замыкание. Южное крыло антиклинали подчеркивается толщей плагио- и гранатовых амфиболитов мощностью около 1000 м, прослеживающейся на участках Хихна, Вилгис и Койяур, северное крыло не содержит значительной по размерам амфиболитовой толщи. В его

составе — биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, и лишь в виде отдельных небольших линзоподобных тел встречаются амфиболиты. Структура в общем плане симметрична. Падение крыльев под углом от 40 до 60, иногда 70°, в направлении к осевой части антиклинали наклон пород быстро уменьшается и на значительной площади не превышает 10—15°. Кроме того, и падение крыльев становится более пологим в направлении с юго-востока на северо-запад.

На фоне региональных складок развиты различные мелкие поперечные и продольные структурные формы. Это преимущественно простые пологие синклинали и антиклинали, с размахом крыльев от первых сотен метров до первых километров, которые нередко значительно усложняют строение крупных структур. Сюда же относятся куполообразные формы, имеющие размеры в поперечнике от 1 до 10—12 км.

Сравнение главных характеристик Аллареченской и Хихнаярвинской антиклиналей, приведенных в работах В. С. Тихонова, Ю. И. Гольдберга, авторов и других исследователей, показывает: мигматизированные биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты, слагающие обе антиклинали, аналогичны по составу, структуре пород и взаимоотношениям между ними в разрезе; внутренние куполовидные структуры обеих антиклиналей, включающие гранито-гнейсовые ядра и гнейсо-амфиболитовые оторочки, по строению также подобны; ширина Хихнаярвинской антиклинали составляет 13—23 км, Аллареченской — 12—20 км; наклон крыльев обеих складок довольно близок и колеблется от 45 до 70, иногда до 80°; оси антиклиналей в плане ориентированы субпараллельно, но погружаются навстречу одна другой; в обеих структурах выделены обширные отрицательные гравитационные аномалии, окаймленные интенсивными гравитационными ступенями, морфология которых хорошо согласуется с формой антиклиналей; обе антиклинали контролируют размещение гипербазитовых поясов, представленных породами одной формации, занимающей одинаковое структурное положение.

Исходя из данных характеристик, можно допустить, что Хихнаярвинская



и Аллареченская антиклинали являются фрагментами некогда единой протоантиклинальной структуры, которая была рассеяна Вешъяурской тектонической зоной. Западная и восточная части протоантиклинали в результате левостороннего сдвига сместились относительно друг друга почти на 12 км по линии север-северо-запад — юг-юго-восток и заняли свое современное положение. Погружение осей обеих структур навстречу друг другу могло быть вызвано ундуляцией шарнира протоантиклинали или в процессе ее расчленения Вешъяурской тектонической зоной. В крыльях протоантиклинали располагались две ветви гипербазитов, которые после разделения протоструктуры образовали два внешних самостоятельных пояса.

Хотелось бы отметить, что такая трактовка современного строения района и истории его развития не исключает представлений о блоковом сложении территории [О. А. Беляев, В. Г. Загородный, 1974; 7]. Однако крупное блокирование не уничтожило и даже не завуалировало первичные пикативные структурные формы, а последние оказались определяющими для размещения глубинных зон повышенной проницаемости земной коры, предопределивших, в свою очередь, закономерности локализации потенциально рудоносных гипербазитов.

Подчеркнем еще раз, что сказанное относится только к Аллареченскому району. На других территориях характер проницаемых зон и соотношения их со структурами районов существенно иные, которые также не исчерпываются весьма распространенным представлением, что основная масса базит-гипербазитовых магматитов докембрия

контролируется межблоковыми зонами проницаемости коры. Таким образом, среднемасштабные закономерности размещения магматических образований в докембрии, в т. ч. потенциально рудоносных комплексов, весьма неоднозначны, и в каждом отдельном случае для их выяснения необходимы комплексные исследования: структурно-вещественные, геофизические и геохимические.

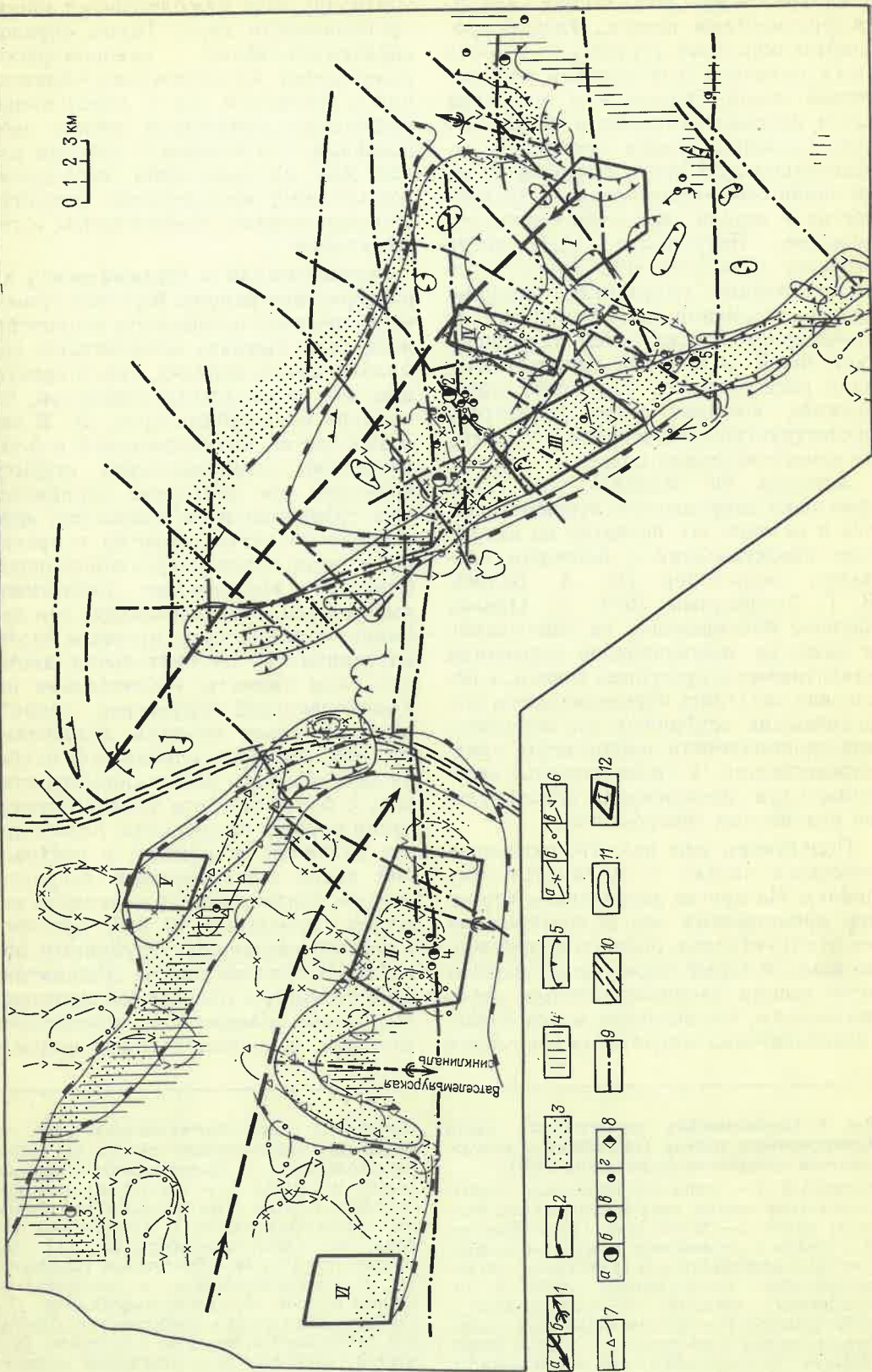
Геофизическая и геохимическая характеристики района. Высокая степень геофизической изученности территории позволила выявить комплексные аномалии разного порядка, характеризующие как региональные структуры, так и менее масштабные (рис. 2). В сводовых частях Хихнаярвинской и Аллареченской антиклинальных структур выделены две обширные отрицательные гравитационные аномалии, отвечающие областям развития в различной степени гранитизированных пород. Отчетливо выраженные гравитационные ступени, ограничивающие эти аномалии, соответствуют краевым частям антиклиналей. Отрицательная аномалия силы тяжести, наблюдаемая над Хихнаярвинской структурой, характеризуется более низкими значениями, что при примерно одинаковой площади двух структур может свидетельствовать о более высоком уровне гранитизации пород в ее пределах. Есть и другие различия. Например, в центральной части Аллареченской структуры имеется положительная магнитная аномалия площадью 40 км², предположительно связанная с глубинным объектом. В краевых частях Хихнаярвинской структуры отмечаются протяженные зоны повышенной проводимости (см. рис. 2), обусловленные широким

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Аллареченского района (составлена с использованием материалов Мурманской ГРЭ):

протерозой: 1 — хлорит-серпентиновые, хлорит-карбонатные сланцы, графитосодержащие филлиты; архей: 2 — биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы с отдельными прослоями полевошпатовых амфиболитов, в разной мере мигматизированные; 3 — мигматиты плагио- и микроклиновых гранитов; 4 — гранито-гнейсы и гнейсограниты; 5 — гранатосодержащие амфиболиты, иногда с диопсидом, с подчиненными гнейсами; 6 — полевошпатовые и плагиоамфиболиты с прослоями гнейсов; 7 — биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, 8 — двуслюдяные гнейсы и сланцы; 9 — гранат-

биотитовые, гранат-биотит-ставролитовые, гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы; 10 — кварц-амфиболитовые, гранат-пироксен-кварцевые гнейсы и сланцы; 11 — гранулиты, гранулитоподобные породы с гранатовыми амфиболитами, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами; 12 — дайки метагабброидов; 13 — различные граниты; 14 — биотитовые гранодиориты; 15 — метагипербазиты и магнезиальные сланцы по ним; 16 — габброамфиболиты; 17 — габброгнейсы (?); 18 — габбронориты, оливковые габбронориты, верлиты, вебстериты, бронзититы (друзиты); 19 — сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления; 20 — Мохтыозерский разлом, 21 — оси антиклиналей, 22 — разрывные нарушения

0 1 2 3 км



- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| | | | | | |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| | | | | | |

развитием в породах графит-пирротинового оруденения. Наблюдаемые различия целесообразно учитывать при оценке никеленосности обеих структур.

Все известные, выходящие на уровень эрозионного среза массивы гипербазитов фиксируются локальными магнитными аномалиями. Кроме того, в районе по данным магнитной съемки выделено значительное число аномалий того же типа (до 400), не проверенных бурением. Геофизические данные могут применяться и для трассирования зон тектонических нарушений, имеющих важное значение в контроле и локализации сульфидного медно-никелевого оруденения. Особенно контрастно выделяются разрывы северо-восточного и широтного направлений, которые подтверждаются также результатами дешифрирования космических аэроснимков.

При интерпретации геохимических данных авторы исходят из представления о пространственной связи ореолов по потокам рассеяния с участками рассеянной минерализации, которые могут отражать положение рудных объектов. В состав комплексных ореолов входят не только рудные элементы Ni и Co, но и Mo — элемент чехольной зональности медно-никелевого оруденения (см. рис. 2). Геохимические ореолы образуют две разобщенные группы, пространственно совмещенные с выделяемыми антиклинальными структурами. В пределах этих структур геохимические аномалии сопряжены с поясами гипербазитов, а также с зонами разрывов северо-восточного и широтного простираний. Последние таким образом являются геохимически активными, поскольку с ними связаны повышенные концентрации рудогенных элементов.

Основные закономерности размещения потенциально никеленосных гипербазитов. Региональное размещение гипербазитов контролируется Аллареченской и Хихнаярвинской антиклиналями, в крыльях которых интрузивные тела образуют протяженные пояса (продуктивные зоны). Собственно продуктивные зоны сложены в основном плагиоамфиболитами в виде повторяющихся в разрезе пачек различной мощности (от первых десятков до первых сотен и даже тысяч метров), чередующихся с биотитовыми, амфибол-биотитовыми и другими гнейсами и гранито-гнейсами. Средняя нормальная мощность продуктивных зон составляет 1,5—2 км.

Гипербазиты, большей частью представляющие собой маломощные линзовидные тела, располагаются прерывистыми цепочками по простиранию продуктивных зон, а в разрезе залегают несколькими ярусами. Одна из особенностей распределения гипербазитов состоит в образовании так называемых «кустов» из мелких интрузивных тел, между которыми они присутствуют в виде единичных массивов (С. И. Зак и др., 1972). Большинство гипербазитов приурочено к границам амфиболитов с гнейсами, реже они находятся в амфиболитах и лишь в отдельных случаях — в гнейсах, вблизи от продуктивной зоны. Исключение составляет северная ветвь Хихнаярвинского пояса, где гипербазиты залегают преимущественно в гранитизированных гнейсах. Однако следует иметь в виду, что почти на всем протяжении этой ветви (около 30 км) прослеживается Центральная аномальная зона (ЦАЗ), которая представляет собой мощную толщу катаклизитов и милонитов по гнейсам, часто окварцованным, с наложенным интенсивным графит-пирротин-

Рис. 2. Прогнозная карта Аллареченского района:

1 — оси: а — Хихнаярвинской и Аллареченской антиклиналей; б — мелких наложенных синклиналей; 2 — гравитационные ступени; 3 — Аллареченский и Хихнаярвинский гипербазитовые пояса; 4 — электроаномалии, фиксируемые методом переходных процессов; 5 — локальные аномалии поля силы тяжести (выпуклости обращены в сторону уменьшения интенсивности поля); 6 — аномалии по потокам рассеяния: а — никеля, б — меди, в — молибдена; 7 — ореолы рудной минерализации по железу и меди; 8 — медно-никелевые: а — ме-

сторождения (1 — Аллареченское, 2 — Восток), б — рудопоявления (3 — Руннийоки, 4 — Хихна, 5 — Акким), в — рудная минерализация в коренных обнажениях, г — то же, в элювиальных глыбах гипербазитов; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — Вешъяурская зона интенсивного смятия и расслаивания пород; 11 — контуры перспективных поисковых площадей (условно второй очереди); 12 — рекомендуемые первоочередные поисковые участки (I — Валлаш, II — Хихна—Вилгис, III — Рош—Хуто, IV — Восточный, V — Вирнимя, VI — Западный)

новым орудением. В остальном эта ветвь подобна другим ветвям обоих гипербазитовых поясов.

Изучение медно-никелевых месторождений и рудопроявлений, уже известных в продуктивной зоне, показало, что кроме описанных выше крупных структур другим определяющим фактором размещения рудоносных гипербазитов являются менее масштабные структурные формы. Так, локализирующее влияние на гипербазитовые тела и связанное с ними оруденение оказывают региональные разломы северо-восточного простирания и небольшие поперечные синклинальные складки. В мелких пликативных структурах залегание, а иногда размеры и морфология гипербазитовых тел существенно отличны от таковых для гипербазитов, залегающих в пределах недеформированных участков крыльев крупных антиклиналей. Соответственно мелкие складки выступают в качестве локального контролирующего фактора в размещении как гипербазитов, так и связанного с ними оруденения [3]. Это относится и к купольным образованиям (размеры куполов достигают 10—12 км в поперечнике) в тех случаях, когда они деформируют продуктивные зоны в крыльях антиклиналей, а гипербазиты располагаются по периферии этих структур [5].

Перспективы никеленосности района. Выделение гипербазитовых поясов позволяет сократить перспективную площадь поисков с 2200 (площадь района) до 250 км² (площадь поясов). Статистическая оценка числа интрузивных тел в границах гипербазитовых поясов с учетом результатов бурения 549 скважин показала, что в южном крыле Аллареченского пояса на 100 м разреза продуктивной полосы приходится в среднем одно тело гипербазитов, а в северной и восточной частях Хихнаярвинского пояса — одно — два [2]. Следовательно, до глубины 300 м в пределах гипербазитовых поясов возможно выявление около 800 скрытых интрузивных тел, из которых 4—5 тел (также статистически) могут содержать промышленные месторождения.

Методика проводившихся ранее поисковых работ основывалась на разбуривании гипербазитовых массивов, выделяющихся по данным магнитной съемки и соответственно залегающих на глубинах не свыше первых десят-

ков метров. В результате опосредованными оказались в основном верхние части разреза (150—200, иногда 300 м), причем до глубины 500 м они обследованы не более, чем на 20—30 %. Это означает, что потенциал промышленной никеленосности района на 70—80 % остается нераскрытым.

Такая оценка металлогенического потенциала района, основанная лишь на представлении о наличии поясов скопления массивов гипербазитов, обладает существенным недостатком: отсутствием возможности дальнейшей локализации площади поисков. Этого недостатка можно избежать, если принять во внимание, что промышленное оруденение представлено эпигенетическими рудами, всегда более богатыми по содержанию никеля и меди, чем сингенетические. В качестве причин переотложения и естественного обогащения первичных руд исследователями называются разные процессы: региональный метаморфизм, диафторез, гидротермально-метаморфическое преобразование гипербазитов и др. Для Кольского региона общеизвестна пространственная связь медно-никелевых месторождений с зонами тектонических нарушений. В результате совместной обработки данных дешифрирования космических снимков разного уровня генерализации была выявлена приуроченность известных рудных объектов к узлам пересечения разрывов северо-восточного и широтного направлений [4]. Анализ металлогенической значимости разрывов этих направлений позволил сделать следующие выводы: тектонические нарушения северо-восточного направления являются рудоконтролирующими; разрывные структуры широтного направления для территории Кольского полуострова имеют рудоконцентрирующее значение. Экстенсивность эндогенного оруденения в их пределах в два раза выше, чем в среднем по площади всего региона. Кроме того, около 90 % рудных объектов, имеющих промышленное значение (в т. ч. и все медно-никелевые), сосредоточены в пределах зон тектонических нарушений этого направления.

Таким образом, наличие на площади развития массивов никеленосных формаций узлов пересечения тектонических нарушений северо-восточного и широтного направлений может слу-

жить критерием присутствия рудного объекта. Поисковыми признаками являются рассмотренные выше геохимические аномалии по никелю и меди, а также молибдену.

Разработанные комплексные критерии поисков рудных объектов позволили выделить в пределах гипербазитовых поясов шесть первоочередных поисковых участков общей площадью 113 км² (см. рис. 2). Отмеченные различия в строении Хихнаярвинской и Аллареченской структур дают основания более высоко оценить перспективы никеленосности последней.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базит-гипербазитовый* магматизм Кольского полуострова и его металлогения/Г. И. Горбунов, Л. А. Виноградов, С. И. Макиевский и др.//Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л., 1982. С. 82—92.

2. Виноградов Л. А. Региональные закономерности размещения гипербазитов в Аллареченском районе//Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. Апатиты, 1985. С. 33—39.
3. Гончаров Ю. В. Роль поперечных складчатых структур в размещении рудных тел на медно-никелевом месторождении Восток//Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981. С. 11—16.
4. Гринченко Б. М., Баржицкий В. В. Система сквозных разрывных нарушений северо-восточной части Балтийского щита и ее роль в контроле сульфидного медно-никелевого оруденения//Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона. Апатиты, 1988. С. 7—10.
5. Ежов С. В., Роненсон Б. М. Закономерности размещения богатых медно-никелевых руд в Аллареченском районе Кольского полуострова. — М.: ВИНТИ, 1982.
6. Зак С. И. Гипербазитовая формация Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1980.
7. Земная кора восточной части Балтийского щита/Под ред. К. О. Кратца. — Л.: Наука, 1978.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

УДК 553.611

© Б. Ф. Горбачев, У. Г. Дистанов, 1991

Глинистые породы СССР как полезное ископаемое

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ, У. Г. ДИСТАНОВ (ВНИИгеолнеруд)

Глинистые минералы, являющиеся продуктами взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы, — важнейший и характерный компонент поверхностной части земной коры. Они большей частью сформированы в корах субаэрального биохимического выветривания, а затем после перемиыва, перемещены в конечные водоемы стока. Глинистые осадки с течением времени могут значительно изменить свой первоначальный состав и физико-механические свойства в связи с процессами диа- и эпигенеза. Метаморфизм приводит к преобразованию глинистых пород в кристаллические метаморфические и ультраметаморфические породы.

Помимо биохимического субаэрального выветривания, существуют и иные процессы генерации глинистых минералов: подводное выветривание (гальмиролиз), кристаллизация из диагенетических или термальных растворов, аргиллизация вулканогенных пород и др.

Высказываются мнения о планетарной роли глинообразования в эволюции земной коры: около 60 % объема всех осадочных пород составляют глинистые. Следует отметить, что подоб-

но биохимическим веществам все глинистые минералы метастабильны и, следовательно, способны нести генетическую информацию [14]. Развиваются представления относительно возможности изначального формирования примитивных белковых молекул на Земле под индуцирующим влиянием структуры глинистых минералов. Наземная растительность — основа пищевых ресурсов человечества — не может существовать без почв, в которых глинистые минералы совместно с гумусом представляют собой основной источник питательных солей и регулятор водного режима [13]. Глинистые осадки благодаря своей сорбционной активности являются экологическим буфером, регулирующим содержание катионов и анионов в природных водах.

Наряду с перечисленными общепланетарными функциями, глинистые породы, т. е. породы любого генезиса и агрегатного состояния, не менее чем на 50 % сложенные глинистыми минералами, традиционно и в значительных масштабах добывают и используют в качестве самостоятельной группы технологических материалов в природном виде или после обработки, придающей

им (или усиливающей) полезные свойства и определяющей возможности изготовления из них тех или иных материалов и изделий. Все глинистые породы, применяющиеся на практике, принято называть «глинистое сырье».

В истории становления и развития цивилизаций сфера практического применения глинистых пород постепенно расширялась, однако на этом пути некоторые из функций оказались истощенными в связи с появлением более перспективных альтернативных материалов. Достаточно вспомнить, что некогда глина являлась носителем информации (клинопись VI—I тысячелетий до н. э.), но затем ее функционально заменили папирус, пергамент, бумага*, магнитная пленка. В наше время в ряде отраслей промышленного производства проявляется тенденция замены природных глинистых минералов синтетическими материалами, обеспечивающими более высокое качество конечной продукции (огнестойкие изделия, конструкционная керамика и пр.).

До конца XIX в. знания о свойствах и поведении глин при обработке основывались на традициях ремесленного производства. Лишь в последней четверти прошлого века фундаментальные открытия физики и химии способствовали беспрецедентному приумножению числа рациональных путей использования глинистых пород и минералов в индустрии, строительстве, агрокультуре и решении экологических проблем. Специализированными исследованиями к настоящему времени у нас в стране и за рубежом получены достоверные систематизированные сведения относительно геологических условий формирования глинистых пород, закономерностей локализации их промышленных залежей, реальной структуры, кристалломорфологии и генезиса глинистых минералов, текстурных особенностей агрегатов глинистых частиц, их физических, реологических, керамических и прочих свойствах.

К настоящему времени еще рано опасаться истощения ресурсов глинистого сырья в планетарном масштабе, однако в ряде районов их традицион-

ной добычи наиболее значительные месторождения качественных глин уже выработаны или близки к этому, а равноценной замены им не найдено. В нашей стране подобное положение сложилось с ресурсами огнеупорных глин района Латненского месторождения, каолинами Кыштымского месторождения и др. Постепенное истощение ресурсов высокосортных глин и каолинов определяет необходимость уже сегодня уделять большое внимание не только поискам резервных залежей, в том числе в новых перспективных районах, но и вопросам рационального бережного расходования имеющихся ресурсов. Не менее актуальны задачи глубокого обогащения, облагораживания сырья, с помощью этого можно при отработке месторождений существенно повысить выход высоких сортов и марок глинистых материалов.

Наиболее распространены полиминеральные глины, в которых пелитовая фракция состоит из присутствующих в различных ассоциациях и количественных соотношениях каолинитовых минералов, гидрослюд и смектитов. В то же время на фоне свойственного глинистым породам значительного разнообразия минерального состава, особое внимание [5, 9] надо обратить на сравнительно редкие анхимономинеральные разновидности (каолинитовые, галлазитовые, иллитовые, смектитовые, палыгорскитовые, сепиолитовые и пр.). Структурно-кристаллохимические особенности и определяемая ими специфика физико-химических свойств указанных минералов оказывают во многих случаях решающее влияние на выбор путей эффективного применения как анхимономинеральных глинистых пород (сырец), так и получаемых из сырца сепарацией (обогащенные каолины) или диспергацией (глинопорошки) продуктов, в том числе модифицированных термической, химической и иной обработкой. Положительная промышленная оценка глинистого сырья предполагает также достаточно низкое содержание в нем вредных компонентов, каковыми могут быть хромогенные оксиды (Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO и др.), воднорастворимые соли, летучие (сера, фтор), органическое вещество, грубозернистые включения и пр. Для каждой промышленной группы глинистого сырья (керамическое, адсорбционное, огнеупорное и т. д.) выявлены специ-

* При изготовлении бумаги применяется фракционированный каолин. Это пример повторного обращения к ранее отвергнутому материалу, но на новом научно-техническом уровне.

фические комплексы вредных компонентов, допустимые содержания которых (кондиции) регламентируются действующими ГОСТами и ТУ.

Пути применения кондиционного глинистого сырья в соответствии с особенностями их минерального состава и свойств показаны на рис. 1 и 2. Суммарное потребление глинистых пород в СССР достигает 180 млн т, причем преобладающую часть составляют полиминеральные легкоплавкие глины, широко используемые в гражданском и промышленном строительстве, при сооружении плотин и насыпей, приготовлении строительных растворов, саманного кирпича, рекультивации земель. Полиминеральные глины не являются дефицитными, хотя следует признать, что в ряде регионов в связи с особенностями геологического строения и экологической обстановкой поиски их затруднены. Требования к ним не строгие и обычно ограничиваются данными о механическом и химическом составе, некоторых физических свойствах; решающее значение имеют результаты геолого-экономической оценки месторождений, особенно фактор их удаленности от потребителя. В то же время лишь около 14 % потребления приходится на долю особо ценных — анхимономинеральных, реже биминеральных видов глинистого сырья: каолинов и огнеупорных глин, бентонитов, палыгорскитовых и сепиолитовых глин. Критериями оценки их качества являются подробные сведения об их минеральном составе, разнообразных физико-химических свойствах, кристалло-структурных особенностях глинистых минералов. Очевидно, что для целенаправленного использования представляют интерес и другие приближающиеся к мономинеральным глинистые породы или глинистые продукты — галлуазитовые, аллофановые, гидрослюдистые, сепиолитовые, нонтритовые, хлоритовые и т. п. Анхимономинеральные глины формировались в относительно редко воспроизводимых геологических обстановках, в связи с чем их прогнозно-поисковые комплексы во многом специфичны [6].

В целом по СССР промышленные запасы особо ценных видов глинистого сырья составляют (млн т): каолинов — 1120; огнеупорных глин — 1456; бентонитов — 370,4; палыгорскитовых

глин — 32. Соответственно запасы высоких сортов первых трех видов глинистого сырья — 300, 700, 250 млн т. При общем благополучном положении с запасами их распределение по территории СССР довольно неравномерное: 75 % запасов элювиальных каолинов и 70 % запасов огнеупорных глин расположены на Украине, Урале и в Казахстане, 70 % запасов бентонитов сосредоточены в Закавказье, Казахстане и Поволжье, все промышленные запасы палыгорскитовых глин — в Европейской части СССР. Неравномерность размещения запасов особо ценных видов глинистого сырья предопределила высокую концентрацию его добычи в указанных регионах и, как следствие этого, использование многими предприятиями дальнепривозного сырья, на транспортировку которого ежегодно расходуется около 12 млн руб. [7]. Существующий уровень добычи особо ценных видов глинистого сырья не в полной мере отвечает потребностям народного хозяйства в количественном и, особенно, качественном отношении. Ежегодный дефицит оценивается в среднем по каждому виду сырья примерно в 10 %, а для высококачественных разновидностей от 20 до 50 % (обогащенный каолин сорта КФ-2, беложгущиеся глины, отвечающие сорту ВГО-1 и др.). Подобный дефицит, в частности, в отношении обогащенного каолина не связан с недостатками в подготовке сырьевой базы. Более того, уникальные по запасам и качеству месторождения элювиальных каолинов (Беляевское, Великогадоминецкое, Союзное), не осваиваются. Основу для дефицита создают не рациональные методы отработки залежей и негибкость технологических схем обогащения каолина — сырца. В отношении беложгущихся глин следует сказать, что предпринятые в ряде регионов (Западная Сибирь, Северный Казахстан) усилия привели к выявлению перспективных залежей, освоение которых позволит устранить монопольное положение месторождений Донбасса (Дружковская группа). Совершенствование методов модифицирования щелочноземельных бентонитов открывает широкие возможности для замены ими в ряде производств дальнепривозных и ввиду этого дефицитных щелочных бентонитов, необходимо также использовать местное сырье, включая и альтер-

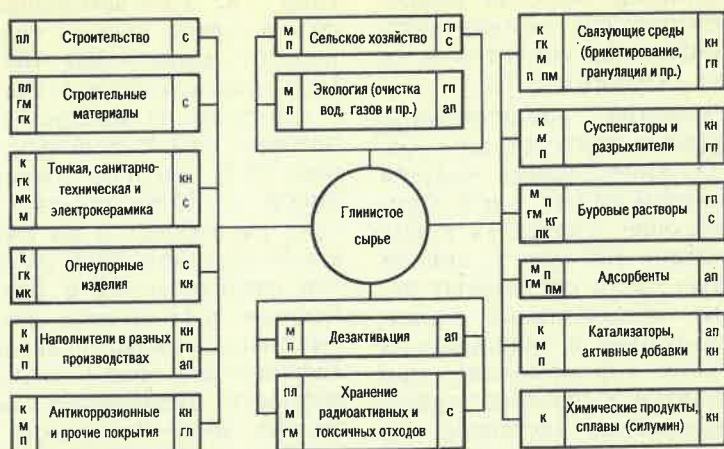


Рис. 1. Основные направления использования глинистых пород и получаемых из них продуктов:

минеральные типы глинистых пород: к — каолиновый, гк — гидрослюдисто-каолиновый, гм — гидрослюдисто-монтмориллонитовый, м —

монтмориллонитовый, п — палыгорскитовый, пл — палыгорскит-монтмориллонитовый, пм — палыгорскит-монтмориллонитовый, пл — полиминеральный. Вид продукта: с — сырец, км — концентрат, гл — глинопопорошок, ап — активированный глинопопорошок

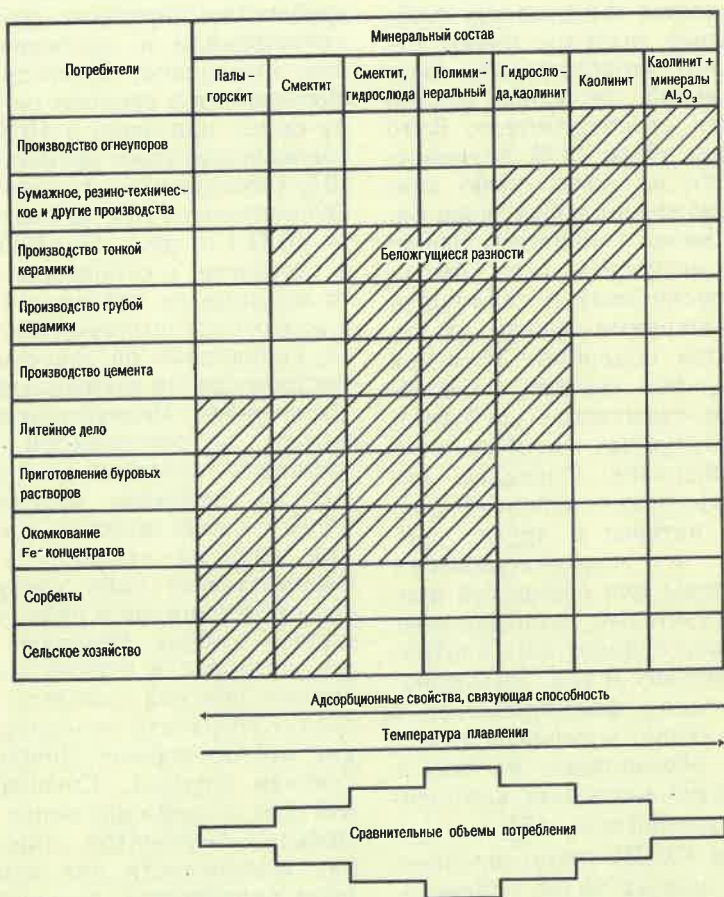


Рис. 2. Промышленное использование глинистых пород в зависимости от их минерального состава

нативные виды (фарфоровые камни, цеолиты, отходы горнорудных предприятий и пр.).

В перспективе увеличится доля промышленного потребления модифицированных глинистых продуктов с повышенными благодаря обработке полезными свойствами. В настоящее время возрастает объем производства из глиновых перспективных технологических материалов. Так, например, в производстве огнеупорных изделий усилится тенденция к замене рядовых алюмосиликатных огнеупоров более долговечными высокоосновными путем привлечения более богатого глиноземом сырья (кальцинированный обогащенный каолин, аллит, маложелезистый боксит). Весьма перспективный огнеупорный материал — получаемое из каолина волокно (каолиновая вата). Для снижения температуры обжига и повышения плотности огнеупорных изделий внедряется обработка сырья поверхностно-активными препаратами. В керамике большое внимание обращается на повышение белизны фракционированных каолинов за счет удаления минеральных примесей, содержащих железо и титан. Запатентованы многочисленные способы эффективной обработки каолинов с применением центрифужной классификации, селективной флотации, избирательной флокуляции, химического отбеливания, высокоградиентной магнитной сепарации и пр. [12]. Реологические свойства каолиновых суспензий и паст (вязкость, стабильность) могут регулироваться подбором соотношения твердых частиц по их форме и размерам путем программируемого смешивания каолинов разных месторождений или разных фракций, выделяемых из каолина одного месторождения.

Новые возможности открываются перед каолинами в качестве сырья для производства высокоактивного синтетического цеолита, включаемого в состав нового (бесфосфатного) класса моющих веществ, переход к использованию которых будет способствовать решению проблем экологии.

Целенаправленная обработка глинистых частиц (химическая, термохимическая или механохимическая) повышает эффективность применения их агрегатов в качестве наполнителей, адсорбентов, катализаторов, связок и пр. Высокие сорбционные и связую-

щие свойства бентонитов, палыгорскитовых и сепиолитовых глин определяют все возрастающее их участие в гидрометаллургии, агломерации руд, обработке нефтепродуктов, очистке различных жидкостей и газов и во многих (их более 100) других процессах [3, 4, 10, 15].

Особого внимания заслуживают щелочные бентониты и палыгорскитовые глины. Они обладают хорошими сорбционными, каталитическими и другими свойствами, которые могут быть изменены и улучшены термической и кислотной обработкой. Наибольший эффект достигается при их применении в бурении скважин (солестойкие и термоустойчивые промывочные жидкости), в химии и нефтехимии (адсорбенты и катализаторы). Превосходный исходный материал для производства органоминеральных глинистых продуктов — литиевые бентониты — гекториты.

Сепиолитовые глины по направлению использования во многом подобны палыгорскитовым, в том числе, как свидетельствует опыт, они с успехом применяются для приготовления фармацевтических и косметических препаратов, в качестве наполнителя в производстве резины, сорбента — для осветления растительных и минеральных масел и пр.

Физико-химические свойства палыгорскита и сепиолита изучены недостаточно. Расширение сферы их промышленного использования требует проведения дальнейших фундаментальных исследований. Это особо отмечалось в решении XIV Всесоюзного совещания по изучению глин и глинистых минералов, состоявшегося в 1985 г. в Новосибирске. В этой связи следует одной из прикладных задач отечественной геологии считать выявление новых промышленных месторождений сепиолитового сырья. Для этого необходимо не только организовать поисковые работы в перспективных регионах, но и, прежде всего, учитывая формационную принадлежность наиболее значительных в мире месторождений Испании, уточнить прогнозно-поисковые критерии.

В сельском хозяйстве применение особо ценных глинистых пород позволяет существенно повысить объемы и качество продукции. Бентониты повышают плодородие и эрозионную устойчивость почв. Их внесение обеспечи-

вает поступление питательных веществ в наиболее доступной растениям форме и уменьшает их вымывание, усиливает влагопоглощение и влагоудержание, восстанавливает ионный обмен (А. М. Синицын, Л. Сяль, 1972). Одноразовое введение бентонита (10 т/га) совместно с органическим и минеральным удобрением действует в течение почти 7 лет, причем особенно значительный эффект повышения плодородия достигается при глиновании песчаных и супесчаных почв [1].

Высокую эффективность проявляют суспензированные жидкие удобрения, изготавливаемые с использованием щелочных бентонитов, палыгорскитов и сепиолитов.

В животноводстве каолин употребляется в качестве инертной добавки в комбикормах, однако наиболее значительные результаты достигаются при использовании глинистых материалов с повышенными ионообменными и сорбционными свойствами (бентониты и палыгорскитовые глины). Их присутствие в кормах (около 2 % в гранулах) способствует обмену жидкости в организме животных и, соответственно, усвоению ими грубых кормов. Эти же глины могут входить в состав гигиенических подстилок в местах содержания животных. Имеются сведения о возможности эффективного использования в качестве стимулирующих кормодобавок бентонитов сапонитового состава, перспективная провинция которых выявлена на северо-западном склоне Украинского щита. Залежи сапонитов связаны с корой выветривания туфов берестовецкой свиты волынской серии венда [2].

На современном этапе развития общества, при крайнем обострении экологической обстановки в связи с урбанизацией и индустриализацией, к глинистому сырью обращено особое внимание как к доступному материалу для проведения неотложных и планируемых природоохранных мероприятий.

С этой целью оно используется как в природном виде, так и после активации. Его применяют при рекультивации отвалов и выработок, очистке вод и стоков, консервации радиоактивных и токсичных отходов, предотвращения или устранения результатов радиоактивного или химического загрязнения. Например, барьеры из уплот-

ненного бентонита эффективно изолируют техногенные, в том числе высокоактивные ядерные отходы, поскольку создается не только сорбционный, но и диффузионный барьер [16]. Наибольший эффект достигается применением натурального *Na*-бентонита (вайомингский тип), который в наибольшей степени способен к сохранению набухаемости и низкой гидравлической проницаемости.

Все больший интерес проявляется к применению глиняной керамики в строительстве: для изготовления несущих и звукоизолирующих перегородок, потолочных перекрытий, настенной керамики, разноокрашенных покрытий.

Опыт утилизации глинистых материалов свидетельствует о том, что многие полиминеральные их разновидности могут служить сырьем для получения широкого спектра изделий, пользующихся спросом. Например, в Венгрии [11] обычный лёсс применяют не только для изготовления строительного кирпича, но и в качестве компонента фарфоровых масс, наполнителя пластмасс; в приготовлении литейных форм, облицовочной плитки, каменной посуды, для очистки вод, в производстве удобрений и др. Этот пример свидетельствует о том, что современные достижения технологии открывают необыкновенно многообразные возможности практического использования большинства природных глинистых материалов.

Кроме того, крупные скопления глинистых (существенно каолиновых или аллитовых) пород следует рассматривать как резервный источник для получения глинозема. В специфических геологических условиях формируются глинистые минералы, содержащие такие концентрации редких металлов, что слагаемые ими породы могут являться рудами. При добыче и переработке многочисленных видов неметаллических полезных ископаемых имеются возможности попутного получения глинистого сырья. Ощущается необходимость в создании специального руководства, в котором должны содержаться оптимизированные программы изучения различных по составу попутных глинистых продуктов с целью определения путей их возможной утилизации.

Учитывая состояние и географию сырьевой базы, динамику и структуру

потребления, возможности прогрессивных технологических подходов, можно наметить следующие задачи изучения и освоения ресурсов особо ценного глинистого сырья.

1. Геологические: а) обеспечить резервными запасами действующие горные и горно-обогатительные предприятия; выявить промышленные месторождения в перспективных районах с наличием динамично развивающегося потребления, особенно Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии; совершенствовать методику прогнозно-поисковых и разведочных работ на основе многоцелевых моделей промышленных месторождений; развивать среднemasштабное геолого-промышленное картирование в районах массовой добычи, потребления сырья с целью перспективного планирования геологоразведочных работ и освоения ресурсов; оптимизировать (для видов глинистого сырья) комплексы методов изучения состава и свойств с целью унификации оценочных параметров и сокращения затрат на анализы и испытания; б) обосновать перспективы поисков на территории СССР месторождений новых геолого-промышленных типов глинистых пород, представляющих интерес для отраслей сельского хозяйства и охраны природы, в частности, сепиолитов в пределах осадочных формаций палеозоя юго-запада Сибирской платформы, сапонитов — на северо-западном склоне Украинского щита среди туфов волинской серии венда; полиминеральных опал-цеолит-монтмориллонитовых пород, широко развитых в вулканогенных и вулканогенно-осадочных кайнозойских формациях Закавказья, Восточной Сибири и ряда других регионов страны.

2. В области горных работ: повышать культуру производства при селективном извлечении сортов, особенно высоких; применять системы раздельного складирования, дозированного смешивания и вылеживания различных сортов сырья для получения стандартных продуктов хорошего качества.

3. В области переработки сырья: увеличить производство обогащенных модифицированных продуктов, в результате чего при отработке месторождений существенно повышается выход высоких сортов и марок; применять энергосберегающую технологию, например, выпускать продукцию не в

виде порошка, а в виде паст или концентрированных суспензий.

4. Экономические: оптимизировать схему поставок сырья, ликвидировать нерациональные перевозки, развивать местные сырьевые базы, больше внимания уделять использованию нетрадиционных видов сырья; упорядочить цены на сырье с уникальными свойствами, чтобы довести до минимума его нерациональное использование; искать пути утилизации глинистых материалов, получаемых как попутное сырье при добыче и переработке ископаемых; привлекать к разработке резервных месторождений иностранные фирмы с передовой технологией переработки сырья.

В заключение следует отметить, что с середины XX века интерес ко многим аспектам изучения глинистых пород возрос настолько, что с полным основанием можно говорить о появлении науки, изучавшей глины — аргиллологии. Наука эта междисциплинарная, поскольку затрагивает интерес не только геологов, но и представителей многих других областей знания. Во многих странах издаются специализированные журналы и монографии, успешно функционируют Международная ассоциация по изучению глин (АИПЕА), региональные и национальные группы исследователей, в том числе Всесоюзная комиссия по изучению глин при АН СССР, регулярно созывающая совещания и издающая их труды. Настало время обсудить вопрос об издании журнала, оперативно отражающего отечественные достижения в разных сферах изучения глин. Его появление будет отвечать интересам исследователей, способствовать прогрессу аргиллологии и повышению эффективности использования глинистых материалов в нашей стране.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гараев А. Г., Шарафеева Ф. Г. Глинование песчаных дерново-подзолистых почв//Земледелие. 1980. № 7. С. 47—48.
2. Грицык В. Е. Новая бентонитовая (сапонитовая) провинция Украины и перспективы ее освоения//Месторождения природных адсорбентов и перспективы их использования в народном хозяйстве УССР. Киев, 1987. С. 38—42.
3. Зайнулин И. И., Смирнов В. М. Пальгорскитовые глины//Неметаллические полезные ископаемые СССР. М., 1984. С. 158—168.
4. Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С., Квирикадзе Г. А. Генезис, геолого-экономиче-

- ская и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. — Тбилиси: Мацнереба, 1981.
5. Петров В. П. Минералогическая природа и промышленное использование глин//Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 4. С. 70—80.
 6. Прогнозно-поисковые комплексы геолого-промышленных типов неметаллических полезных ископаемых/Под ред. Н. Н. Ведерникова, А. С. Филько. — М.: Недра, 1989.
 7. Состояние ресурсов высококачественных глин СССР и проблемы их дальнейшего изучения/Н. Т. Блоха, Л. С. Сонкин, Б. Ф. Горбачев и др./Проблемы исследования и использования глин и глинистых минералов: Мат. XII Всес. совещ. по глинам. Баку, 1988. С. 4—12.
 8. Alhter G. R. The qualification of bentonite as a soil sealant//Eng. Geol. 1987. N 23. P. 177—191.
 9. Eyde D. T. Speciality clays — the search for excellence//Ind. Miner. 7th Int. Congr. Monte Carlo. 1—4 April 1986. V. 1. London. 1986. P. 153—157.
 10. Galan E. Industrial application of sepiolite from Vallacas—Vicalvaro, Spain: a review//Proc. Int. Clay. Conf. Denver Colo. 1985. — Bloomington (Ind.). 1987. P. 400—404.
 11. Hahn G., Varju G. A losz hasznositasanak kilatasai//Foldt. kut. 1987. 30. N 1—2. P. 67—72.
 12. Jepson W. D. Kaolin: their properties and uses//Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1984. A 311. P. 411—432.
 13. Konta Jr. Clay substance in the geological history of the Earth//Acta Univ. Carol. Geol. 1984. N 1. P. 19—54.
 14. Lippman F. The thermodynamic status of clay minerals//Develop. in sedimentology, v. 35/Proc. V 11th Int. Clay Conf. Italy. Sept. 6—12. 1981. — Elsevier Comp. 1982. P. 475—485.
 15. Odom I. E. Smective clay minerals: properties and uses//Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1984. A 311. P. 391—409.
 16. Westsic J. H., Hodgs T. N., Kuhu W. L. Water migration through compacted bentonite backfills for containment of high-level nuclear waste//Nucl. and Chem. Waste Manag. 1983. 4. N 4. P. 291—299.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.72(470.11)

© Коллектив авторов, 1991

Рифей Зимнего Берега Белого моря

К. Э. ЯКОВСОН, М. Ю. КУЗНЕЦОВА (ВСЕГЕИ), А. Ф. СТАНКОВСКИЙ,
В. П. ГРИБ (ПГО «Архангельскгеология»), В. А. МЕДВЕДЕВ,
В. В. ТРЕТЯЧЕНКО (ПГО «Невскгеология»)

Рифейские отложения в пределах Восточно-Европейской платформы выполняют разнообразные по морфологии и размерам структуры погружения в древнем кристаллическом фундаменте [2, 3]. Изучение этих структур важно для реконструкции ранних этапов становления платформы, во многом предопределивших специфику ее геологического строения и минерагении. Рифейские отложения залегают, как правило, на значительной глубине под более молодыми вендскими породами и доступны для непосредственного исследования лишь в скважинах.

К настоящему времени определена общая структура этих отложений, однако по отдельным регионам сведения о рифее отсутствуют. Один из таких регионов — Зимний Берег Белого моря (Юго-Восточное Беломорье, к северу от г. Архангельска). Здесь установлены проявления кимберлитового магма-

тизма, возможно, связанного с разломами, заложившимися в рифее [4].

Анализ современных геолого-геофизических данных позволил выделить на территории Зимнего Берега сложнопостроенную рифейскую структуру — Зимнегорский авлакоген. Первоначально авлакоген был установлен только на основании геофизических материалов [5]; имеющиеся в настоящее время данные бурения дают возможность охарактеризовать состав и строение выполняющих его рифейских толщ. Зимнегорский авлакоген представляет собой систему впадин и выступов фундамента, ориентированных в направлении с северо-запада на юго-восток. Северо-восточное и юго-западное его ограничения установлены по скв. 101 и 771. Рифей в авлакогене вскрыт тремя скважинами, расположенными по меридиональному профилю: 770, Чидвия, близ юго-западного

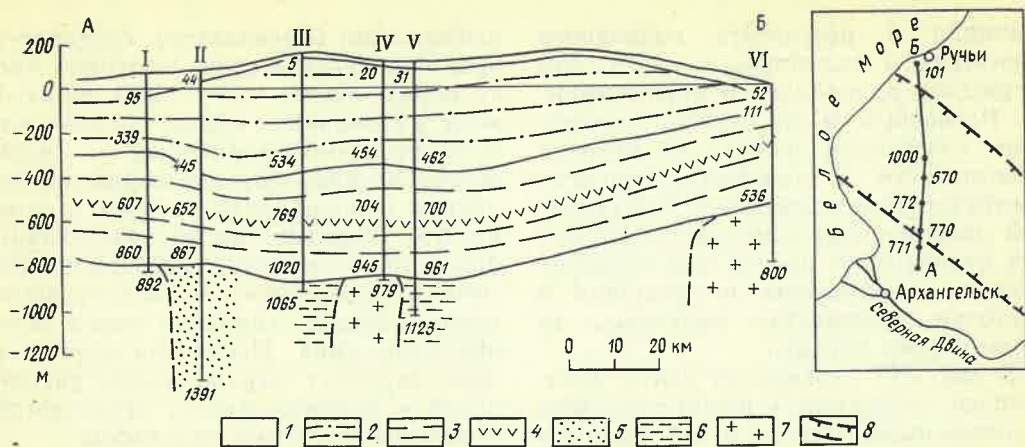


Рис. 1. Литолого-структурный разрез А—Б Зимнегорского авлакогена:

1 — четвертичные отложения; венд, валдайская серия; 2 — котлинский горизонт *Vkt* (аргиллиты, алевролиты, песчаники), 3 — редкинский горизонт *Vrd*, усть-пинейская свита (аргиллиты), 4 — верховские слои (аргиллитовые туфы, маркирующий горизонт); рифей: 5 — чидвий-

ская свита *Rcd* (песчаники), 6 — тучкинская свита *Rtc* (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 7 — архейский, кристаллический фундамент; 8 — граница авлакогена; скважины: I — 771, Ижма; II — 770, Чидвия; III — 772, Верхняя Кепина; IV — 570, Светлая; V — 1000, Тучкино; VI — 101, Ручьи

борта авлакогена; 772, Верхняя Кепина; 1000, Тучкино, осевая зона (рис. 1). По строению и составу рифейские отложения разных частей авлакогена отличаются друг от друга. В осевой зоне вскрыты преимущественно алевролитные породы, которые предлагается объединить в тучкинскую свиту, в прибортовой части — песчаники, выделяемые в чидвийскую свиту.

Тучкинская свита наиболее полно представлена в скв. 1000 (рис. 2), где она вскрыта в интервале 961—1123 м. В разрезе преобладают бурые аргиллиты и алевролиты, переходящие в алевроитовые мергели. Породы образуют слои мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Помимо бурых присутствуют сероцветные до черных и зеленые разновидности пород. Песчаники залегают в виде прослоев мощностью в несколько сантиметров и характеризуются аркозовым или кварц-полевошпатовым составом. Их пестрая, микропятнистая окраска обусловлена наличием крупных зерен розового полевого шпата; по структуре они — от грубозернистых до микрзернистых. Для алевроит-аргиллитовых пород характерна горизонтальная или пологоволнистая слоистость; песчаники косослоистые. Из текстурных особенностей отмечены иероглифы различных типов, складки подводного оползания, нептунические дайки, «колобки» со срезанными вер-

хушками. «Колобки» особенно часты в алевроитовых мергелях. На севере платформы такие мергели называются «узловатые». Все перечисленные текстуры характерны для морских осадков и

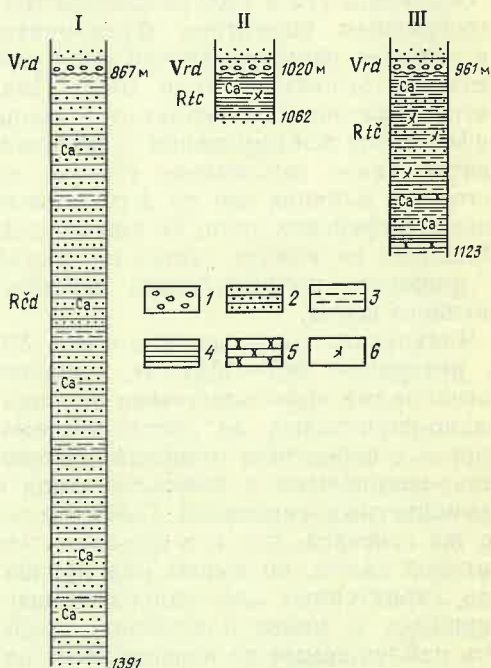


Рис. 2. Разрезы скважин, вскрывших рифей Зимнегорского авлакогена:

1 — гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — прослои карбоната; 6 — сульфидная минерализация; Ca — карбонатизация пород; I — скв. 770, II — скв. 772, III — скв. 1000

возникли в результате подводного оползания в ослабленных зонах при подводном вулканизме и моретрясениях. Разнообразие же текстур обусловлено сочетанием разных по степени пластичности и сцементированности контактирующих осадков [1]. В основной массе породы карбонатны. Карбонат пропитывает породу или образует прослой и выделения по трещинам и пустотам, контрастно выделяясь на темном фоне породы.

В скв. 772 тучкинская свита представлена породами, в целом сходными с описанными, однако в ней преобладают не тонкопереслаивающиеся породы, а аргиллиты в виде слоев мощностью несколько сантиметров. Породы ярко окрашены в зеленый или бурый цвет; последний распределен послойно или пятнами. Карбонаты образуют тонкие прослой, пропитывают основную массу породы или заполняют в форме ярких белых выделений трещины и пустоты. Породы катаклазированы, что связано, вероятно, с их приуроченностью к зоне разлома. По текстурным особенностям они аналогичны породам скв. 1000.

Скважины 772 и 1000 разделены горстообразным поднятием фундамента, на котором непосредственно залегают вендские отложения (скв. 570). Поднятие образовалось, вероятно, в конце рифея после формирования тучкинской свиты. Такое заключение следует из того, что влияние его на фациальный состав рифейских толщ не ощущается. Поднятие не влияет также на состав и мощность подразделений перекрывающего венда.

Чидвийская свита вскрыта в скв. 770 в интервале 867—1391 м, сложена песчаниками красноцветными от шоколадно-коричневых до светло-розовых, иногда с сиреневым оттенком, полевошпат-кварцевыми с примесью слюд и темноцветных минералов. Текстуры того же генезиса, что и в породах тучкинской свиты, но имеют ряд признаков, характерных для осадков, образовавшихся в менее пластичной среде. Это наблюдаемые на поверхностях наложения иероглифы типа трещин синерезиса и микросбросы. По структуре породы от тонкозернистых до грубозернистых; степень сортированности варьирует в широких пределах. В песчаниках обнаружены прослой ярко окрашенных бурых и зеленых уплот-

ненных глин (аргиллитов), составляющие в тучкинской свите основную массу пород. Кроме того, глины встречаются в песчаниках в виде плоских или остроугольно-бесформенных галек; иногда в одном образце зерна наблюдаются одновременно прослой и гальки, что указывает на внутрiformационное переотложение последних. Отмечены также прослой тонкочередующихся алевроит-глинистых пород «тучкинского» типа. Песчаники карбонатные; карбонат неравномерно распределен в цементе, иногда встречаются прослойки песчаных доломитов.

В породах обеих свит установлена сульфидная минерализация. Песчаники, образующие большую часть чидвийской свиты и прослой в тучкинской свите, имеют полевошпат-кварцевый и кварц-полевошпатовый состав, представлены равномерно-зернистыми и разнозернистыми разновидностями. По крупности зерен встречаются все разновидности от мелко- до крупнопсаммитовых. Цемент поровый, пленочный, контактовый, регенерационный, иногда со стилолитовыми швами. Кварц, составляющий от 30 до 60—70 % породы, как правило, представлен хорошо окатанными, редко резко угловатыми зернами изометричной или слегка вытянутой формы. Крупные зерна кварца часто имеют волнистое погасание. Полевой шпат — микроклин, являющийся местами основным минералом породы, представлен как хорошо окатанными, так и угловатыми и слегка сглаженными зернами. Минерал серицитизирован, соссюритизирован, края зерен часто корродированы; иногда окатанные зерна покрыты оболочкой из минерала зеленовато-болотного цвета с высоким двупреломлением (по-видимому, карбоната). Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, турмалин, мусковит и биотит, а также пирит в виде кубиков и скоплений неправильной формы.

Микрострографическое изучение песчаников показывает, что характерная для них пятнистость, которая макроскопически выражена в окраске, обусловлена скоплениями зерен разных фракций. На осветленных участках породы наблюдается скопление крупнопсаммитовых зерен с регенерационным цементом и стилолитовыми швами. Вишнево-красные участки лишь на 50 % представлены крупно-

псаммитовыми зернами, погруженными в мелкозернистый песчаник, являющийся базальным, местами поровым цементом породы. Мелкозернистый цемент часто карбонатизирован.

Алевролиты, как и песчаники, кварц-полевошпатового и полевошпат-кварцевого состава. Это сильно карбонатизированные породы, содержащие значительную часть пелитовой карбонатизированной массы. В их структуре отмечается полосчатость, выраженная в субпараллельном расположении слоев, обогащенных в одних случаях ориентированными крупными выделениями карбоната, в других — пелитовым материалом.

Аргиллиты представляют собой карбонатизированный пелитоморфный агрегат, состоящий из зерен кварца и серицитизированного полевого шпата, чешуек биотита и мусковита с отдельными включениями зерен рудного минерала. В аргиллитах присутствуют остроугольные обломки и гальки аргиллитов, обогащенных гидроксидами железа. Контакт алевролита с аргиллитом обычно нерезкий: наблюдается постепенное уменьшение размера зерен кварца и полевого шпата и появление глинистого компонента.

Кроме трех постоянно присутствующих в разрезе рифея пород, в скв. 1000 на глубине 1117 м встречен прослой карбонатной породы, состоящей из основной мелкозернистой карбонатной массы с незначительной примесью аргиллитового материала и включениями отдельных округлых мелко-среднепсаммитовых обломков кальцита, кварца и полевого шпата, а также мелких галек аргиллита. Обломки часто инкрустированы мелкозернистым кристаллическим кальцитом. Зерна кварца, как правило, имеют волнистое погасание. Зерна полевого шпата хорошо окатаны, изометричны или слегка удлинены, серицитизированы и сосюритизированы, иногда в них видна микроклиноватая решетка. В основной массе породы местами наблюдаются скопления мелких чешуек биотита и отдельные зернышки рудного минерала. Рудный минерал, как правило, тоже имеет оболочку из мелкозернистого карбоната. Встречаются поры, инкрустированные мелкокристаллическим кальцитом.

По данным спектрального анализа в аргиллитах и алевролитах скв. 1000

и 772 повышено содержание серебра. Это позволяет относить толщи рифея к металлогенически специализированным комплексам на серебро. Концентрация остальных элементов изменяется в пределах кларка. По разрезу прослеживается колебание содержаний отдельных элементов и их групп. Интересно отметить, что в изучаемых толщах выделяются горизонты, обогащенные одновременно сидерофильными, халькофильными и некоторыми редкими элементами.

Среди минералов тяжелой фракции преобладают гранат, оливин, циркон, рутил, турмалин, роговая обманка, гематит и магнетит. В резко подчиненном количестве (единичными знаками) встречаются хромшпинелид, моноклинный пироксен, сфен, ставролит, галенит, эпидот. Октаэдрические почти неокатанные зерна хромшпинелида, безусловно, имеют местное происхождение и свидетельствуют о наличии разрушающихся тел ультраосновных пород. О том же говорит присутствие гранатов пироп-альмандинового ряда и обломков оливина и пироксена. Микрозондовый анализ подтверждает наличие хромшпинелида, близкого по составу к хромпикотиту, моноклинного пироксена ряда диопсид — геденбергит, минерала из группы оливина — гортонолита, а также принадлежность граната к пироп-альмандиновому ряду.

Обломки рутила, роговой обманки и единичные зерна ставролита указывают на то, что материал, вероятно, поступал за счет разрушения метаморфических толщ. Этому не противоречит присутствие турмалина и биотита. Источником кристаллов циркона гиацинтового и циркон-гиацинтового типа, видимо, служили биотитовые граниты и гранодиориты. Аутигенными минералами являются пирит и лейкоксен.

На основании изложенного можно сделать вывод о единстве осадочной серии рифея, вскрытой скв. 1000, 770, 772: петрографический состав пород однообразен, текстурные особенности сходны по морфологии и генезису.

Геохимическое и минералогическое исследования говорят о том, что в формировании осадков рифейского возраста в Беломорско-Кулойском районе участвовали различные породы. Наибольший интерес представляют ультраосновные породы, обогатившие изучае-

мые осадки такими высокотемпературными высокобарическими минералами, как хромшпинелид, оливин, хромдиопсид и гранат пироп-альмандинового ряда. Поискам местонахождения источников сноса этих минералов необходимо уделить особое внимание, т. к. они могут представлять собой источник ценных полезных ископаемых, в частности алмазов.

Из сопоставления рифейских пород следует, что тучкинская и чидвийская свиты относятся к единой осадочной серии. Среди песчаников чидвийской свиты встречаются прослои специфических ярко окрашенных алевроит-глинистых пород, характерных для тучкинской свиты; общими являются и текстурные признаки отложений обеих свит. Особенность рассматриваемых пород — их карбонатность — признак редкий для рифея Восточно-Европейской платформы.

Не решен вопрос о возрастном соотношении тучкинской и чидвийской свит. Чидвийские песчаники могут представлять собой либо базальную либо регрессивную часть осадочной серии или фациально замещать алевроит-глинистые породы. Последний вариант более вероятен, поскольку скв. 770 располагается вблизи границы авлакогена.

Проведенные исследования позволяют установить возраст вскрытой здесь серии рифея. По всем приведенным выше признакам она может быть сопоставлена с сафоновской серией Мезенской синеклизы, для которой определен позднерифейский возраст [2].

Общим для пород двух серий является наличие тонкочередующихся алевроит-глинистых осадков, прослоев «узловатых» мергелей, карбонатность. В скв. Усть-Няфта Мезенской синеклизы верхнерифейская сафоновская серия в средней части сложена чередованием алевроит-глинистых пород и прослоев

карбонатов; верхняя (регрессивная) часть представлена песчаниками, сходными с песчаниками чидвийской свиты. В песчаниках встречены гальки ярко-зеленых аргиллитов, аналогичных галькам скв. 770. Эти признаки — уникальные для рифейских пород Восточно-Европейской платформы и могут быть использованы при корреляции рассматриваемых серий Зимнего Берега и Мезенской синеклизы. Рифейские породы, по мнению Ю. Р. Беккера, сходны также с породами кильдинской серии верхнего рифея северного обрамления Балтийского щита.

Итак, в позднем рифее на европейском Севере СССР синхронно формировались отрицательные структуры — Тиманский прогиб, Мезенская синеклиза и Зимнегорский авлакоген, разделенные поднятиями. Общая нивелировка структур произошла в предвендское время. Как и в целом на Восточно-Европейской платформе, образование сплошного чехла в этих регионах началось в венде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верзилин Н. Н. Палеолимнологическое значение тектурных особенностей верхнемеловых отложений Южной Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 81—100.
2. Верхний докембрий европейского Севера СССР / Под ред. В. А. Дедеева и Б. М. Келлера. — Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Русская платформа / Под ред. В. Д. Наливкина и К. Э. Якобсона. — Л.: Недра, 1985. Т. 1.
4. История развития и минерагения чехла Русской платформы / Под ред. Ю. Г. Старицкого. — Л.: Недра, 1981.
5. Станковский А. Ф., Якобсон К. Э. Структуры фундамента и осадочного чехла Юго-Восточного Беломорья // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 75—81.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.

Дорифейская (предпурпольская) кора выветривания на восточной окраине Патомского нагорья

[М. И. ГРАЙЗЕР], Х. Г. ИЛЬИНСКАЯ, В. Н. ХОХРИН (ИЛСАН)

На гранитах Бульбухтинского массива чуйско-кодарского комплекса нижнего протерозоя (абс. возраст 1,7—2 млрд лет) развита кора выветривания, перекрывающаяся пурпольской свитой. В основании залегают высокоглиноземистые сланцы мощностью 3—5 м. Вышележащая толща мощностью до 1000 м имеет характерное для всего Патомского нагорья строение: нижняя и верхняя пачки сложены в основном кварцевыми песчаниками, средняя — высокоглиноземистыми сланцами. Метаморфизм пород пурпольской свиты и коры выветривания этого района соответствует самым начальным стадиям зеленосланцевой фации.

Взаимоотношение пурпольской свиты и гранитов чуйско-кодарского комплекса долгое время являлось предметом острой дискуссии. В настоящее время установлено, что пурпольская свита залегает с несогласием и перерывом на чуйско-кодарских гранитах и относится к нижнему рифею [В. К. Головенко, 1968, 1976; А. Н. Потороченко, Е. И. Наумова, 1971; 1—5].

Исследованный участок расположен на восточном склоне Лонгдорского антиклинория, сводовая часть которого сложена гранитами Бульбухтинского массива. Залегающие на гранитах породы пурпольской свиты, совместно с вышележащей медвежьей свитой, моноклиinally погружаются на восток в сторону Сибирской платформы.

Кора выветривания на бульбухтинских гранитах под пурпольской свитой была впервые выявлена В. К. Головенковым (1968) на северном берегу оз. Бирюзового, а в дальнейшем здесь же вскрыта канавами Иркутской геологосъемочной экспедиции. Позднее этот район изучался С. П. Кориковским и В. С. Федоровским, которые, однако, пришли к выводу, что породы, принимавшиеся их предшественниками за кору выветривания, являются гидротермально измененными гранитами, прорывающими пурпольскую свиту.

Наши исследования не только подтвердили точку зрения первых авторов,

но и во многом дополнили ее. От упомянутых канав кора выветривания была прослежена авторами в южном направлении на расстоянии около 4 км, вплоть до южного берега оз. Джелинда. Наиболее характерные разрезы коры описаны по северному и южному берегам оз. Бирюзовского, но представлены они неполными профилями, т. к. самые верхние их части были размыты и переотложены (рис. 1). Мощность сохранившейся остаточной коры достигает 15—16 м, переотложенной — 3—5 м. Ниже приводится их описание, составленное по трем разрезам (сверху вниз).

1. Пурпольская свита — высокоглиноземистые серые и зеленовато-серые кварц-гидрослюдисто-хлоритовые сланцы мощностью 3—5 м — продукты ближнего переотложения нижележащей коры выветривания.

2. Зона умеренного изменения гранитов — породы кварц-гидрослюдистого состава. Мощность их на северном берегу озера 4,2 м, на южном — 6 м.

3. Зона начального изменения гранитов — породы кварц-гидрослюдисто-хлоритового состава мощностью 8—10 м.

4. Материнские породы — массивные граниты розового и серого цвета.

Материнские породы. Изучались на глубину 10 м от их контакта с нижней зоной коры выветривания. Они представлены массивными крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми гранитами розового и серого цвета, количество слюды в них не превышает 5 %. Содержание K_2O (5,8 %) преобладает над Na_2O (2,78—3 %). К рудным минералам принадлежат пирит и магнетит, к аксессуарным — апатит, циркон, монацит, единичные зерна сфена и роговой обманки. Плотность гранита 2,59—2,6 г/см³.

При изучении шлифов в гранитах наблюдаются пертиты замещения по микроклину и многочисленные прожилки кварц-карбонатного и кварц-карбонат-хлоритового состава в полевых шпатах, реже в кварце. Пертиты

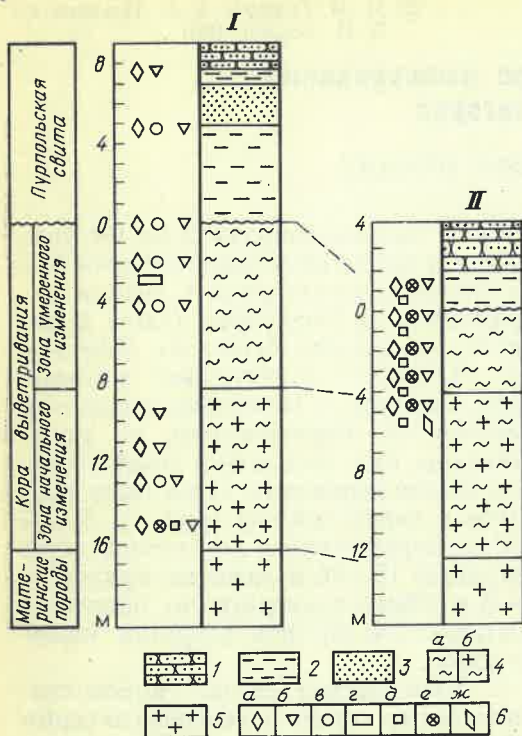


Рис. 1. Сопоставление разрезов допурпальной коры выветривания южного (I) и северного (II) берегов оз. Бирюзового:

1 — кварцитовые песчаники; 2 — кварц-гидрослюдисто-хлоритовые сланцы; 3 — песчаники кварцевые; 4 — породы: кварц-гидрослюдистого (а), кварц-гидрослюдисто-хлоритового (б) составов; 5 — граниты Бульбухтинского массива; 6 — состав глинистой фракции (по результатам рентгено-структурного анализа): а — гидрослюда полилита 2M₁, б — кварц, в — железистый хлорит, г — калиевый полевой шпат, д — полевой шпат, е — хлорит, ж — кальцит

замещения в микроклине представлены в виде тонких прожилков и пятнообразных вростков альбита до 0,9 мм. Их образование обычно связывают с понижением температуры в автогидротермальную фазу формирования гранитного массива. Прожилки кварц-карбонатного и кварц-карбонат-хлоритового состава в полевых шпатах по отношению к пертитам являются более поздними образованиями, т. к. они секут пертиты. Возникновение трещинок в полевых шпатах и кварце происходило, по-видимому, в процессе динамометаморфизма до начала корообразования.

В гранитах отмечаются признаки выветривания, проявленные в замещении части плагиоклазов гидрослюдами, хлоритизации биотита и окислении пирита. Для плагиоклаза характерны

четкие контуры зерен и часто отчетливо выраженное двойниковое строение.

При замещении биотита хлоритом в измененном биотите наблюдаются тонкоиглочатый рутил, лейкоксен, рудный минерал, кварц и землистый эпидот, расположенный по трещинкам спайности и периферии чешуек биотита. Хлорит, развивающийся по биотиту, отличается хорошо выраженным плеохроизмом (зеленый — зеленовато-желтый).

В результате выветривания пирит окисляется и замещается красными и красно-бурыми гидроксидами железа. Магнитная фракция представлена преимущественно неизменными зернами магнетита.

В составе тяжелой фракции гранитов, помимо рудных минералов, выделены апатит, циркон, монацит, единичные зерна сфена и роговой обманки. Среди них преобладает апатит, обычно приуроченный к биотиту и часто заключенный в его листочках. Зерна апатита удлиненно-призматической и изометрической формы. Циркон преимущественно бурой окраски, наряду с кристаллическим присутствуют цирконы полуокатанные с зональным строением. В иммерсионных препаратах среди свежих зеленовато-желтых изометричных зерен монацитов наблюдались и коричневатобурые, измененные в результате выветривания.

Зона начального изменения гранитов. В нижней части профиля выветривания породы обычно имеют серую, серовато-зеленую окраску. Реликтовая структура гранитов в них сохраняется. В отличие от подстилающих гранитов широко развита гидрослюда, полностью замещающая плагиоклазы и значительную часть альбитизированного микроклина. При этом контуры зерен плагиоклазов сохраняются. Гидрослюда также выполняет возникшие в результате выветривания трещины в кварце и аксессуарных минералах. Вверх по разрезу этой части профиля количество гидрослюда возрастает. Здесь же развит карбонат, замещающий полевые шпаты.

По биотиту развивается хлорит. Наблюдается также замещение хлорита слюды минералом с аномальной интерференционной окраской. Пирит замещается минералами гидроксидов железа; магнетит как более устойчивый к выветриванию не изменяется.

К новообразованным минералам этой зоны относятся гидрослюда, хлорит, карбонат, минералы гидроксидов железа. В глинистой фракции (менее 0,001 мм) пород нижней зоны коры выветривания по данным рентгеновского анализа устанавливаются гидрослюда политипа 2M₁, хлорит, кальцит и кварц (см. рис. 1).

Плотность пород по сравнению с подстилающими их гранитами увеличивается и составляет 2,61—2,65 г/см³. Следует отметить, что в этой зоне профиля, особенно в ее основании, еще сохраняются прожилки кварц-карбонатного и кварц-карбонат-хлоритового состава, возникшие в гранитах до формирования коры выветривания в процессе динамометаморфизма.

Зона умеренного изменения гранитов. Верхняя зона коры выветривания характеризуется полным замещением плагиоклаза и альбитизированного микроклина гидрослюдами. При этом реликты структуры материнской породы исчезают. Хлоритизированный биотит замещается мусковитом. В породе среди однородной тонкочешуйчатой массы гидрослюда (0,01 мм) мусковит выделяется крупными чешуйками (0,4—1 мм) и высоким двупреломлением. На его образование по хлоритизированному биотиту указывают сохранившиеся в мусковите реликты хлорита и наблюдавшиеся в измененном биотите удлиненные зерна кварца и лейкоксен, расположенные по спайности чешуек.

Рудные минералы замещаются гематитом и гидроксидами железа, при этом пирит замещается полностью, реликты пирита в шлифах не устанавливаются. По магнетиту образуются псевдоморфозы гематита. Кроме того, гидроксиды железа образуют прожилки в гидрослюдистой массе.

Граниты в верхней части профиля выветривания превращаются в зеленовато-серые породы, состоящие из остаточных остроугольных зерен кварца, заключенных в гидрослюдистой массе. Причем кварц здесь в отличие от кварца в гранитах сильно изменен: края его зерен расплывчаты и изъедены гидрослюдой, в результате выветривания образуются трещинки, разбивающие зерно на отдельные части.

Прожилки кварц-карбонат-хлоритового состава, наблюдающиеся в основании нижней зоны профиля выветри-

вания, в верхней — исчезают, за исключением устойчивого к выветриванию кварца.

По рентгеновским данным в глинистом веществе (фракция менее 0,001 мм) коры выветривания устанавливается диоктаэдрическая гидрослюда политипа 2M₁. На порошковой рентгенограмме фракции менее 0,001 мм фиксируются рефлексы (4,46; 3,72; 3,49; 3,20; 2,99; 2,79 Å), характерные для гидрослуд этого политипа (рис. 2).

Считается, что образование гидрослуды политипа 2M₁ происходит при ката- и метагенезе в результате перехода политипа 1M в 2M₁ (А. Г. Коссовская, В. А. Дриц, 1970; Г. В. Карпова, 1972). По данным Г. Винклера (1969), переход 1M в упорядоченную 2M₁ осуществляется при температуре 300 °C. Слюда политипа 2M₁ присутствует также в перекрывающих кору выветривания серицит-хлоритовых сланцах пурпольской свиты нижнего рифея — продуктах перетолжения исследуемых кор выветривания (см. рис. 2). Следовательно, широкое развитие гидрослуды политипа 2M₁ в породах коры выветривания — результат последующего метаморфизма. Как уже указывалось, метаморфизм пород отвечает зеленосланцевой фации.

Из новообразованных минералов в верхней зоне профиля выветривания преобладает гидрослюда. Плотность пород верхней зоны больше, чем материнских пород и нижней зоны. Она составляет 2,6—2,71 г/см³. Увеличение плотности пород вверх по профилю выветривания характерно для метаморфизованных кор.

Акцессорные минералы в коре выветривания те же, что и в материнских породах — апатит, циркон, и монацит. По ряду признаков (цвет, габитус и форма зерен, у цирконов также наличие зонального строения) они сходны с акцессориями в гранитах. Однако в коре выветривания они претерпевают значительные изменения. Для них так же, как и для кварца, характерна трещиноватость, особенно для апатита. Слабая трещиноватость в апатитах фиксировалась еще в подстилающих кору выветривания гранитах: это мелкие трещинки, расположенные поперек зерен, иногда заполненные хлоритом. Вверх по профилю выветривания трещиноватость увеличивается. Часто она проявлена настолько сильно, что длин-

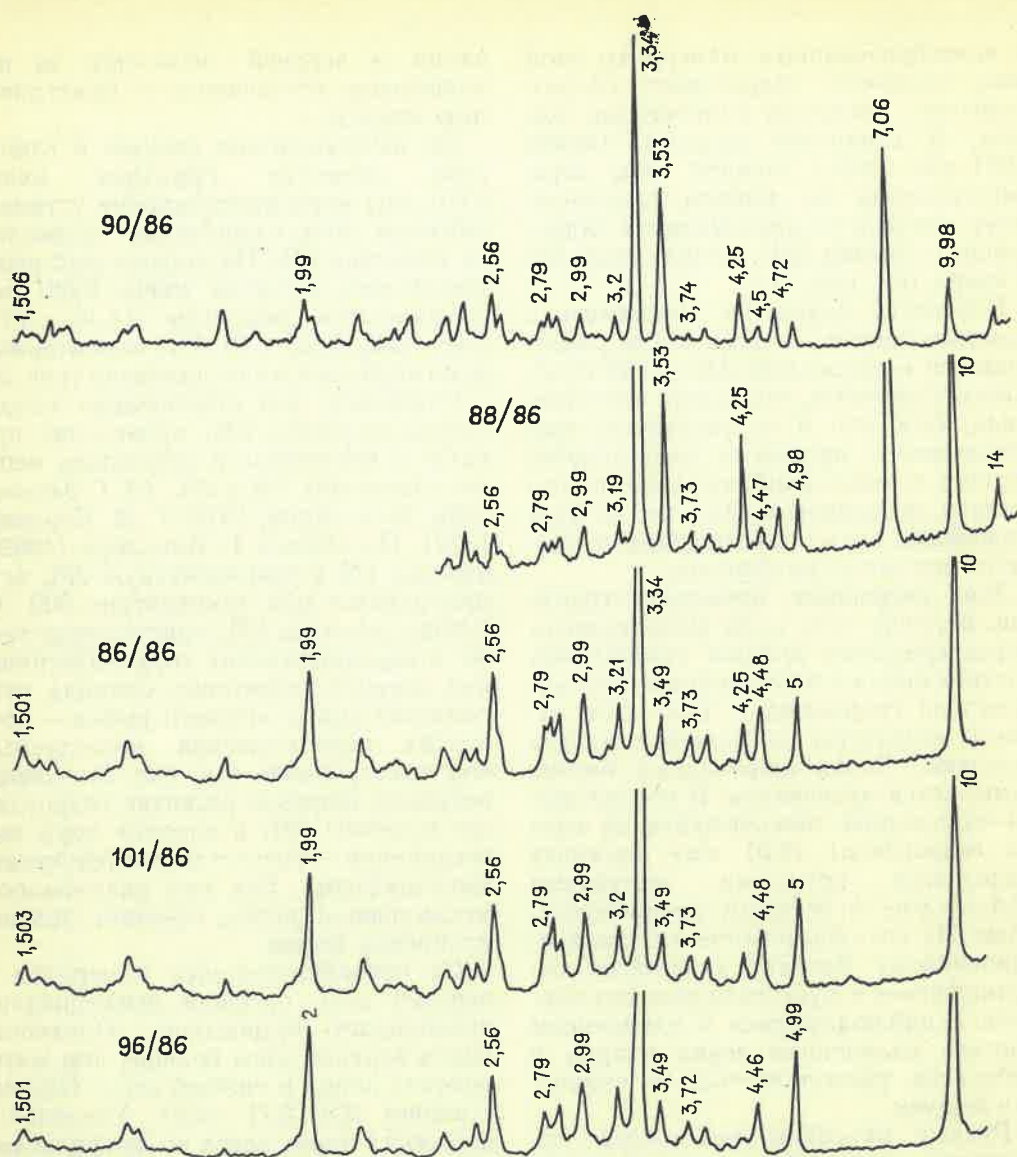


Рис. 2. Рентгенограммы образцов из коры выветривания и перекрывающих их сланцев пурпольской свиты, южный склон оз. Бирюзового: обр. 96/86, 101/86, 86/86 — кора выветривания,

порошкограммы фракций менее 0,001 мм; обр. 88/86, 90/86 — сланцы; обр. 90/86 — порошкограмма; обр. 88/86 — ориентированный

нопризматические зерна апатита разбиваются на отдельные оптически единые части, пространство между которыми заполняется гидрослюдой. Трещиноватость наблюдалась в монаците, магнетите и весьма устойчивом к выветриванию цирконе.

В результате выветривания монацит замещается тонкодисперсным веществом (рабдофанит?), а иногда гидроксидами железа. Такие же измененные монациты присутствуют в тяжелой фракции песчаников и сланцев пурпольской свиты, залегающей на гранитах. Источником этих монацитов,

судя по всему, были коры выветривания.

Характер изменения содержания по профилю выветривания оксидов (%) и коэффициентов выветривания показаны в таблице. Содержание Al_2O_3 практически оставалось постоянным. Заметное его увеличение отмечается лишь в верхней части профиля выветривания. В этом же интервале происходил вынос кремнезема, поэтому существенное увеличение кремневого модуля также фиксируется только в верхней зоне профиля. Однако относительное увеличение Al_2O_3 вверх по

Химический состав коры выветривания южного берега оз. Бирюзового, %

Породы	SiO ₂	$\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3^{нх}}$	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	CaO	П. п. п.	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{CaO+MgO+Na_2O+K_2O}$	$\frac{Fe_2O_3+FeO}{(Fe_2O_3+FeO)^{нх}}$		
Пурпольская свита	52,81	2,092	1,27	8,24	0,34	—	0,07	3,56	0,519	0,046	3,17	2,16		
	68,68	1,348	0,66	5,02	1,41	—	0,09	2,20	0,257	0,037	2,71	1,32		
	62,88	1,635	0,85	6,71	0,31	0,07	0,08	3,06	0,340	0,040	2,99	1,58		
	46,59	2,322	1,18	9,73	0,36	0,20	0,18	4,10	0,652	0,039	2,90	2,44		
	59,72	1,587	0,86	6,46	0,25	0,15	0,10	2,89	0,348	0,041	2,99	3,02		
	38,29	2,064	0,83	7,03	0,22	1,17	0,07	4,69	0,706	0,031	3,19	7,11		
Кора выветривания	зона умеренного изменения	64,10	1,519	0,65	6,75	0,25	0,96	0,21	2,80	0,310	0,033	2,44	1,46	
		62,66	1,633	0,63	7,28	0,22	0,37	0,08	2,73	0,341	0,029	2,69	1,57	
		71,08	1,086	0,33	5,04	0,18	0,40	0,23	2,38	0,200	0,023	2,43	2,07	
		70,28	1,111	0,41	4,70	0,23	0,58	0,05	2,35	0,207	0,028	2,62	2,39	
		72,56	1,120	0,43	5,03	0,16	0,35	0,07	2,15	0,202	0,029	2,62	1,57	
		71,22	1,109	0,33	5,01	0,15	0,41	0,24	1,95	0,204	0,023	2,50	2,09	
		78,54	0,861	0,11	4,05	0,18	0,42	0,91	1,56	0,143	0,010	2,03	0,81	
		74,48	1,055	0,30	5,10	0,19	0,53	0,22	2,08	0,185	0,022	2,29	1,07	
	зона начального изменения		73,61	1,078	0,30	5,34	0,18	0,67	0,27	2,03	0,191	0,021	2,19	1,12
			75,12	1,045	0,33	4,73	0,58	0,63	0,20	1,97	0,182	0,024	1,68	0,90
		74,23	1,075	0,28	5,12	0,20	0,70	0,22	2,05	0,189	0,020	2,26	1,02	
		73,84	1,089	0,36	2,57	3,70	0,69	0,37	1,35	0,193	0,023	1,95	0,91	
Материнские породы	74,41	1,039	0,35	4,71	2,47	0,37	0,36	0,98	0,183	0,026	1,72	0,88		
	73,33	1,000	0,35	4,04	3,06	0,67	0,52	1,28	0,178	0,027	1,58	1,18		

профилю имело место не только за счет выноса SiO₂, но также щелочных земель и Na₂O. Интенсивное выщелачивание последнего осуществлялось на раннем этапе формирования коры, тогда как CaO и особенно MgO выносились сравнительно равномерно в течение всего процесса корообразования.

Аналогично глинозему вверх по профилю накапливались TiO₂ и Fe₂O₃, а также K₂O. Увеличение в верхней части профиля содержания Fe₂O₃ указывает на окислительные условия выветривания.

Характерным показателем направленности процесса выветривания также является увеличение содержания воды. В породах верхней части профиля выветривания величина потери при прокаливании почти в 2 раза больше, чем в материнских гранитах.

Распределение химических элементов в изученной коре практически полностью совпадает с известным для фанерозойских кор выветривания (Н. А. Лисицына, 1973). Единственное исключение — калий, содержание которого, как и в докембрийских корах многих районов, вверх по профилю не умень-

шается, а наоборот — значительно увеличивается.

Коры выветривания перекрыты метаморфизованными продуктами их размыва, залегающими в основании пурпольской свиты нижнего рифея. Это кварц-серицит-хлоритовые сланцы, мощность которых составляет 2—5 м. Их контакт с подстилающей корой четкий, поверхность раздела волнистая. Каких-либо изменений в сланцах на контакте с корой не наблюдается. Сланцы кверху постепенно сменяются толщей кварцитовидных песчаников и гравелитов мощностью 180—190 м. По минеральному составу базальные сланцы сходны с кора́ми выветривания. По данным рентгеновского анализа в них установлены гидрослюда поли типа 2M₁, железистый хлорит, кварц и плагиоклаз. В шлифах сланцев обычны крупные зерна перекристаллизованного кварца из коры выветривания, но уже окатанного.

Базальные сланцы пурпольской свиты характеризуются еще более высоким сравнительно с корой содержанием Al₂O₃ (до 32,07 %), TiO₂, а также

увеличением кремневого модуля (до 0,76), отношения глинозема к сумме щелочей и щелочноземельных оксидов, титанового модуля.

Если учесть сходство минералогическо-геохимических характеристик описываемых сланцев и остаточной коры, и кроме того, весьма ограниченное площадное распространение сланцев, можно сделать вывод, что они образовались за счет размыва и незначительного переотложения верхней наиболее зрелой части профиля коры выветривания.

По содержанию глинозема и значению кремневого модуля высокоглиноземистые сланцы нижней пачки сходны с аналогичными образованиями вышележащей основной по мощности части пурпольской свиты. Однако в минеральном составе у них есть весьма существенное различие: в базальных сланцах основным глиноземсодержащим минералом является гидрослюда полимита $2M_1$, частично хлорит, а во всей остальной части свиты — главным образом пиррофиллит, в некоторых интервалах также и диаспор.

Причина этих различий, вероятно, заключается в том, что базальные сланцы, как и подстилающая их кора выветривания, сильно обогащены калием. Известно, что такая среда неблагоприятна для развития как каолинита, так и пиррофиллита. Последний образуется при метаморфизме каолинита в присутствии кварца в самом начале фации зеленых сланцев (Г. Винклер, 1969).

Зональность профиля выветривания на Патомском нагорье наблюдается повсеместно. Так, в изученном разрезе на Чуйском поднятии (левый склон долины р. Большая Чуя, в 2—3 км выше устья р. Медвежевки) на выветрелых гранитах массива с мощностью гранитной дресвы до 5 см, залегают кварцевые песчаники пурпольской свиты. Контакт неровный, переход нерезкий, местами он проходит внутри гранитной дресвы. Базальные

кварцевые песчаники пурпольской свиты содержат мелкие обломки гранита и розового полевого шпата.

Горизонты коры выветривания явно стратифицированы и срезаются поверхностью несогласия. Там, где кора выветривания имеет максимальную мощность, отчетливо поверхности размыва не наблюдается. На такие же взаимоотношения пурпольской свиты с гранитами и горизонтами коры выветривания указывал В. К. Головенко (1976). Все это говорит о трансгрессивном залегании пурпольской свиты на гранитах чуйско-кодарского комплекса. Трансгрессивное залегание пурпольской свиты на осадочно-метаморфических породах нижнего протерозоя с признаками коры выветривания отмечается А. Н. Потороченко, Е. И. Наумовой (1971), В. М. Гирс, В. К. Гладковым [1] и др.

Таким образом, изученные изменения структурных особенностей пород, их минерального состава и поведения элементов в зоне контакта пурпольской свиты и гранитов чуйско-кодарского комплекса свидетельствуют о наличии на них древней коры выветривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирс В. М., Гладков В. Г. Дорифейская кора выветривания осадочно-метаморфических пород на Тонодском поднятии (Патомское нагорье)//Сов. геология. 1987. № 9. С. 92—97.
2. Грайзер М. И., Ильинская Х. Г. О времени образования складчатой структуры Патомского нагорья//Сов. геология. 1986. № 2. С. 82—87.
3. Грайзер М. И., Ильинская Х. Г., Поленков А. И. О возрасте пурпольской свиты протерозоя Байкало-Патомского нагорья//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 127—130.
4. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Ранний докембрий Патомского нагорья. — М.: Наука, 1980.
5. О ревизии геологии Патомского нагорья/В. Г. Гладков, В. М. Гирс, Т. А. Дольник и др.//Сов. геология. 1983. № 6. С. 118—121.

Принята редколлегией 26 декабря 1989 г.

О причинах перерывов седиментации в океанических впадинах

Б. А. ОНИЩЕНКО (ПО «Ставропольнефтегаз»)

Обнаружение перерывов седиментации в отложениях океанических впадин явилось «одним из неожиданных открытий глубоководного бурения» [8]. Изучение их показало, что перерывы относительно синхронны во всех океанах [7, 16], а многие из них приурочены к тем же стратиграфическим уровням, что и на континентах (А. А. Пронин, 1973; Б. А. Онищенко, 1986). По данным А. В. Пейве (1975, с. 11) перерывы в океанических впадинах «...удивительно совпадают по времени с фазами складчатости в Тетисе...».

Более сложной оказалась проблема происхождения перерывов. Решение ее связывается с другими глобальными проблемами в геологии, которые касаются времени формирования собственно океанических впадин, характера тектонических движений блоков океанической коры, синхронизации их с тектоническими движениями на континентах и др. Следовательно, проблема перерывов в отложениях океанических впадин затрагивает основополагающую концепцию тектоники литосферных плит, практически исключающую проявления колебательных тектонических движений, которые приводят к перерывам в седиментации на континентах.

Существует несколько точек зрения о происхождении перерывов седиментации в океанических впадинах, но преобладает та, в которой перерывы связываются с действием придонных течений, вызванных горизонтальным перемещением литосферных плит [5, 7, 15, 16] и др.

Критический анализ материалов по рассматриваемой проблеме на примере перерывов в палеогеновых отложениях океанических впадин, позволил автору [1] усомниться в том, что придонные течения были исключительной причиной перерывов, т. к. возникновение и время развития этих течений, способность их к эрозии и другие по-

казатели основаны на спорных, противоречивых и часто неаргументированных положениях.

Например, А. В. Ильин в 1978 г., а также А. П. Лисицын [7, 8] утверждали, что в результате открытия самой Северной Атлантики, которое согласно [3] имело место в конце мела — начале палеогена, произошло проникновение тяжелых холодных вод Арктики в область низких широт. Образовавшиеся при этом донные течения обусловили размыв отложений палеоцена и маастрихта в глубоководных впадинах. По другим данным [4, с. 10], «...теплые воды Атлантического океана хлынули в Норвежское море и это оказало существенное влияние на изменение климата Скандинавии и Арктических областей Евразии...». Это сопровождалось погружением Фареро-Исландского порога в конце эоцена — начале олигоцена.

Фактический материал, полученный в результате глубоководного бурения в 38-м рейсе «Гломар Челленджера» показывает, что моря Северной Атлантики и Арктического бассейна могли соединиться лишь в конце среднего эоцена или в позднем эоцене, т. е. осадков, древнее этого возраста, не обнаружено ни на поднятиях (Фареро-Исландский порог, плато Воринг и др.), ни в котловинах (Норвежской, Лафонтенской) северной части Атлантического океана [2].

Об установлении связей морских бассейнов Северной Атлантики и Арктической области в среднем эоцене косвенно свидетельствует и тот факт, что на это время приходится значительное расширение трансгрессии на Европейском континенте и особенно в северной части Западной Европы (Б. А. Онищенко, 1977). Однако не исключено, что соединение этих морей могло произойти позднее; в конце бодракского — начале альминского века,

отмеченного также заметным увеличением трансгрессии. Последнему предположению не противоречит комплекс диатомей и силикофлягеллят из наиболее древних осадочных пород дна Норвежского моря, который, в соответствии с [2], характеризует верхнюю часть бодракского яруса.

Следовательно, наиболее вероятно установление связей морей Северной Атлантики и Арктической области на отрезке времени, охватившем конец среднего эоцена — вторую половину позднего эоцена.

Обнаружение почти во всех разрезах скважин 38-го рейса «Гломар Челленджера» явных кор выветривания в том числе и красноцветных, на базальтах свидетельствует о том, что соединение этих морей было обусловлено не раздвижением дна Северной Атлантики, а погружением массива суши, соединявшего Гренландию и Северную Европу. Такое погружение на начальном этапе, происходило очевидно, медленно. На месте затопляемых участков длительное время существовали заболоченные равнины, где накапливались илы, сильно обогащенные растительной органикой. Ранее такой вывод был сделан [13] для района скв. 336 (Фареро-Исландский порог), в разрезе которой на красноцветной коре выветривания, развитой по базальтам, залегают песчано-алевритовые глины с углистыми частицами, гумусовой органикой и остатками высшей наземной растительности. Несомненно, этот вывод можно распространить и на другие регионы Северной Атлантики (Исландское плато, западный склон Норвежской котловины), где в основании осадочной толщи (в скв. 350, перекрывающей выветрелые базальты), широко распространены отложения, обогащенные (до 15 %) углефицированными растительными остатками.

И, наконец, о времени, когда мог произойти приток холодных вод Арктики в Северную Атлантику, способствовавший зарождению придонных течений, которые в соответствии с разбираемой точкой зрения, приводили к размывам и перерывам в седиментации. По мнению одних исследователей (А. В. Ильин, 1978), данный приток вод приходится на конец мела — начало палеогена (65 млн. лет назад). Другие [11] считают, что резкое похолодание (начало ледникового периода)

имевшее место 38 млн лет назад в южном полушарии, отразилось и на климатических условиях Европы, где в конце эоцена — начале олигоцена температура резко понизилась до 7—10°. По их мнению [9, с. 423], «... этот этап резкого похолодания... имеет важные последствия для седиментации во всем Мировом океане». Как показали результаты бурения самой северной скважины 38-го рейса «Гломар Челленджера» [4, с. 10] «... оледенение северного полушария, по-видимому, началось уже 5 млн лет назад, а не 3 млн, как это предполагалось ранее».

Последние даты, очевидно, близки к истине, т. к. комплекс диатомей, силикофлягеллят и радиолярий из доплиоценовых отложений Норвежского моря [2] характерен для аналогичных по возрасту отложений более южных регионов (Западная Сибирь, Украина, Кавказ, Фергана, Калифорния, о. Барбадос). И лишь в конце плиоцена, как показывают эти исследователи [2, с. 66], «... в Норвежско-Гренландском бассейне произошло очень значительное обеднение видового состава диатомой и в особенности радиолярий...», что «вероятно, было связано с оледенением и общим похолоданием».

Таким образом, если и допускать возможность возникновения придонного течения в связи с охлаждением вод Арктического бассейна, то это могло произойти лишь в позднем плиоцене, и, естественно, его нельзя рассматривать как причину образования многочисленных перерывов в доплиоценовых отложениях северной части Атлантического океана.

А. П. Лисицын, придавая решающее значение в образовании перерывов придонным течениям, писал [8, с. 44], что «каждому перерыву должен соответствовать участок переотложенных осадков, где идет накопление того материала, который смыт в области перерыва». Такими участками, где накапливается размываемый материал, являлись «подводные осадочные хребты, например, Блейк-Багама, Ньюфаундлендский, Гардар в Атлантическом океане» [8, с. 46]. Однако позже [9] он делает вывод, что материалом для этих хребтов являлись терригенные осадки, которые сносились с суши и накапливались у подножья континентального склона, образуя второй уровень лавинной седиментации, а затем

разносились вдоль него контурными течениями. Более того, А. П. Лисицын [9] вообще ставит под сомнение способность к эрозии придонных течений. По его данным [9, с. 19], «...10—20 см от дна скорости течений так незначительны, что обычно не вызывают заметного литологического эффекта... контурные течения являются транспортными системами придонных вод..., перемещающими осадочный материал и аккумулярующими его в определенных местах». Иными словами, седиментационные хребты Гардар, Ньюфаундлендский и другие на дне океанических впадин, которые ранее А. П. Лисицын [8] рассматривал как формы рельефа, сложенные осадками, выносимыми в результате эрозии дна придонными течениями, теперь, по его новым представлениям [9], образованы контурными течениями и сложены осадками, снесенными с суши.

Весьма разноречивы данные о критической глубине погружения дна океанов, ниже которой происходит растворение карбонатов кальция и образование в связи с этим перерывов в седиментации. По данным [3, с. 150], на протяжении геологического времени глубина карбонатной компенсации изменялась от 2000 до 5000 м, «...но в среднем сегодняшнее ее значение (4500—4700 м на большей части площади Тихого океана) можно условно принять как опорное». Исследования Ф. Дж. Петтиджона [12, с. 671], показали, что «в современных морях карбонаты растворяются на глубинах, превышающих 5400 м. Согласно Д. П. Найдину [4, с. 245], со ссылкой на зарубежных исследователей, для рубежа мезозой—кайнозой в результате сложного взаимодействия ряда факторов... эта глубина поднялась до фотической зоны или даже достигла поверхности океана». Что же это за «факторы», приведшие к такому резкому уменьшению глубины растворения карбонатов на указанном рубеже, остается загадкой, но с ними Д. П. Найдин связывает происхождение мел-палеогенового перерыва в отложениях океанических впадин. В. А. Крашенинников [5, с. 104] не раскрывает причин резкого повышения палеооцеанового уровня карбонатной компенсации, который, по его словам, «буквально «прыгнул вверх» по сравнению с положением в маастрихтское время».

Столь неоднозначные выводы о положении критического уровня растворимости карбонатов в геологическом прошлом позволяют поставить под сомнение, что это явление могло привести к перерывам в седиментации. Известно, что на современных абиссальных, располагающихся ниже уровня карбонатной компенсации, происходит накопление красных глубоководных глин. Нет оснований сомневаться, что такие осадки могли накапливаться и на рубеже мела и палеогена, даже если и допускать существование в это время океана с глубинами, превышающими критическую глубину накопления карбонатных отложений. По данным В. А. Крашенинникова 1977 и 1982 г.) [6], на абиссальных равнинах Тихого и Индийского океанов пограничные отложения мела—палеогена представлены бурыми глинами. В частности, в Восточно-Марианской впадине (северо-западная часть Тихого океана) в скв. 59 (глубина океана 5547 м) «бурые глины с кремнями верхнего мела сменяются маломощной (около 20 м) пачкой красно-бурых цеолитовых глин палеогена» [5, с. 61]. Поэтому идеи, выдвигаемые некоторыми исследователями о «нулевой седиментации», при которой могут образовываться перерывы в осадконакоплении, представляются безосновательными.

Вместе с тем, следует отметить, что при выявлении причин перерывов в седиментации в отложениях океанических впадин, сторонники упомянутых точек зрения не подвергают анализу такие факты, как обнаружение кор выветривания и прослоев лигнитов на рубежах перерывов, находки бентосной фауны и флоры, произраставшей в условиях фотических глубин, наличие заведомо мелководных отложений и другие, которые характеризуют перерывы на континентах. Последние, как известно, связаны с проявлением колебательных тектонических движений.

Ранее автором [11] уже приводились подобные факты. Анализ и других данных [5, 6 и др.] свидетельствует, что коры выветривания, прослои лигнитов, мелководные отложения широко распространены в палеогеновых отложениях океанических впадин и отмечены на рубежах многих перерывов в седиментации. В связи с этим следует считать важным, что

признаки «континентальности» перерывов в палеогене океанических впадин фиксируются как на поднятиях (плато Воринг, Фареро-Исландский порог, плато Роколл, Бермудская возвышенность, хребет Китовый в Атлантическом океане, возвышенность Шатского, поднятие Хесса, Императорские горы, плато Онтонг-Ява в Тихом океане, плато Натуралистов, хребт Броу-кенридж в Индийском океане), так и во впадинах (Норвежская, Лафонтенская, Бразильская в Атлантическом океане, Северо-Западная котловина, Восточно-Марианская и Центрально-Тихоокеанская впадины, впадина Науру в Тихом океане, Сомалийская и Маскаренская впадины в Индийском океане) дна океанов.

Особо следует остановиться на таком признаке «континентальности» перерывов в океанических впадинах, как коры выветривания, которые установлены в разрезах многочисленных скважин, пробуренных с кораблей «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшн» на хребтах, в котловинах и желобах Мирового океана. Однако о существовании этих кор многие исследователи даже не упоминают, а связывают образование перерывов с придонными течениями, т. к. они явно противоречат идеям тектоники литосферных плит и одновременно свидетельствуют о значительных вертикальных перемещениях отдельных блоков океанической коры. Например, И. А. Басов [1], описывая геологические события на рубеже мела—кайнозоя в северо-западной части Тихого океана, не подвергает анализу факты существования красноватых кор выветривания в этом регионе и даже не упоминает о них, хотя эти коры здесь (на горах Нинтоку, Одзин) отмечены ранее [5].

Помимо Императорских гор, красноватые коры на базальтах отмечены и в других частях Тихого океана; в Восточно-Марианской и Центрально-Тихоокеанской впадинах [5], Фареро-Исландском пороге в северной части Атлантического океана [13]. Тот факт, что коры выветривания перекрываются разными по возрасту отложениями: от верхнего палеоцена (Восточно-Марианская впадина), до среднего—верхнего эоцена (Фареро-Исландский порог) и до нижнего олигоцена (Центрально-Тихоокеанская впадина) свидетельствует о не одновременном по-

гружении под уровень моря массивов суши, которые существовали на месте современных поднятий и впадин Мирового океана.

Наличие в большинстве разрезов палеогена океанических впадин нескольких, а на плато Онтонг-Ява — пяти четких перерывов, сопровождающихся значительными стратиграфическими несогласиями, показывает, что отдельные блоки океанической коры в палеогеновое время испытывали колебательные тектонические движения, которые и приводили к перерывам в седиментации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басов И. А. Геологические события мела—кайнозоя северо-западной части Тихого океана//Изн. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 59—68.
2. Биостратиграфия кайнозоя Норвежского моря по диатомеям, радиоляриям и силикофлягеллятам/Р. Н. Джиноридзе, А. П. Жузе, Г. С. Голикова и др.//Геология дна Мирового океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. М., 1982. С. 51—66.
3. Зоненшайн Л. П., Волокитина Л. П., Седов А. П. Значение глубоководного бурения для палеогеодинамических и палеобатиметрических реконструкций//Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М., 1984. С. 143—152.
4. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане/А. П. Лисицын, Ю. А. Богданов, М. А. Левитан и др.//Геология океана. Геологическая история океана. М., 1980. С. 407—427.
5. Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. — М.: Наука, 1982.
6. Крашенинников В. А., Басов И. А. Стратиграфия кайнозоя Южного океана. — М.: Наука, 1986.
7. Лисицын А. П. Перерывы, размыв и перетолжение осадочного материала по данным изучения кернов бурения//Геология океана. Геологическая история океана. М., 1980. С. 86—99.
8. Лисицын А. П. Осадочное тело океана//Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М., 1984. С. 12—61.
9. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах//Литология и полезные ископаемые. 1986. № 4. С. 3—28.
10. Найдин Д. П. Граница мела и палеогена//Границы геологических систем. М., 1976. С. 225—257.
11. Онищенко Б. А. Об относительной синхронности перерывов в осадконакоплении в палеогеновых отложениях Скифской плиты и океанических впадин//Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 4. С. 935—939.
12. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. — М.: Недра, 1981.
13. Тимофеев П. П., Ренгартен Н. В., Боголюбова Л. И., Дриц В. А. Литолого-минералогическое описание разреза осадочных

отложенный по скв. 336//Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера». Литология и петрография. М., 1979. С. 11—29.

14. Удинцев Г. Б. 38-й рейс «Гломар Челленджера»//Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера». Литология и петрография. М., 1979. С. 7—10.

15. Moore T. C., Van Andel T. H. et. al. Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. Micro-paleontology, 1978, vol. 24, N 2, p. 113—138.

16. Rona P. A. Worldwide Unconformities in Marine sediments related to Eustatic Changes of the Sea Level. Nature, Phys, Sci., 1973, vol. 244, p. 25—26.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 550.42 : 552.3/5

© В. В. Ляхович, 1991

Изотопы кислорода в овоидах рапакиви

В. В. ЛЯХОВИЧ (Институт литосферы АН СССР)

Граниты рапакиви относятся к гранитам А-типа, т. е. анорогенным, внегосинклинальным, нередко субщелочным по составу и сопровождающимся редкометалльным (W, Sn, Nb, Ta и др.) оруденением. Они приурочены к разломам глубинного заложения, что породило представление о связи рапакиви с основной магмой. На это указывают и низкие значения величины отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,701—0,706$.

Характерной текстурно-структурной особенностью рапакиви является присутствие овоидов — крупных выделений калиевого полевого шпата необычной округлой формы. Их количество может достигать 40—60 % от общего объема породы. Столь необычная форма выделения калиевого полевого шпата породила массу гипотез, по-разному объясняющих механизм возникновения этих овоидов. Однако ни одна из них не дает удовлетворительного обоснования тех условий, которые привели к формированию столь своеобразных форм выделения калиевого полевого шпата. В то же время выяснение этих причин может оказать существенную помощь как при определении признаков рудоносных гранитов, так и при установлении источников рудного вещества месторождений, в ряде случаев пространственно тесно связанных с гранитами рапакиви.

Для выяснения условий, приводящих к образованию овоидов, был определен изотопно-кислородный состав в морфологически различных выделениях калиевых полевых шпатов из ра-

пакиви Выборгского массива Карелии: овоидах, идиоморфных порфировых вкрапленниках и основной массе, а также в биотите, плагиоклазе и кварце, содержащихся в них в виде микровключений. Высокая чистота выделенных фракций была достигнута применением методов флотации и центрифугирования.

Изотопно-кислородный состав, выраженный $\delta^{18}\text{O}$, получен с применением ксенон-фторидного метода выделения кислорода из минералов рапакиви и прецизионной регистрации его изотопного состава на масс-спектрометре MAT-250. Все значения $\delta^{18}\text{O}$ приведены к международному стандарту SMOW. Воспроизводимость изотопных анализов $\pm 0,3$ %. Полученные результаты сведены в таблицу. Как известно, к числу признаков рудоносных гранитов относят не только повышенные содержания в них редких и рудных элементов и их минералов, но и некоторые их текстурно-структурные особенности. К ним, например, относят наличие своеобразных волнисто-изгибающихся («сплоенных») кварцевых прожилков или ритмичных слоистых текстур, наблюдающихся у гранитов, сопровождающихся редкометалльным (Nb, Ta, W, Mo) оруденением. В этом отношении и необычная — овоидофоровая — структура рапакиви может явиться не только индикатором рудоносности гранитоидов, но и показателем возможного источника рудного вещества.

О рудоносности рапакиви говорит высокое содержание в них F, с кото-

Изотопный состав кислорода минералов рапакиви Выборгского массива ($\delta^{18}\text{O}$, ‰, SMOW)

Минерал	Калиевый полевой шпат (форма выделения)		
	Овоид	Идиоморфный вкрапленник	Из основной массы гранита
Калиевый полевой шпат	9,4	9,2	7,1
Биотит (микровключения)	2,1	4,0	6,1
Плагноклаз	9,2	8,8	5,7
Кварц	12,5	12,4	11,0

рым Be, Sn, W могут образовать комплексные соединения, которые, распавшись, с понижением температуры создают концентрации соответствующих минералов. К зонам метасоматически измененных рапакиви Выборгского массива приурочена оловянная минерализация. В аплитах, связанных с рапакиви этого массива, содержание Sn, Nb, Be, F увеличивается в 1,5—4 раза, по сравнению с гранитами.

Рапакиви Южной Финляндии сопровождаются грейзеновой и кварцевожильной Sn, W, Be, Zn, Pb, Cu [14], а рапакиви Восточной Амазонки (Бразилия) — Sn, Mo, Nb и Cu минерализацией [7].

Одна из характерных структурных особенностей рапакиви — присутствие в них, наряду с крупными идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата, не менее крупных его выделений в форме шаров и овоидов, обычно содержащих многочисленные включения как порообразующих, так и акцессорных минералов. Количество этих микровключений может достигать 30—50 % общего объема, а в их расположении нередко наблюдается зональность, подчеркивающая первоначально округлые контуры овоида.

В отношении генезиса овоидов нет достаточно аргументированной точки зрения. Высказывались предположения, что такая необычная для гранитов магматического генезиса форма выделения калиевого полевого шпата может возникнуть в результате: оплавления первоначально идиоморфных кристаллов, их загрязнения посторонними примесями, собирательной перекристаллизации, метасоматоза, механического «окатывания» порфириобласт реоморфических гранитов или стремления вещества к образованию форм с минимумом свободной энергии.

Однако ни одна из этих гипотез не объясняет удовлетворительно многих особенностей овоидов калиевого полевого шпата: их низкой степени упорядоченности (промежуточный ортоклаз), зонального строения, высокого содержания в них Ba и Sr, неравномерного распределения в теле массива, приводящего при их отсутствии к появлению «безовоидных» рапакиви.

Имеющиеся данные позволяют считать, что овоиды являются образованиями как магматическими, так и метасоматическими. Это следует из того, что овоидальная форма выделения калиевого полевого шпата наблюдается не только в гранитах, но и во вмещающих их породах и в их ксенолитах, гранитах. Преобладающая часть овоидов образована промежуточным ортоклазом, однако встречаются и микроклиновые овоиды. Кроме того, наряду с наиболее распространенными овоидами, содержащими большое количество зонально расположенных микровключений, встречаются овоиды чисто полевошпатовые без микровключений или овоиды, содержащие в центральной части фрагменты мелкозернистого гранита и напоминающие в этом случае типичные орбикулы.

Несмотря на это, генетическое разнобразие округлых выделений калиевого полевого шпата, генезис наиболее распространенных овоидов с микровключениями остается окончательно невыясненным. Можно предположить, что округлая форма выделений калиевого полевого шпата — результат ликвационного механизма их образования. Об этом свидетельствует иногда наблюдающаяся взаимная параллельная ориентировка, приуроченность их скоплений к местам наиболее измененных, т. е. обогащенных летучими компонентами, гранитов рапакиви, нако-

нец, тенденция обогащения овоидами участков, образующих полосы и зоны, расположенные параллельно друг к другу.

Однако, как известно, ликвация наиболее полно осуществляется в магмах, богатых водой, в то время как для магмы рапакиви неоднократно отмечалась ее сухость и, как следствие, высокотемпературность (1100 °C). Несмотря на это, механизм ликвации мог иметь место в процессе кристаллизации рапакиви и привести к образованию овоидов калиевого полевого шпата, что могло осуществиться в случае инъекции в камеру сухой и высокотемпературной гранитной магмы богатой водой флюидов мантийного или корового происхождения. Возникшее в результате подобной инъекции локальное обогащение отдельных участков высококальциевой гранитной магмы водой могло привести к образованию глобуль, преимущественно калиево-полевошпатовых по составу, содержащих и многие другие компоненты гранитной магмы. Последним, очевидно, и объясняется наличие в них многочисленных включений как порообразующих, так и акцессорных минералов.

Рассматривая ликвацию как возможный механизм образования овоидов, в первую очередь необходимо обратить внимание на вероятность инъекции флюидов мантийного или корового происхождения в резервуар кристаллизующейся гранитной магмы. Эта инъекция приведет к значительному обогащению водой ее отдельных участков и сделает возможным образование каплеобразных обособлений, состоящих из калия, фтора, воды с растворенными в ней компонентами гранитной магмы. Дальнейшая кристаллизация этих обособлений и включающей их гранитной магмы происходила приблизительно одновременно, т. к. это имеет место в случае образования сингенетических пегматитов.

Случай смешения, имевшие место как в магматическую, так и гидротермальную стадии, неоднократно описаны в литературе. В результате инъекции и последующего смешения мантийных и коровых расплавов возникают мантийно-коровые парагенезисы, для кислых членов которых характерен большой разброс значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703\text{—}0,725$ [4]. Смешение высокотемпературных магматических

вод с низкотемпературными метеорными водами отмечалось на полиметаллических и W-Mo месторождениях Японии и Китая.

Величина $\delta^{18}\text{O}$ в гранитах во многом обусловлена их генезисом, на что указывают определенные отличия в изотопном составе кислорода анорогенных и орогенных гранитов.

Анорогенные граниты обладают рядом характерных особенностей: высоким содержанием калия и фтора, повышенным содержанием ряда редких элементов (W, Sn, Nb, Ta и др.), приуроченностью к разломам глубинного заложения, величиной $\delta^{18}\text{O}$, которая в этих гранитах всегда оказывается ниже аналогичных характеристик, присущих орогенным гранитам. Величина $\delta^{18}\text{O}$ в щелочных анорогенных гранитах укладывается в интервале значений 5,95—7,3 ‰, который близок интервалу 6,25—7,4 ‰, рассчитанному для изотопного состава кварца, находящегося в равновесии с базальтовым расплавом. Эти данные свидетельствуют об участии мантийного вещества в формировании щелочных анорогенных гранитов. Так, величина $\delta^{18}\text{O}$ в большинстве неизмененных образцов анорогенных гранитов Стифенсон, Иллинойс (США) составляет +7 ‰, что свидетельствует об образовании этих гранитов или за счет материала верхней мантии или первично-корового [12]. Анорогенные граниты Сучжоу (Китай), с которыми ассоциирует ряд месторождений, также характеризуются низким значением $\delta^{18}\text{O} = 6,19$ ‰ [15]. По величине $\delta^{18}\text{O}$ анорогенные граниты близки тоналитам Центральной Карелии [3], значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от 6,73 до 7,27 ‰ и близки к таковым в тоналитах архея мантийного происхождения. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в анорогенных гранитах позволяют предположить, что не только магма этих гранитов, но и концентрации рудных элементов, с ними связанных, могут иметь глубинное происхождение.

Орогенные граниты, для которых значение $\delta^{18}\text{O}$ заключено в пределах 8,0—12,2 ‰. При этом она увеличивается в наиболее кислых разностях гранитоидов. Так, в гранитоидах хребта Снейк (шт. Невада), значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет в основных разностях +10,2 ‰, а в более кислых 12,2 ‰, свидетельствуя о сильной ассимиляции осадочных пород [13].

В процессе формирования многофазных массивов от гранитов ранних фаз к поздним происходит закономерное обогащение тяжелым изотопом кислорода [1].

Имеющиеся данные свидетельствуют, таким образом, о том, что наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ свойственны породам верхней мантии и увеличиваются от основных пород к кислым, соответственно возрастает и величина $\delta^{18}\text{O}$ в породах поздних фаз многофазных интрузий. По сравнению с анорогенными, возможно «мантийными» гранитоидами, коровые орогенные гранитоиды характеризуются большим значением $\delta^{18}\text{O}$, что вероятно указывает на их образование за счет осадочных пород, наиболее обогащенных изотопом O^{18} .

Содержание O^{18} в гранитоиде во многом определяется не только его генезисом, но и его минеральным составом. Это обусловлено тем, что одни минералы концентрируют тяжелый изотоп O^{18} в большей степени, другие — в меньшей.

В кварцевых диоритах плутона Сан-Джозе (Калифорния) величина содержания $\delta^{18}\text{O}$ составляет: в кварце 9,7; плагиоклазе — 8; роговой обманке — 6,6; биотите — 5,2 [10]. Позже подобное «облегчение» тяжелым изотопом O^{18} в ряду минералов кварц — калиевый полевой шпат — плагиоклаз — роговая обманка — биотит было установлено в гранитоидах Кохбского массива, Армения [1].

Изменение величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах может быть результатом или нарушения изотопного равновесия между компонентами магматического расплава, или инъекции в магму мантийных или коровых флюидов, что приведет к неодинаковому обогащению образующихся минералов тяжелым изотопом O^{18} .

Кварц. Обзор существующих данных показал [6], что в кварце магматических пород величина $\delta^{18}\text{O}$ около 9‰, метаморфических — от 13 до 14‰, в песчаниках и сланцах — 11 и 19‰ соответственно. Вторичный кварц из оболочек вокруг зерен содержит еще больше $\delta^{18}\text{O}$ — от 20 до 28‰ [11]. Значение $\delta^{18}\text{O}$ в кварце увеличивается от основных пород к кислым, а также при переходе от пород ранних фаз к поздним [1].

В кварце Сараминского плу-

тона (Красноярский край) величина $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается при переходе от биотит-роговообманковых гранитов I фазы к лейкократовым гранитам III фазы от 10,7 до 12,2 ‰ [2].

Калиевый полевой шпат. По данным [10] величина $\delta^{18}\text{O}$ в калиевом полевоом шпате рапакиви Финляндии составляет от 10,5 до 10,7 ‰ и увеличивается от 10,8 до 11,4 ‰ в этом же минерале из жил кварцевого порфира в рапакиви. Определение величины $\delta^{18}\text{O}$ в орбикулах орбикулярных гранодиоритов Хангасалми (Финляндия) показало, что в микроклине центральной части орбикулы величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет 9,3 ‰, а в микроклине основной массы несколько увеличивается — до 9,6 ‰.

Плагиоклаз. Значение $\delta^{18}\text{O}$ в плагиоклазе составляет от 6,2 до 6,9 ‰ [9]. В трондьемитах Кохбского массива (Армения) величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет в раннем плагиоклазе 5,6, в позднем — 6,8 ‰ [1].

Биотит. В биотите орбикулярных гранодиоритов Хангасалми (Финляндия) величина $\delta^{18}\text{O}$ составляет 7,1 ‰, в биотите орбикулярных кварцевых диоритов Сан-Джозе (Калифорния) — 5,2 ‰ [10].

Анализ величин $\delta^{18}\text{O}$ в калиевом полевоом шпате овоидов, идиоморфных порфировых выделений, основной массы гранита и выделенных из них микровключений плагиоклаза, биотита и кварца позволяет выявить достаточно сложную историю их формирования (см. таблицу).

Однако прежде чем рассматривать величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах рапакиви, следует перечислить те факторы, которые оказывают влияние на эту величину.

По данным [5], чем выше температура образования минерала, тем ниже в нем значение $\delta^{18}\text{O}$ и наоборот. Низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ в минерале может указывать и на связь гранитной магмы с глубинными источниками, что следует из более низкого значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах базальтов и габбро, по сравнению с одноименными минералами гранитов. Низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ в минерале может быть, наконец, следствием его взаимодействия с метеорной водой, перемещения больших количеств которой через горячие изверженные породы вызывают обеднение последних тяжелым изотопом O^{18} .

на 10—15 %. Имеются доказательства [8], подтверждающие возможность таких взаимодействий с метеорными водами при температурах ликвидуса в течение длительного периода времени.

Более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в минерале могут быть также результатом взаимодействия гранитной магмы с вмещающими осадочными породами, богатыми тяжелым изотопом кислорода.

Величина $\delta^{18}\text{O}$ в минерале определяется, наконец, эффектом кристаллизационной дифференциации: одноименные минералы, более поздние по времени выделения, характеризуются и более высоким значением $\delta^{18}\text{O}$.

Рассматривая полученные данные (см. таблицу), необходимо отметить, что они подтверждают ранее установленное уменьшение содержания величины $\delta^{18}\text{O}$ в ряду кварц — калиевый полевой шпат — плагиоклаз — биотит. Более важно, однако, выявление вполне определенной закономерности, заключающейся в том, что калиевые полевые шпаты идиоморфных порфировых выделений и овоидов сближает более высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ (9,2 и 9,4) по сравнению с калиевым полевым шпатом основной массы, для которого характерны низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (7,1 ‰).

Встречающиеся в овоидах и идиоморфных порфировых кристаллах калиевого полевого шпата включения кварца и плагиоклаза также характеризуются большей величиной значения $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с одноименными минералами основной массы.

Это указывает на формирование овоидов, порфировых кристаллов и включенных в них кварца и плагиоклаза из среды, которая была обогащена тяжелым изотопом O^{18} . В то же время минералы основной массы характеризуются более низким значением $\delta^{18}\text{O}$, что может быть результатом или участия мантийного материала в формировании этих гранитов, или следствием изотопного обмена в магматическую либо постмагматическую стадию с метеорными водами, обедненными изотопом O^{18} .

Таким образом, овоиды с «коровыми» значениями $\delta^{18}\text{O}$ располагаются в основной массе гранитов, характеризующихся низкими, близкими к «мантийным» значениями $\delta^{18}\text{O}$. Это можно объяснить, предположив, что образо-

вание овоидов явилось следствием серии локальных инъекций коровых растворов в кристаллизующуюся магму рапакиви. Именно эти инъекции привели к формированию овоидов и нарушению изотопного равновесия между ортоклазом и кварцем.

В отличие от полевых шпатов и кварца, для биотита характерна иная закономерность: наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ установлены в биотите из овоидов (2,1 ‰), в то время как биотит из основной массы рапакиви содержит больше изотопа O^{18} и величина $\delta^{18}\text{O}$ для него составляет +6,1 ‰ (см. таблицу).

Это может быть результатом того, что в овоидах был «законсервирован» ранний биотит, сохранивший геохимические особенности основной магмы, а в основной массе присутствует поздняя генерация биотита, которая могла быть частично изменена в результате одного из эпизодов постмагматического гидротермального изменения рапакиви.

Подобная сложность в распределении значения $\delta^{18}\text{O}$ в минералах рапакиви вероятно является следствием одновременной кристаллизации, происходившей параллельно в двух близких по химическому составу, но различных по насыщенности летучими компонентами средах — собственно гранитной и обособленной в ней капельно-флюидной. Последняя дала начало овоидам, которые формировались в условиях, аналогичных тем, которые сопровождают формирование сингенетичных пегматитов, являющихся, как известно, образованиями ликвационными. О подобном механизме формирования овоидов свидетельствует и то, что величина $\delta^{18}\text{O}$ в овоидах рапакиви Выборгского массива (9,4 ‰) весьма близка таковой в орбикулах орбикулярных гранитов Финляндии, где она равна 9,3 ‰ [10]. Большинство исследователей приписывают орбикулам ликвационное происхождение.

В заключение следует сказать об отсутствии общепризнанного механизма формирования овоидов, свидетельствующем, что для их образования нужны специфические условия, выяснить которые помогают результаты анализов изотопов кислорода. В ряде работ отмечалось, что значение $\delta^{18}\text{O}$ в основной массе породы выше, чем в порфировых вкрапленниках. Это отражение

более общей закономерности, заключающейся в том, что увеличению содержания в породе SiO_2 сопутствует увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$. В случае рапакиви (см. таблицу) наблюдается обратная картина: все минералы основной массы (за исключением биотита) характеризуются меньшим значением $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с одноименными минералами порфировых выделений — идиоморфных или овоидных. Это может быть следствием двух главных причин: 1) или это результат обмена в магматическую или постмагматическую стадии с растворами, обедненными изотопом O^{18} . При этом порфировые выделения, как более закрытые для изотопно-обменных взаимодействий, сохранили присущие им изначально высокие значения $\delta^{18}\text{O}$; 2) или это следствие участия в формировании рапакиви мантийного материала, что, в частности, подтверждается низкими значениями величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих гранитах. Тогда высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в овоидах — результат локальных инъекций в кристаллизующуюся гранитную магму коровых вод, характеризующихся высоким значением $\delta^{18}\text{O}$. Эти инъекции в «сухую» магму рапакиви способствовали локальному развитию явлений ликвации. Подобное объяснение наиболее вероятно.

Реальность инъекции флюидов подтверждается отсутствием изотопного равновесия между минералами рапакиви. Согласно данным [10], важной особенностью «нормальных» гранитов является то, что минералы в них обычно находятся в изотопном равновесии. Например, различие в значениях $\delta^{18}\text{O}$ между кварцем и полевым шпатом обычно составляет 1,0—1,5‰. Полученные данные (см. таблицу) свидетельствуют об отсутствии подобного равновесия, т. к. разница в значениях $\delta^{18}\text{O}$ кварца основной массы и ортоклаза овоидов составляет 3,1—3,2‰.

Величины содержаний изотопов Sr и O в рапакиви свидетельствуют о сложной истории их формирования. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отражают присутствие в их составе мантийного, а высокие — $\delta^{18}\text{O}$ в овоидах — корового компонентов.

Все это позволяет полагать, что в сложной истории становления рапакиви имели место, по меньшей мере, два события, обусловившие не только их

своеобразную структуру, но и особенности их изотопного состава и рудности.

Первое событие связано с участием в формировании магмы рапакиви мантийного компонента, следы которого фиксируются в низком значении $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерных для смешанных корово-мантийных парагенезисов.

Второе событие имело место в процессе кристаллизации гранитной магмы и связано с инъекцией в отдельные участки магматической камеры коровых растворов, которые обусловили возможность механизма ликвации в изначально «сухой» гранитной магме и привели к формированию овоидов калиевого полевого шпата. Расположение последних полосами или их концентрация в отдельных участках массива свидетельствует о локальном характере этих инъекций. Одновременно эти растворы приносили большое количество мобилизованных из вмещающих осадочно-метаморфических толщ литофильных элементов — W , Sn , Be , Y и др.

Таким образом, если появление овоидофировой структуры, составляющей характерную черту рапакиви, обязано инъекции в сухую магму коровых флюидов, то последние, возможно, приносили и те рудные элементы, месторождения которых нередко тесно ассоциируют с рапакиви.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акопян М. С., Мелконян Р. Л. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных // Геохимия. 1984. № 6. С. 850—861.
2. Изотопный состав кварца как показатель генетической связи оруденения с магматическими породами / Ю. А. Борщевский, В. Т. Покалов, Н. И. Медведовская и др. // IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. — М., 1982. Т. 2. С. 428—430.
3. Изотопный состав кислорода архейского тоналит-грандьемитового комплекса Карелии / С. Б. Лобач-Жученко, М. Е. Салее, И. М. Синельникова и др. // Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. — М., 1982. Т. 1. С. 228—230.
4. Парагенезисы магматических формаций — индикаторы глубинных процессов / В. И. Москалева, В. Н. Мошкин, Е. Е. Порошин и др. // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск. 1986. С. 16—19.
5. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989.

6. Blatt H. Perspective: oxygen isotopes and the origin of quartz. — J. Sediment. Petrol., 1987, 57, N 2. P. 373—377.
7. Dall Agnol R., Senasa C., Medeiros H. a. o. Estado atnol conhesimento sobre as rochas granitoides ola porcao sul ola Amazonia oriental. — Rev. bras. geocienc., 1986, 16, N 1, p. 11—23.
8. Friedman I., Lipman P., Obradovich J. a. o. Meteoritic water in magmas. — Science, 1974, v. 184, P. 1069—1072.
9. Ford A., Kistler R., White L. Strontium and oxygen-isotope study of the Dufek intrusion. — Antarct. J. U. S., 1986, 21, N 5. P. 63—66.
10. Höfs J., Epstein S. O^{18}/O^{16} Ratios of Minerals from Migmatites, Rapakivi granites and Orbicular Rocks//Lithos, 1969. Vol. 2, N 1, P. 4—8.
11. Höfs J., Müller G., Schuster A. Polymetamorphic relations in iron ores from the Iron Quadrangle, Brasil: The Correlation of oxygen isotope variation with deformation history//Contrib. Miner. and Petrol. 1982, 79, N 3. P. 241—251.
12. Kyser T. Chemical and stable isotope composition of anorogenic granite from Stephenson Cauntty, Illinois//U. S. Geol. Surv. Bull., 1986, N 1622, P. 139—150.
13. Lee Donald E., Friedman I., Gleason I. The oxygen isotope composition of granitoid and sedimentary rocks of the southern Snake Range, Nevada//Contrib. Miner. and Petrol., 1982, 79, N 2, P. 150—158.
14. Nurmi P., Haapala J. The proterozoic granitoids of Finland: granite types, metatoligeny and relation to crustal evolution//Bull. Geol. Soc. Finl., 1986, N 58, pt. 1. P. 203—233.
15. Zhang X., Wand J., Shen B. A study on A-type granites in Shurhou, China//Chin. J. Geochem., 1988, 7, N 1. P. 29—45.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

УДК 552.11(477)

© Б. И. Малюк, В. Д. Колий,
И. С. Паранько, 1991

Петрохимическое сопоставление метавулканитов криворожской и конкско-верховцевской серий

Б. И. МАЛЮК (ИГГИ АН УССР), В. Д. КОЛИЙ
(Львовский университет), И. С. ПАРАНЬКО (Криворожская ГРЭ)

Криворожская серия как установленный стратотип нижнего протерозоя Украинского щита противопоставлялась верхнеархейской конкско-верховцевской серии, слагающей зеленокаменные структуры Среднеприднепровского геоблока, и коррелировалась с одновозрастной ингуло-ингулецкой серией Кировоградского геоблока. Именно такой вариант стратиграфических соотношений в настоящее время официально закреплен в стратиграфической схеме УРМСК [3]. Однако накопленный в последнее время обширный материал по формационному строению зеленокаменных структур Среднего Приднепровья приводит к заключению о сходстве и коррелируемости разрезов криворожской и конкско-верховцевской серий и принадлежности Криворожской структуры к типу зеленокаменных.

В разрезах криворожской и конкско-верховцевской серий выделяются нижняя метавулканогенная и верхняя метаосадочная части. В качестве возможных коррелятивных элементов вулканогенной составляющей разрезов серии рассматриваются новокриворожская свита и конкская.

Решение вопроса о правомочности и степени коррелируемости этих свит, равно как и вмещающих их серий, должно, безусловно, опираться на историко-геологический метод. Вместе с тем немаловажное значение для решения подобного рода задач имеют петрохимические исследования. Сравнительный петрохимический анализ метавулканитов (главным образом основного и среднего составов) новокриворожской и конкской свит и является целью настоящего обсуждения.

Были сформированы две основные выборки, включающие данные по метавулканитам: конкской свиты, развитой в Криворожском районе (Высокопольский, Желтоводский, Анновский участки), и новокриворожской свиты этого же района (ЮГОК, Первомайский, Рахмановский участки). Для сопоставления использованы также анализы по метавулканитам конкской свиты, слагающей типоморфные зеленокаменные структуры (Сурскую, Чертомлыкскую, Верховцевскую и Конкскую) Среднего Приднепровья (выборка 3), и литературные данные по аналогичным образованиям иных регионов (выборка 4), заимствованные в работе [1].

1. Статистические характеристики метавулканитов низов разреза Криворожской структуры

Компоненты	Магнезиальные базальты		Базальты		Андезиты	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
<i>Конкская свита (выборка 1)</i>						
SiO ₂	48,38	1,77	51,06	2,35	57,63	2,22
TiO ₂	0,74	0,30	1,23	0,49	0,95	0,52
Al ₂ O ₃	15,10	2,12	15,65	2,11	15,05	2,95
FeO	11,84	1,58	12,84	3,67	10,48	2,93
MnO	0,23	0,05	0,22	0,06	0,21	0,07
MgO	10,65	1,65	6,34	1,66	5,09	2,06
CaO	10,67	2,33	9,88	2,16	7,82	3,51
Na ₂ O	1,81	0,66	2,25	0,83	2,10	1,52
K ₂ O	0,59	0,69	0,53	0,53	0,67	0,64
n	14		38		17	
<i>Новокриворожская свита (выборка 2)</i>						
SiO ₂	50,72	2,63	52,62	1,63	57,32	1,92
TiO ₂	0,82	0,34	1,07	0,42	1,11	0,45
Al ₂ O ₃	16,75	1,55	15,77	1,84	14,76	1,98
FeO	11,51	2,82	11,90	2,46	11,66	2,53
MnO	0,15	0,05	0,19	0,08	0,14	0,04
MgO	10,52	1,35	6,91	1,42	5,56	1,67
CaO	5,53	2,35	6,89	2,02	4,71	2,26
Na ₂ O	2,17	1,11	2,60	0,96	2,41	1,09
K ₂ O	1,83	1,22	2,05	1,80	2,33	1,35
n	27		34		55	

В состав выборок вошли химические анализы магнезиальных базальтов*, базальтов и андезитов с граничными содержаниями (в %) SiO₂ и MgO 44—55 и 9—14, 44—55 и <9, 55—64 и <9 соответственно. Метавулканиты ультрамафитового и кислого состава, широко развитые в конкской свите зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, в выборки 1 и 2 не включены в силу практически полного отсутствия их в низах разреза Криворожской структуры.

Все использованные в выборах анализы пересчитаны на 100 % основных петрогенных компонентов с представлением всего железа в форме FeO. Вслед за этим были рассчитаны основные статистические характеристики по трем анализируемым группам пород (табл. 1, 2, 3).

Анализ петрохимических особенностей метавулканитов конкской и новокриворожской свит, развитых в Кри-

ворожском районе (выборки 1 и 2), позволяют заключить следующее.

При соизмеримой магнезиальности (MgO > 9 %) породы новокриворожской свиты (выборка 2) оказываются более богатыми кремнеземом, глиноземом и щелочами по сравнению с аналогичными образованиями конкской свиты (выборка 1). В то же время содержания извести в них почти в два раза ниже, причем коэффициент вариации $K_v = S/\bar{X}$ ($\bar{X}$ — среднее содержание, S — стандартное отклонение) намного превышает 0,33, что говорит о несоответствии распределения нормальному закону. Такой же тип распределения присущ оксидам титана и щелочей, в какой-то мере отражая, вероятно, первичный некогерентный характер этих компонентов в магматических процессах.

Базальты первой и второй выборки различаются примерно по тем же параметрам, что и магнезиальные базальты: для пород новокриворожской свиты характерны пониженные содержания CaO и повышенные — кремнезема и щелочей. Нормальному закону ($K_v > 0,33$) в обоих случаях распределение тех же некогерентных компонентов — TiO₂, Na₂O и K₂O — не подчиняется.

* При рассмотрении метавулканитов классических зеленокаменных поясов образования такой основности и магнезиальности обычно [1, 2] описываются как коматитовые базальты. Однако в данном случае мы сочли неправомерным априорное отнесение подобных пород к коматитовой серии, что найдет определенное подтверждение ниже.

2. Усредненный состав метавулканитов зеленокаменных комплексов Среднего Приднепровья (выборка 3)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,89	49,41	51,04	51,87	50,04	51,64	51,14	51,55	50,26	50,08	60,91	57,43	61,89	59,56	59,15	59,36
TiO ₂	0,84	0,70	1,64	1,07	0,99	1,33	1,23	1,10	1,18	1,04	0,72	0,80	0,69	1,14	0,81	1,11
Al ₂ O ₃	14,08	13,31	14,10	14,66	14,97	14,61	15,01	15,26	14,02	14,75	16,46	15,30	16,49	15,66	15,68	15,79
FeO	13,45	11,85	14,59	13,58	13,43	12,35	13,14	11,92	14,40	14,87	6,75	9,91	7,62	9,56	8,10	13,95
MnO	0,25	0,21	0,22	0,21	0,22	0,18	0,23	0,20	0,20	0,20	0,09	0,16	0,12	0,15	0,15	0,20
MgO	9,84	11,07	5,94	6,93	7,22	7,25	6,90	7,30	6,79	6,14	4,97	5,15	3,44	3,30	5,12	2,27
CaO	8,61	10,82	9,12	9,20	10,15	9,46	9,43	9,83	10,54	9,92	5,10	6,33	5,63	5,44	6,72	4,62
Na ₂ O	1,66	2,12	2,64	1,98	2,58	2,37	2,04	2,29	2,18	2,37	3,76	3,74	2,81	3,43	3,12	0,79
K ₂ O	0,39	0,51	0,70	0,50	0,39	0,80	0,88	0,55	0,45	0,63	1,23	1,19	1,31	1,74	1,14	1,91
n	6	27	37	35	72	13	21	27	99	13	6	12	15	17	47	6

Примечание. Коматит-толеитовые формации структур: 1, 4 — Верховцевской, 3, 11 — Чертомлыкской, 2, 5, 12 — Сурской; нижние дацит-андезит-толеитовые формации структур: 6, 13 — Чертомлыкской, 7, 14 — Конкской; верхние дацит-андезит-толеитовые формации структур: 8, 15 — Чертомлыкской, 9, 16 — Сурской, 10 — Конкской; 1, 2 — низкомagneзиальные коматитовые базальты; 3 — 10 — толеитовые базальты; 11 — 16 — андезиты.

Андезиты новокриворожской свиты также отличаются пониженной известковистостью (K_v при этом $>0,33$) при повышенных содержаниях щелочей по сравнению со средними вулканитами конкской свиты (выборка 1).

На рис. 1 показано положение фигуративных точек рассматриваемых метавулканитов на трех барицентрических вариационных диаграммах, наиболее часто используемых при анализе основных и средних изверженных пород.

На диаграммах АФМ хорошо видно, что метавулканиты конкской свиты (выборка 1) располагаются преимущественно в поле толеитовой серии, тогда как точки пород новокриворожской свиты распределяются примерно равномерно в полях толеитовой и известково-щелочной серий. Следует отметить более компактный характер распределения точек вулканитов новокриворожской свиты по сравнению с конкской.

На диаграммах Дженсена объем пород конкской свиты, располагающихся в поле известково-щелочной серии, соответствует таковому на диаграмме АФМ. В отличие от них породы новокриворожской свиты сконцентрированы преимущественно в поле толеитовой серии, что не соответствует картине, наблюдаемой на диаграмме АФМ. Причина этого — повышенные содержания щелочей в вулканитах новокриворожской свиты, что приводит к искажению реальной картины и смещению на диаграмме АФМ точек пород толеитовой серии в известково-щелочную сторону.

На диаграммах $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3$ различия между рассматриваемыми вулканитами проявлены, пожалуй, наиболее рельефно по значительному смещению точек пород новокриворожской свиты к стороне $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3$. Наблюдаемая картина находится в полном соответствии с отмечающейся особенностью химизма метавулканитов новокриворожской свиты — обеднением их известью, главным образом магнезиальных базальтов и андезитов (см. табл. 1).

Итак, несмотря на существующие различия в составе метавулканитов конкской и новокриворожской свит, распространенных в Криворожском районе, устанавливается их значительное сходство. Это сходство подчерки-

3. Усредненный состав петротипов (выборка 4) по К. Конди [1]

Компоненты	Коматитовые базальты	Толенты		Андезиты		
SiO ₂	52,09	50,66	51,00	58,60	61,10	58,12
TiO ₂	0,62	0,95	1,54	0,95	0,67	1,00
Al ₂ O ₃	11,35	15,64	15,66	14,47	16,08	16,78
FeO	10,94	10,83	12,04	9,38	6,07	8,08
MnO	0,21	0,22	0,18	—	—	—
MgO	10,52	7,60	7,03	5,58	4,67	4,53
CaO	12,17	11,71	9,06	6,82	5,29	6,22
Na ₂ O	1,93	2,17	2,78	3,51	4,15	4,11
K ₂ O	0,17	0,22	0,71	0,69	1,97	1,16

вается при сравнении изучаемых метавулканитов с аналогичными породами конкской свиты, слагающей типоморфные зеленокаменные структуры (Сурская, Верховцевская, Чертомлыкская и Конкская). Среднего Приднепровья и других регионов (выборки 3 и 4). В частности, на рис. 1 показаны интегративные поля фигуративных точек метавулканитов зеленокаменных комплексов Среднего Приднепровья, которые практически полностью вмещают рой фигуративных точек рассматриваемых образований Криворожского района. Близость последних проявляется и на аналогичных петрохимических диаграммах, построенных для усредненных составов пород всех четырех выборок (рис. 2).

Поведение точек усредненных составов метавулканитов конкской и новокриворожской свит отражает все ха-

рактерные черты полных выборок 1 и 2. Так, на диаграмме AFM точки пород новокриворожской свиты (выборка 2) сдвинуты в область известково-щелочной серии, но на диаграмме Дженсена они сосредоточены в поле толентовой серии, что, как отмечалось, связано с повышенной щелочностью этих образований. На диаграмме CaO—MgO—Al₂O₃ эти точки заметно смещены к стороне MgO—Al₂O₃, что обусловлено пониженной известковистостью данных метавулканитов, в особенности их магнезиальных разностей.

В целом из рис. 2 видно, что наибольшая близость наблюдается между метавулканитами конкской свиты, развитой в Криворожском районе (выборка 1), и зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (выборка 3). Новокриворожские вулканиты располагаются на некотором удалении от

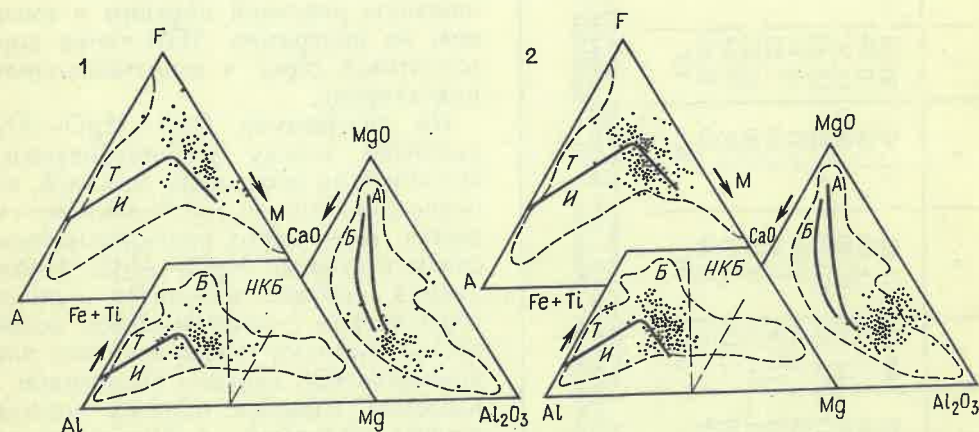


Рис. 1. Вариационные диаграммы метавулканитов конкской (1) и криворожской (2) свит: диаграмма AFM: (Na₂O+K₂O)—FeO—MgO; диаграмма Дженсена [6]: Al—(Fe+Ti)—Mg (атомарные количества); диаграмма CaO—MgO—Al₂O₃; тренды, разделяющие поля пород толентовой (Т) и известково-щелочной (И) серий; тренды коматитовой серии: гене-

ральный (А) и барбертонский (Б) [2]; НКБ — область низкомгнезиальных коматитовых базальтов (модифицированный в [2] вариант из работы [6]); пунктиром оконтурены интегративные поля фигуративных точек метавулканитов типоморфных зеленокаменных структур Среднего Приднепровья

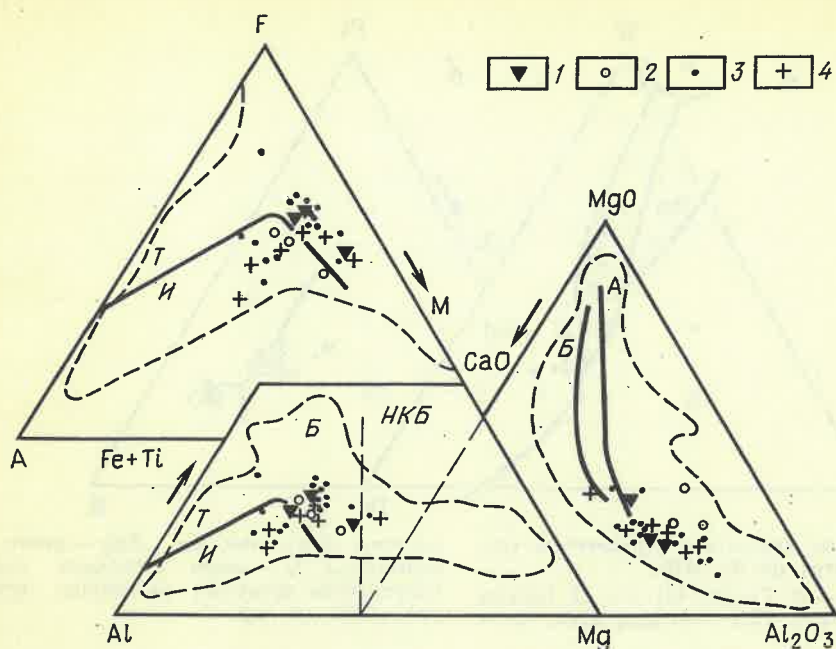


Рис. 2. Вариационные диаграммы средних составов вулканитов:
нумерация условных обозначений соответству-

ет нумерации выборок; остальные усл. обозн. см. рис. 1

общего сгущения этих точек, что, как указывалось, связано с их повышенной щелочностью. Аналогичное распределение и у вулканитов зеленокаменных поясов по К. Конди (выборка 4). В то же время как андезиты по К. Конди, так и большая часть (кроме пород дацит-андезит-толеитовой формации Сурской структуры) андезитов зеленокаменных структур Среднего Приднестровья значительно беднее железом и титаном по сравнению со средними эффузивами Криворожского района в целом, которые (см. рис. 1, 2) принадлежат толеитовой серии (с учетом смещающего эффекта щелочей).

Петрологическая общность метавулканитов, развитых в Криворожском районе и типоморфных зеленокаменных структурах Среднего Приднестровья, проявляется и на фазовых диаграммах (рис. 3). Так, на диаграмме Т. Гроува рассматриваемые составы образуют достаточно компактный шлейф фигуративных точек, вытягивающийся вдоль котектических кривых $Ol + Aug$ и $Pig + Aug$. На удалении от общего шлейфа располагаются точки метавулканитов новокриворожской свиты, смещенные к стороне $Ol - Q$, г. е. от вершины диопсида. Причина этого смещения — уже отмечавшийся

дефицит извести, сказывающийся при расчете пироксеновой нормы. На второй диаграмме, представляющей диопсидовую проекцию диаграммы Д. Элтона, эффект дефицита извести ощущается в значительно меньшей степени, в результате чего точки метавулканитов новокриворожской свиты располагаются совместно с другими рассматриваемых составов.

Таким образом, проведенное сопоставление метавулканитов основного и среднего составов, входящих в объем новокриворожской и конкской свит Криворожского района, с аналогичными отложениями типоморфных зеленокаменных структур Среднего Приднестровья и других регионов мира позволяет заключить, что все эти породы образуют петрохимически единую совокупность. Метавулканитам Криворожского района свойственна определенная специфика, наиболее существенная для пород новокриворожской свиты. Они отличаются пониженными содержаниями CaO при повышенных концентрациях кремнезема и щелочей. В то же время соотношения других петрогенных компонентов (Al_2O_3 , FeO , TiO_2 , MgO) указывают на принадлежность этих пород к толеитовой серии. Надо полагать, что отмеченные специ-

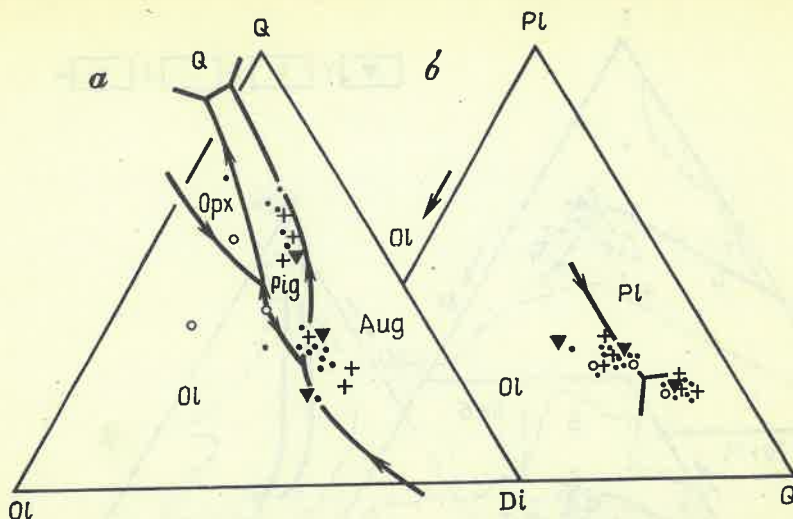


Рис. 3. Фазовые диаграммы усредненных составов вулканитов при 0,1 МПа:

диаграммы: а — Т. Гроува [5], б — Д. Элтона [4]; Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Di —

диопсид, Pig — пижонит, Aug — авгит, Pl — плагиоклаз, Q — кварц; стрелками показаны направления эволюции расплавов; остальные усл. обозн. см. рис. 2

фические черты в данном случае имеют вторичную природу и отражают разбалансировку исходного состава эффузивов в процессе гидротермально-метасоматических преобразований.

Менее определена ситуация с магнезиальными вулканитами Криворожского района. Сравнение их с породами коматиитовой серии выявляет не только определенные черты сходства по содержаниям и отношениям ключевых петрогенных компонентов, но и заметные различия. Так, магнезиальные базальты Криворожского района отличаются высокой глиноземистостью и повышенными содержаниями K_2O (в особенности обе эти черты присущи породам новокриворожской свиты). Поскольку подобные уровни концентраций Al_2O_3 и K_2O — надкритические для коматиитовой серии [1, 2], формально у нас нет оснований относить к последней рассматриваемые метаэффузивы Криворожского района. Вместе с тем наблюдаемые различия состава магнезиальных и коматиитовых базальтов могут иметь также вторичный

характер, и не исключено, что дальнейшие исследования позволят более определенно говорить о развитии эффузивов коматиитовой серии в разрезе Криворожской структуры либо ее обрамления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
2. Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. II. Петрохимические особенности/А. А. Сиворонов, Б. И. Малиук, А. Г. Смоголюк и др.//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. № 1. С. 102—115.
3. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита/Под ред. Н. П. Щербак. — Киев: Наук. думка, 1985.
4. Elthon D., Scarfe C. M. High-pressure phase equilibria of high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts//Amer. Mineral. 1984. Vol. 69. N 1—2. P. 1—15.
5. Grove T. L., Baker M. B. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc. alkaline differentiation trends//J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 3253—3274.
6. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks//Ontario Div. Mines. 1976. MP 66. 22 p.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

УДК 553.52(479.24)

© Г. В. Мустафаев, 1991

О рудоносности Дашкесанского гранитоидного интрузива

Г. В. МУСТАФАЕВ (Институт геологии АН АзССР)

Проблема рудоносности магматических формаций или конкретных интрузивных комплексов достаточно сложна и многогранна. Поэтому необ-

ходимо установить критерии рудоносности в первую очередь для тех комплексов, рудоносность которых не вызывает сомнения (или наиболее ве-

роятна) и которые могут служить эталоном.

Один из таких объектов — Дашкесанский гранитоидный интрузив Азербайджана. Наряду с ним нами рассматривается также Кедабекский интрузив, сформировавшийся, по мнению ряда исследователей, в сходных геодинамических условиях. Интрузивные комплексы имеют одинаковый возраст, дифференцированы, развиты в пределах одной структурно-формационной зоны, по генезису относятся к базальтоидным (Р. Н. Абдуллаев, 1965; Г. В. Мустафаев, 1977). В ареале обоих комплексов встречаются роговики и скарны, однако в Дашкесане их значительно больше, чем в Кедабеке.

К Дашкесанскому интрузиву приурочено одноименное скарново-железородное (магнетитовое) месторождение, пластообразные залежи которого (мощностью 40—60 м), выклиниваясь по мере удаления от интрузива, прослеживаются на несколько километров. М. А. Кашкай [2], Ф. К. Шипулин (1968) оруденение генетически связывают с дашкесанским интрузивным комплексом, скарнирующим келловейско-оксфордские туфогенно-осадочные отложения. Г. С. Дзюценидзе (1969) относит месторождения в основном к вулканогенно-осадочному типу, считая контактово-метасоматические процессы наложенными, обусловившими интенсивную перекристаллизацию первично-гематитовой залежи в магнетитовую.

Кроме скарново-железородного месторождения, с гранитоидами и дайковым комплексом Дашкестанского интрузива ассоциируется гидротермальное кобальтовое оруденение. Собственно месторождение кобальта пространственно тяготеет к дайковому комплексу диабазов за пределами интрузива. В настоящее время небольшие рудные линзы, представленные кобальтином с примесью арсенопирита, халькопирита и других минералов, довольно часто вскрываются при разработке железорудных залежей Дашкесанского месторождения.

К Кедабекскому интрузиву приурочено одноименное медно-серноколчеданное месторождение. Рудные залежи представлены серноколчеданными штоками, переходящими в верхних горизонтах в медноколчеданные и медно-цинковые. Согласно М. А. Кашкаю

(1956), месторождение приурочено к субвулканическому телу среднеюрского (поздний байос) возраста и, как и другие колчеданные месторождения Малого Кавказа, генетически связано с верхнебайосской риолит-дацитовый (кварц-плагиопорфировой) формацией. Г. И. Керимов (1963) серноколчеданное месторождение связывает с субвулканическими телами верхнего байоса, а медноколчеданные и медно-цинковые руды как образования более поздние — с постмагматической деятельностью Кедабекского интрузива.

Поскольку генетическая связь оруденения с Дашкесанским интрузивом не вызывает сомнения, он может быть отнесен к заведомо рудоносным. В таком случае возникает вопрос: чем он отличается от других интрузивов и каковы критерии рудоносности на современном этапе изученности гранитоидов.

Геолого-петрографическая характеристика. Дашкесанский интрузив приурочен к одноименной синклинали Сомхито-Агдамской структурно-формационной зоны Малого Кавказа, с падениями крыльев 8—12°, сложенной средне-верхнеюрскими вулканическими, вулканогенно-осадочными и карбонатными образованиями [2]. В основании разреза отмечаются верхнебайосские риолит-дациты, на размытой поверхности которых залегают батские и келловейские туфопесчаники и туфоконгломераты. Низы оксфорда также представлены вулканогенно-осадочными образованиями, сменяющимися в верхней части разреза толщей известняков. В кимеридже вулканогенно-осадочные образования перекрываются андезитобазальтовыми и диабазовыми лавами. Синклинали в субширотном направлении пересекается глубинным разломом, к которому приурочены интрузивный и дайковый комплексы Дашкесана, прорывающие и метаморфизирующие вмещающие отложения.

Согласно М. А. Кашкаю [2], А. С. Марфунину (1955), новообразованные породы Дашкесанского интрузива представлены роговиками, мраморами, эндоскарнами, развивающимися по всем трем фазам интрузива — габброидам, гранитоидам и гранитам, и экзоскарнами — по вмещающим туфогенным породам, расчлененными на рудные и безрудные. Скарны установлены также в зоне экзоконтакта дай-

ковых образований основного состава. Вмещающие интрузив кимериджские пирокласты сильно алунитизированы, пирокластитизированы и каолинизированы, что, по мнению М. А. Кашкая, обусловлено влиянием Дашкесанского гранитоидного интрузива. Однако ряд исследователей рассматривает эти изменения как результат проявления позднеюрского вулканизма. Известняки мраморизованы, а пирокласты ороговикованы. Становление интрузива сопровождалось последовательным внедрением габброидов I фазы (20 %), гранодиоритов II (70 %) и гранитов III (10 %). Породы каждой последующей фазы прорывают предыдущие, содержат их ксенолиты, а в краевых фациях гибридизированы и характеризуются значительным фаціальным разнообразием. Породы всех трех фаз образуют гомодромный ряд и относятся к габбро-гранодиоритовой формации. Магматизм завершается формированием мощного комплекса дайковых образований.

По наличию и соотношению минералов среди пород I фазы выделяются нормальное, роговообманковое и уральское габбро, габбронориты, нориты, кварцевое габбро. Часто габбро фаціально сменяется габбродиоритами и диоритами. Породы II фазы представлены в основном гранодиоритами, часто фаціально сменяющимися адамеллитами. В краевых фациях установлены гибридные разности пород от диоритов до гранитов. Породы III фазы — граниты, аляскиты, в меньшей степени лейкократовые гранодиориты, граносиениты. По преобладающим типам пород комплекс относится к габбро-гранодиоритовой формации. В дифференцированном ряду пород от габброидов I фазы до гранитов III наблюдается преемственность минерального состава.

Вариационные кривые частот встречаемости, а также оптические исследования показывают, что во всех трех фазах плагиоклаз принадлежит к двум генерациям, причем преобладает ранняя. В породах I фазы это лабрадорбитовнит, II — андезин, III — олигоклаз. Плагиоклазы поздней генерации каждой фазы составляют главную массу пород в последующей, а в гранитах III фазы позднюю генерацию составляет альбит. Плагиоклазам ранней генерации независимо от количества

анортитовой молекулы присуща прямая зональность. Преобладают простые двойники, образованные по альбитовому, а иногда и карлсбадскому, особенно в габброидах, закону. Степень упорядоченности, измеренная по методу А. С. Марфунина, соответствует низкой и промежуточной (Г. В. Мустафаев, 1983). Приведенные данные свидетельствуют о преобладании высоких температур при фракционной кристаллизации расплава. В плагиоклазах часто обнаруживаются циркон и магнетит ранней генерации, иногда реликты пироксена. Вторичным изменениям они подвержены очень слабо.

Калиево-натриевые полевые шпаты преобладают в гранитах, в значительном количестве содержатся в гранодиоритах, часто не уступая плагиоклазу (адамеллиты). В идиоморфных кристаллах наблюдаются характерные ортоклазовые двойники. Калишпат представлен ортоклазом со слабым отклонением от моноклинной сингонии и ортоклаз-микропертитом. Рентгеновская триклинность указывает на минимальную их упорядоченность.

Пироксены преобладают в габброидах, но установлены также среди гибридных разностей пород II и даже в гранитах III фазы. Ромбические пироксены представлены гиперстеном и энстатитом, а моноклинные — авгитом и диопсидом. Пироксены часто уральтизированы, по трещинам развивается биотит и хлорит. Иногда авгит и роговая обманка прорастают, гиперстен обрастает авгитом, последний амфиболом. Состав пироксенов — $Wo_{40-46}En_{35-50}Fs_{7-45}$.

Амфиболы являются главными темновыми минералами гранитоидов, встречаются в габброидах и гранитах. Представлены преимущественно обыкновенной роговой обманкой, реже гадингситом, паргаситом, актинолитом и тремолитом. Степень их измененности различная. В амфиболах из габброидов Дашкесана оксидов железа содержится меньше, чем в амфиболах из гранодиоритов II фазы, что, вероятно, обусловлено их разрушенностью, и в амфиболах из пород Кедабека. Содержание же CaO в них в 2 раза больше.

Биотит незначительно эволюционирует от флогопит-антитовых разностей в истонит-сидерофиллитовую. Отлича-

ется низкой железистостью (40—45 %), глиноземистостью (20,1 %), нормальной и повышенной щелочностью, высокой титанистостью. Все эти характеристики свойственны гранитоидам, формирующимся в гипабиссальных условиях при высокой температуре, и породам щелочноземельной серии базальтоидного генезиса.

Кедабекский интрузив приурочен к северному крылу Дашкесанского синклинория, к зоне перехода последнего к Шамхорскому антиклинорию. Интрузив внедрялся также по глубинному разлому субширотного простирания, прорывает верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения (Г. И. Керимов, 1963). Породы I фазы (площадью 10 км²) представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами с постепенными переходами между ними, породы II фазы (30 км²) — кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Для дайкового комплекса характерно широкое развитие основных пород — от лампрофиров до диорит-порфиритов. Пегматиты и аплиты встречаются редко, образуют мало мощные жилы. По преобладающим типам пород интрузив относится к габбро-тоналитовой формации. Индикаторным типом для I фазы является габбро, для II — кварцевые диориты.

Плагиоклазы из габбро Кедабекского интрузива отличаются от таковых Дашкесанского относительно пониженными содержаниями K₂O (0,60—0,95 %) и воды. Состав пироксенов — Wo₃₈—52En₂₆—52Fs₃—28. В роговой обманке в отличие от дашкесанской содержится в 2 раза меньше CaO (11 %), в 3 раза — TiO₂ (1,3 %), в 2—2,5 раза больше глинозема, FeO, Fe₂O₃. Биотит характеризуется несколько большей щелочностью (0,73 %).

Итак, Дашкесанский интрузив отличается от Кедабекского наиболее полной дифференциацией.

Химизм гранитоидов. На классификационной диаграмме SiO₂—(Na₂O+K₂O) составы пород Дашкесанского и Кедабекского интрузивов попадают в поле пород нормальной щелочности. В породах Дашкесанского интрузива содержание SiO₂ варьирует в пределах 48—77 %. В направлении от основных пород к кислым содержание K₂O увеличивается, а TiO₂, FeO+Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, MgO уменьшается. Высокая концентрация Na₂O отмечается в габброидах, кварцевых диоритах и гранодио-

ритах, в гранитах содержание Na₂O уменьшается. Отношение Na₂O/K₂O в дифференцированном ряду пород с содержанием SiO₂ 50—68 % варьирует в пределах от 1 до 4, а в гранитах оно, как правило, менее 1, что свидетельствует о калиево-натриевой специфике конечных продуктов магматических расплавов.

В породах Кедабекского интрузива, в отличие от Дашкесана, содержание SiO₂ колеблется от 51 до 64 %. В них также по мере увеличения содержания кремнекислоты увеличивается сумма щелочей, уменьшается количество TiO₂, Al₂O₃, FeO+Fe₂O₃, CaO. По отношению Na₂O/K₂O габброиды относятся к натриевой (Na₂O/K₂O > 4), а кварцевые диориты к калиево-натриевой (Na₂O/K₂O < 4) серии.

Вариации химического состава пород всех трех фаз Дашкесанского интрузива на диаграмме AFM (рис. 1) соответствуют тренду дифференциации известково-щелочной серии. Положение фигуративных точек для пород Кедабекского интрузива на диаграмме AFM указывает на слабую дифференциацию магмы. В системе Ab—Q—Or при переходе от габброидов к средним и кислым типам пород оба комплекса обогащаются нормативным ортоклазом. По системе Ab—Q—An содержание нормативного альбита и кварца увеличивается с уменьшением количества нормативного анортита.

Для получения дополнительных характеристик использован универсальный показатель кислотности — основности пород Ac [1]. Тренд CaO (рис. 2) Кедабекского массива отчетливо отделен от тренда Дашкесанского. Это две независимые и неперекрывающиеся прямые с заметным превышением содержания Ca в однотипных породах Кедабекского массива по сравнению с Дашкесанским. Поскольку одноименные породы массивов имеют сходный минеральный состав, их петрохимические различия, по-видимому, обусловлены особенностями составов породообразующих минералов. При детальном петрографическом исследовании установлен более основной состав плаггиоклаза в породах Кедабекского массива. В породах Дашкесанского массива повышено содержание калия и натрия (особенно K).

Для оценки пород Дашкесанского и Кедабекского интрузивов по петроген-

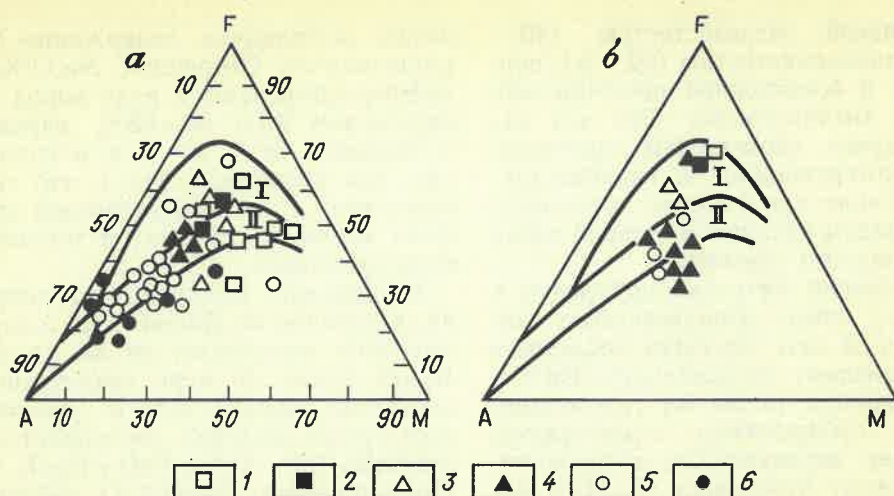


Рис. 1. Вариационные диаграммы АФМ для пород Дашкесанского (а) и Кедабекского (б) интрузивов:

1 — габбро; 2 — габбродиориты; 3 — диориты; 4 — кварцевые диориты; 5 — гранодиориты; 6 — граниты; I — пикситовая, II — гиперстеновая серии

ным элементам нами использован метод сравнения многомерных условных средних содержаний, предложенный В. Н. Бондаренко (1964). Метод заключается в том, что если два интрузива являются производными от общего магматического очага, то несмотря на самостоятельный путь становления каждого из них в определенный период развития при одинаковом содержании кремнекислоты концентрации остальных компонентов также должны быть равны. Результаты пересчета многомерных условных средних содержаний компонентов пород, которые выражаются χ^2 при 0,05 уровне значимости, сравниваются с табличными. Расхождение ($>3,84$ при одном оксиде) выражается в следующем:

габброиды Дашкесана характеризуются повышенным содержанием K_2O , TiO_2 , низким Al_2O_3 , гранитоиды — высокой концентрацией K_2O . По содержанию оксидов остальных элементов и их сумме породы рассматриваемых интрузивов тождественны. Однако при пересчетах по методу А. Н. Заварицкого выявляется еще ряд отличий. Так, если количество CaO в гранитоидах не выходит за пределы табличного, то значения параметра c' и содержания кальция, не вошедшего в состав полевых шпатов, в габброидах Дашкесана выше, чем в габброидах Кедабека, в которых отмечается избыток алюминия (параметр a'). Судя по отношениям f'/m' и FeO/Fe_2O_3 , породы Кедабека более меланократовые, чем Дашкесана.

Минералогические особенности гранитоидов. Дашкесанский и Кедабекский интрузивы характеризуются общностью не только породообразующих, но и аксессуарных минералов. В них постоянно встречаются магнетит, ильменит, апатит, широко распространены циркон, пирит и некоторые другие минералы (Г. В. Мустафаев, 1974). При этом в гранитоидах в небольшом количестве встречаются минералы летучих компонентов (флюорит и турмалин), рудные минералы свинца, цинка, олова, а также минералы редких элементов — Ta, Nb, TR, за исключением ортита. Содержание ортита и апатита в Дашкесане в несколько раз выше, чем

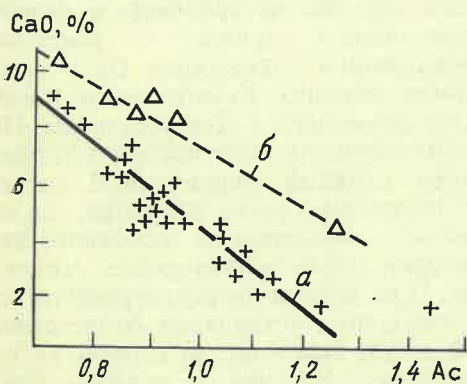


Рис. 2. Диаграмма в координатах CaO — Ac для пород Дашкесанского (а) и Кедабекского (б) интрузивов

Содержание железосодержащих акцессорных минералов в интрузивах
Малого Кавказа, г/т

Фазы	Магнетит	Гематит	Пирит	Ильменит
Дашкесанский интрузив				
I	20899,2	0,05	289,1	9633,4
II	16991,9	—	6,1	6700,3
III	7842,1	0,02	5,13	353,3
Кедабекский интрузив				
I	40350,4	323,1	0,8	4408,8
II	30321,1	0,5	1171,8	2590,9

в Кедабеке, сфена 2000 г/т (против 64 г/т в Кедабеке). В. В. Ляхович, И. Х. Хамрабаев и ряд других исследователей на примере Средней Азии, Урала, Горного Алтая показали, что интрузивам, с которыми генетически связаны железорудные месторождения, свойственны высокие содержания магнетита или магнетита и сфена, в то время как в «безрудных» интрузивах, даже при наличии скарнов, оруденения железа не установлены. Однако Кедабекский интрузив, с которым оруденения железа не связаны, характеризуется более высокими содержаниями магнетита, чем рудоносный Дашкесанский (таблица). При этом количество магнетита в гранитоидах коррелируется с петрохимическим составом пород (содержанием в них железа), что отражает, очевидно, специфику начальной стадии фракционной кристаллизации расплавов, когда часть железа в одном случае выносилась из рудномагматической системы (Дашкесан), а в другом — концентрировалась в ней (Кедабек).

Геохимические особенности интрузивов. Статистическая обработка геохимических данных позволила установить черты сходства и различия между Дашкесанским и Кедабекским интрузивами [4]. Содержания Fe, Co, F в дашкесанских породах, с которыми связано оруденение железа и кобальта, характеризуются правосимметричным типом распределения, в кедабекских — левосимметричным, что указывает на более высокие их содержания в первом и более низких во втором комплексах.

В гранитоидах Дашкесана, с которыми связано железорудное и кобаль-

товое оруденение, содержание железа и кобальта ниже, чем в безрудном Кедабеке что, возможно, свидетельствует об отторжении этих элементов в процессе кристаллизации. В то же время среднее содержание меди в гранитах Кедабека, с которым, вероятно, связано соответствующее оруденение, выше, чем в Дашкесане.

Дисперсия содержаний железа и большой группы элементов (Rb, W, Mo и др.) аналогична для сравниваемых массивов. Однако в рудоносных массивах независимо от среднего содержания она для ряда рудных элементов выше, чем в нерудоносных. Так, дисперсия содержания меди выше в Кедабеке, кобальта — в Дашкесане. В то же время дисперсия для «бимодального» цинка в Кедабеке ниже, чем в Дашкесане, хотя с последним и не связано цинковое оруденение.

Содержания таких элементов, как Mo, V, Li, Rb, отнесены к неинформативным признакам, указывающим на сходство интрузивов. Последнее, возможно, свидетельствует о базальтоидном происхождении гранитоидов, а также низком содержании и монотонном распределении в них литофильных элементов.

В Дашкесане главный рудный элемент железо имеет устойчивую положительную связь с летучими компонентами фтором и бором, в то время как в Кедабеке этого не отмечается. В Дашкесане кобальт образует положительные связи с рубидием и кальцием. Однако в Кедабекском интрузиве, к которому предположительно приурочено полиметаллическое оруденение, медь и цинк не связаны корреляционными зависимостями с петроген-

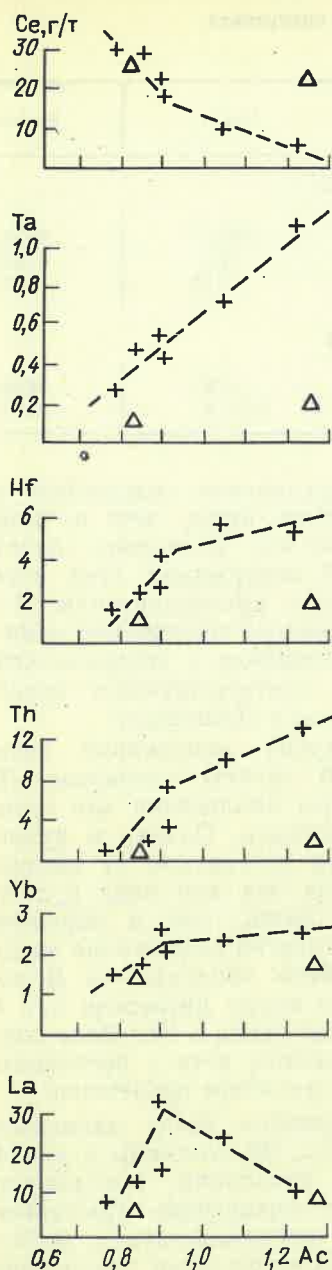


Рис. 3. Диаграммы Ас для компонентов-примесей: усл. обозн. см. рис. 2

ными элементами, что говорит об ограниченном их рассеянии в кристаллических решетках минералов.

Интересные данные о геохимической специализации рассматриваемых интрузивов получены [5] в результате нейтронно-активационного анализа пород Дашкесанского и Кедабекского интрузивов (рис. 3). Так, поведение скандия аналогично поведению других сидерофильных примесей, в частности

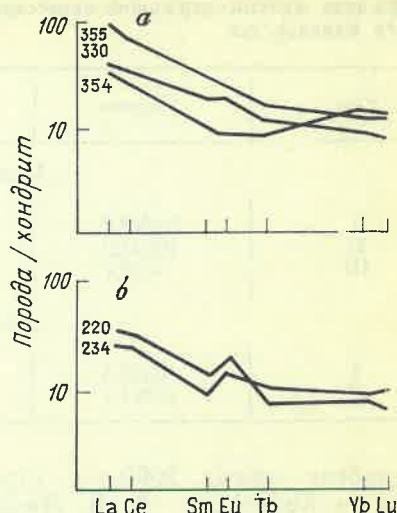


Рис. 4. Нормированные графики распределения РЗЭ (по отношению к хондритам) для пород Дашкесанского (а) и Кедабекского (б) интрузивов

кобальта: в области базитовых составов Кедабекский и Дашкесанский интрузивы сходны по содержанию Sc, но в ряду дифференциатов Дашкесана содержание последнего падает быстрее. Изменение содержаний литофильных редких элементов (Ta, Nb, Th), так же как и редкоземельных, свидетельствует о наличии двух различных трендов распределения. Дашкесанский интрузив обогащен литофильными элементами по сравнению с Кедабекским. При переходе к кислым членам серии содержание литофильных элементов монотонно возрастает (Ta) либо отмечается излом графика (Th, Hf, Yb). Для легких лантаноидов La, Ce наблюдается экстремум в области диоритов, т. е. в пограничной области между двумя интрузивными фазами. В целом породы (особенно Кедабекского массива) значительно обеднены литофильными элементами-примесями.

Нормированные графики распределения редкоземельных элементов (рис. 4) свидетельствуют, с одной стороны, об однотипности составов пород обоих массивов, с другой — о существенных различиях в характере поведения Eu. В пределах Дашкесанского интрузива эволюция от габброидов (обр. 330) через диориты (обр. 355) к гранитоидам (обр. 354) проявляется в виде небольших колебаний содержания редкоземельных элементов. Слабая положительная европиевая анома-

для постепенно сменяется столь же слабой отрицательной, кроме того, гранитоиды обогащаются тяжелыми лантаноидами. Хотя тип кривых для базитов рассматриваемой серии отличается от примитивных кривых океанического толеита, нормированные отношения La/Yb свидетельствуют о том, что источником магматического выплавления была не континентальная кора, а материал, близкий по составу к базальтам океанической коры.

Резко выраженная европиевая аномалия пород Кедабекского интрузива ($\text{Eu}/\text{Eu}'=1,7-1,8$) обусловлена различными причинами. Прежде всего она вызвана участием Eu в составе плагиоклаза на ранних стадиях кристаллизации, с последующей отгонкой его в виде фенокристаллов, отделенных тем или иным способом от расплава (о подобном процессе свидетельствует эволюция кривых Дашкесанского интрузива, когда по мере дифференциации остаточный расплав обедняется европием). Сопоставление графиков (см. рис. 2, 4) позволяет сделать вывод о том, что кристаллизация протекала в условиях изначального обогащения расплава, из которого сформировался Кедабекский интрузив, основным плагиоклазом. В соответствии с существующими представлениями эта модель образования кумулата, однако в данном случае речь идет не об отдельной магматической фазе, а о комплексе в целом, включающем весь дифференцированный ряд пород Кедабекского массива. Относительно повышенное содержание щелочей в дашкесанском комплексе обуславливает также и обогащенность его литофильными редкими элементами по сравнению с другими массивами серии: при дифференцированной кристаллизации характер поведения щелочных металлов аналогичен поведению литофильных элементов-примесей и летучих.

Проведенные исследования показывают, что Кедабекский и Дашкесанский интрузивы, несмотря на значительное сходство, обладают рядом существенных различий. Изменение условий кристаллизации магматических серий отражается на характере распределения как породообразующих элементов, так и примесей. Этим вызваны различия в металлогенической специализации тех магматических се-

рий или комплексов, которые имеют неодинаковую геохимическую специализацию, поскольку именно условия кристаллизации определяют как особенности накопления рудных компонентов, так и возможность отторжения рудоносных растворов. Судя по различной интенсивности скарнообразования летучие компоненты обладали большей активностью при формировании Дашкесанского интрузива. Поэтому если оценивать потенциальную возможность эндогенного оруденения в связи с упомянутыми массивами, то можно утверждать, что промышленная минерализация Дашкесанского интрузива будет отличаться от таковой Кедабекского.

Физико-химические условия формирования рудных залежей. Как показывают результаты изотопного анализа (Ф. К. Шипулин, 1968), сульфиды из магматических пород, удаленных от скарново-рудных тел, содержат серу, по соотношению изотопов близкую к сере метеоритного происхождения и к ювенильной. Часть серы могла быть заимствована из вмещающих пород и минерализованных подземных вод. Смешивание серы различного происхождения привело к значительным вариациям в изотопном составе одновозрастных сульфидов из разных участков месторождений. По данным Ф. К. Шипулина, изотопы серы халькопирита и кобальтита из молодых секущих скарны прожилков также соответствуют метеоритной сере. Исходя из геологической позиции кобальтового месторождения, он отмечал, что источником большей части серы являлся глубинный магматический очаг.

В. З. Ярошевич, А. Г. Твалчрелидзе подтвердили ряд ранее известных фактов, например вынос железа из глубин в виде хлоридов и других соединений. Изотопные исследования водорода флюидных включений в кварце, а также кислорода, углерода и серы в кристаллических решетках минералов указывают на преобладающую роль глубинной (магматогенной) воды, серы, углерода при формировании скарновожелезорудного Дашкесанского месторождения. Установлена высокая концентрация в растворах железа (десятки граммов на 1 л) и серы. При этом растворы представляли собой среднетемпературные (350 °C), высо-

коконцентрированные (до 800 г/л) хлоридные кальциево-натриевые флюиды, периодически проникающие на уровень рудоотложения. В пределах рудного района В. З. Ярошевич и др. обнаружены признаки функционирования долгоживущей среднетемпературной (260—360 °С) гидротермальной системы, для которой характерны слабоконцентрированные хлоридные кальциево-натриевые флюиды. С ними они связывают образование жильной кварц-пиритовой (иногда с халькопиритом) и кварц-полиметаллической минерализации.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Одним из главных критериев рудоносности является наиболее полная дифференциация магматического расплава, обусловленная богатством рудно-магматической системы летучими компонентами и, согласно Л. В. Таусону, предопределяющая металлогеническую специализацию гранитоидных комплексов. Последующие фазы хорошо дифференцированных интрузивных комплексов кристаллизуются как породы лейкократовые, а железо выносятся за пределы системы летучими компонентами, что экспериментально доказано Л. Н. Овчинниковым.

Критерием рудоносности может служить интенсивное развитие контакто-метасоматических процессов. В ареале Дашкесанского интрузива они охватывают в десятки раз большие площади, чем в безрудном Кедабекском интрузиве, хотя размеры обоих массивов одинаковые (40 км²).

Важным критерием рудоносности гранитоидных комплексов является положительная корреляционная связь содержаний железа с летучими компонентами, четко устанавливаемая в Дашкесане и отсутствующая в Кедабеке. Выносом железа из расплава обусловлены значительно меньшая (в 2 раза) концентрация акцессорного магнетита (собственной минеральной формы железа) в Дашкесане по сравнению с дифференцированными, но безрудными интрузивами, меньшее количество железосодержащих породообразующих минералов, относительно низкая железистость биотита, би- и тримодальное распределение рудообразующих элементов и др. Критерии рудоносности, установленные на примере Дашкесана, хорошо согласуются с данными, приводимыми в работах В. В. Ляховича [3], А. А. Маракужева, М. Г. Руб и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных горных пород. — М.: Недра, 1981.
2. Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана. — М.: Недра, 1965.
3. Ляхович В. В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. — М.: Наука, 1983.
4. Ляхович В. В., Қоган Р. И., Мустафаев Г. В. Геохимические особенности гранитоидов Кедабекского и Дашкесанского интрузивов (Малый Кавказ)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 8. С. 10—22.
5. Мустафаев Г. В., Ганзеев А. А., Ляпунов С. М. К петрологии Дашкесанского гранитоидного массива//Изв. АН АзССР. Сер. Наука о Земле. 1983. № 2. С. 22—27.

Принята редколлегией 26 марта 1989 г.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 556.314 : 556.388

© С. Р. Крайнов, В. П. Закутин, 1991

Геохимическая типизация загрязненных подземных вод

С. Р. КРАЙНОВ, В. П. ЗАКУТИН (ВСЕГИНГЕО)

Гидрогеохимическое состояние среды — важнейший геологоэкономический фактор, поскольку химический состав используемых подземных вод оказывает прямое биохимическое воздействие на организм человека и его физиологические функции. Геохимическая сущность процессов, происходящих при загрязнении подземных вод, до недавнего времени оставалась не-

изученной. Между тем изменения химического состава подземных вод, особенно верхних водоносных горизонтов, в ряде регионов уже настолько значительны, что эти воды приобрели не свойственные им геохимические свойства. Они содержат значительные количества химических элементов, аномальных с позиций природной геохимии (рис. 1). В представлениях о гео-

Рис. 1. Элементы, обнаруживаемые в загрязненных подземных водах и порядок их максимальных концентраций, (мг/л)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
I 1							1 H	2 He	
II 2	3 Li n	4 Be 0, n	5 B n-100	6 C n-1000	7 N n-1000	8 O	9 F n-1000	10 Ne	
III 3	11 Na n-10000	12 Mg n-1000	13 Al n-100	14 Si n-1000	15 P n-10	16 S n-1000	17 Cl n-10000	18 Ar	
IV 4	19 K n-100	20 Ca n-1000	21 Sc 0,0 n	22 Ti n	23 V 0,0 n	24 Cr n	25 Mn n-10	Триады переходных элементов →	26 Fe n-1000
5	29 Cu n-10	30 Zn n-100	31 Ga n	32 Ge 0,0 n	33 As n-10	34 Se 0, n	35 Br n-10	36 Kr	27 Co n-10
V 6	37 Rb n-10	38 Sr n-100	39 Y 0,0 n	40 Zr 0,0 n	41 Nb 0, n	42 Mo n-10	43 Tc	Триады переходных элементов →	44 Ru 0,0 n
7	47 Ag 0,00 n	48 Cd 0, n- n	49 In 0,00 n	50 Sn 0,0 n	51 Sb 0, n	52 Te 0,0 n	53 I n-10	54 Xe	45 Rh
VI 8	55 Cs n	56 Ba n-10	57 La 0, n	72 Hf 0,00 n	73 Ta 0,00 n	74 W n	75 Re 0,00 n	Триады переходных элементов →	76 Os
9	79 Au	80 Hg 0,0 n	81 Tl 0,0 n	82 Pb n-10	83 Bi 0, n	84 Po	85 At	86 Rn	77 Ir
VII 10	87 Fr	88 Ra n-10-9	80 Ac	104 Ku					78 Pt

Лантаноиды

58 Ce 0, n	59 Pr 0,00 n	60 Nd 0,00 n	61 Pm	62 Sm 0,00 n	63 Eu 0,00 n	64 Gd 0,00 n	65 Tb 0,00 n	66 Dy 0,00 n	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb 0,00 n	71 Lu
---------------	-----------------	-----------------	-------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-----------------	-------	-------	-------	-----------------	-------

Актиниоиды

90 Th 0,0 n	91 Pa	92 U n	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 (No)	103 (Lr)
----------------	-------	-----------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	--------	--------	----------	----------

Геохимические типы загрязненных подземных вод

Геохимические типы загрязненных подземных вод	Элементы, концентрации которых могут превышать ПДК	Анионы — адденды, способствующие увеличению концентраций элементов
I. Кислые кислородные с высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала $pH < 5$; $Eh > 400$ мВ	Катионогенные: Li, Hg, Bi, Be, Ba, Zn, Cu, Pb, Cd, Co, Ni, Fe, Mn Комплексообразователи: Ti, Nb Анионогенные: S, Se, Te, As, Sb, B, Si, Mo, Cr (VI), NO_3^-	SO_4^{2-} , F^- , $ФK^{2-}$ и др. анионы органических кислот
II. Щелочные с низкими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала $pH > 9$; $Eh > 250$ мВ	Катионогенные: Na, Li, K, NH_4^+ Комплексообразователи: Zn, Cu, Pb, Ti, Nb Анионогенные: F, Mo, W, Si, B, P, Cr	OH^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , F, NH_3 , органические вещества
III. Околонейтральные кислородные с высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала pH 6—9; $Eh > 250$ мВ	Катионогенные: Na, Sr, B_2 Комплексообразователи: Zn, Cu, Pb, Cd, Be Анионогенные: S, Se, Te, Mo, As, Sb, Cr, NO_3^-	SO_4^{2-} , Cl^- , окисленные органические вещества
IV. Околонейтральные бескислородные — бессульфидные с низкими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала pH 6—9; Eh 0—250 мВ	Катионогенные: Fe, Mn, NH_4^+ , Tl Комплексообразователи: Zn, Cu, Pb, Be, Hg, Cd Анионогенные: S, As, Cr (III), P (III)	Cl^- , SO_4^{2-} , неокисленные органические вещества
V. Околонейтральные и щелочные с отрицательными значениями окислительно-восстановительного потенциала $pH > 6$; $Eh < 0$ мВ	Катионогенные: Na, NH_4^+ Комплексообразователи: Cd, Fe Анионогенные: S, F, Se, Te, As (III), Sb (III)	HS^- , S^{2-} , Cl^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , неокисленные органические вещества

химии загрязненных подземных вод, несмотря на многолетние специальные исследования [6, 7], все еще существует хаос, из которого часто следуют выводы о том, что в этих подземных водах возможны любые Eh — pH -состояния и любые концентрации неорганических и органических компонентов. Оказалось, что загрязняющие вещества в подземных водах формируют только строго определенные геохимические ситуации, при которых возможны только строго определенные предельные концентрации компонентов (таблица).

Преобладающая часть загрязняющих веществ, поступающих в подземные воды, геохимически активна. При

их поступлении в подземные воды происходят привнос отдельных новых растворенных веществ и изменение общих геохимических свойств подземных вод.

Геохимическая сущность формирования загрязненных подземных вод заключается не в формальном источнике загрязняющих стоков (например, промышленных, сельскохозяйственных и прочих), а в способности этих стоков изменять геохимическую среду подземных вод и соответственно изменять в них миграционные способности химических элементов.

Типичные примеры: поступление загрязняющих стоков горнопромышленных предприятий, разрабатывающих сульфидные месторождения, приводят

к увеличению в подземных водах H^+ , Fe^{3+} и других переменновалентных элементов в окисленной форме. В итоге формируются кислые (pH 3—4) подземные воды с высокими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала (более 400 мВ). Такие загрязненные подземные воды приобретают свойство растворять вмещающие породы и получают из этих пород химические элементы, не содержащиеся в стоках: Mn, Zn, Pb, As, F; Mo и др. Наоборот, стоки горнопромышленных предприятий, разрабатывающих месторождения различных редких элементов в щелочных породах, имеют высокие концентрации $H_3SiO_4^-$, CO_3^{2-} и других pH-зависимых веществ и это ведет к увеличению pH загрязненных подземных вод до 9—10 и более ($H_3SiO_4^- + H_2O = H_4SiO_4 + OH^-$; $CO_3^{2-} + H_2O = HCO_3^- + OH^-$ и т. д.). Одновременно в таких щелочных подземных водах вследствие взаимодействия с вмещающими породами увеличиваются концентрации многих аниогенных элементов, хорошо мигрирующих в щелочных средах (F, Ti, Nb, Th и др.). Аналогичные ситуации формируются в районах промышленных предприятий, допускающих сульфидные стоки.

Возникает вопрос — хаотичны ли и беспредельны изменения химического состава подземных вод под влиянием загрязняющих веществ или они вероятностно-детерминированы и имеют только определенный набор геохимических ситуаций и процессов. Это коренной вопрос геохимии загрязненных подземных вод, из решения которого следует не только типоморфный набор компонентов загрязненных подземных вод различного химического состава, но и возможности геохимического управления их качеством.

Наш опыт изучения гидрогеохимии техногенеза показал, что все разнообразие геохимических свойств загрязненных подземных вод, создаваемое в них промышленными, сельскохозяйственными, коммунально-бытовыми и прочими загрязнениями, сводится к созданию в этих водах только строго определенного и ограниченного набора геохимических ситуаций, выражаемых через суммарные Eh—pH-показатели этих вод (рис. 2).

Таким образом, все разнообразие химического состава загрязненных под-

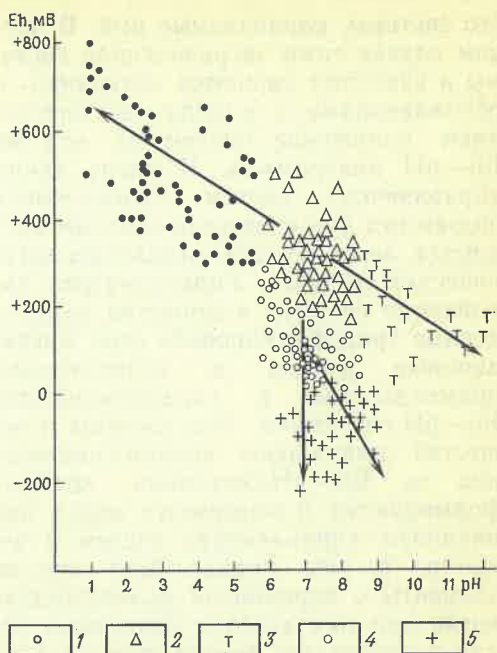


Рис. 2. Расположение фигуративных точек различных геохимических типов загрязненных подземных вод на диаграмме Eh—pH:

фигуративные точки загрязненных подземных вод; 1 — кислые с высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала; 2 — щелочные с низкими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала; 3 — околонеутральные кислородные воды с высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала; 4 — околонеутральные бескислородно-бессульфидные воды с низкими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала; 5 — околонеутральные и щелочные сульфидные воды с отрицательными значениями окислительно-восстановительного потенциала; стрелки — направления ухудшения вод

земных вод сводится к формированию определенных Eh—pH-ситуаций, внутри которых набор компонентов, их миграционные формы и концентрации (независимо от того, привносятся ли они загрязняющими веществами или дополнительно переходят из пород в результате гетерогенных взаимодействий) также детерминированы и соответственно термодинамически лимитированы.

Развивая этот вопрос дальше, мы пришли к выводу, что в загрязненных подземных водах имеются два типа геохимических систем и компонентов. Первый — это системы и вещества, управляющие Eh—pH-состояниями загрязненных подземных вод, второй —

это системы, управляемые ими. В первом случае сами загрязняющие системы и вещества являются потенциал- и рН-задающими и именно они определяют положение подземных вод на Eh—рН диаграммах. К числу таких управляющих систем загрязненных подземных вод относятся системы кислорода, серы, железа, отдельных органических веществ. Управляемыми называются системы и вещества, вынужденные трансформировать свои миграционные формы и концентрации применительно к складывающимся Eh—рН-ситуациям. Эти системы и вещества вынуждены «подлаживаться» под те Eh—рН-состояния, которые формируются в подземных водах под влиянием управляющих систем и веществ. К ним принадлежат многие элементы с переменной валентностью, когда они находятся в подземных водах в небольших концентрациях (железо, уран, марганец и др.), а также многие элементы — комплексообразователи (такие как бериллий, ртуть, кадмий, хром (III) и др.).

Каждый управляемый компонент загрязненных подземных вод имеет свои оптимальные Eh—рН-зоны стабильности существования в этих водах, вне которых он в растворенном состоянии существовать уже не может. Так, бериллий в кислых водах — хороший мигрант и может накапливаться до очень высоких (n , мг/л) концентраций. Однако при увеличении рН подземных вод, несмотря на комплексообразование, он гидролизует и осаждается в твердую фазу в виде $\text{Be}(\text{OH})_2$. Нитрат NO_3^- может находиться в подземных водах только при высоких значениях их окислительно-восстановительного потенциала в околонейтральной среде при Eh — более 200 мВ, а аммоний, наоборот, только при низких значениях этого потенциала — менее 200 мВ [4].

Отсюда следует важное положение о том, что инженерным технологическим переводом подземных вод из одного Eh—рН-поля в другое можно добиться снижения концентраций определенных загрязняющих компонентов. Этот вывод является геохимической основой управления качеством подземных вод, которое уже активно используется в прикладной гидрогеологии для получения питьевых подземных вод заданного оптимального качества.

Новые геохимические явления, происходящие в подземных водах под влиянием загрязняющих веществ. Естественные гидрогеохимические ситуации верхних водоносных горизонтов земной коры определяют преобладание в них подземных вод с относительно узким диапазоном их Eh—рН-состояний. Это преимущественно околонейтральные среды с преобладающими высокими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала — более 250 мВ. Такие воды в естественных условиях имеют весьма ограниченный круг нормируемых ГОСТом элементов, концентрации которых могут превышать предельно допустимые (ПДК). В зависимости от геохимических свойств пород и подземных вод это Sr, F, Se и реже в соответствующих металлогенетических провинциях Be, As. Геохимические ситуации, аномальные по отношению к геохимическим свойствам подземных вод, в верхних водоносных горизонтах в естественных условиях редки и создаются или особыми геохимическими свойствами пород (например, наличием окисляющихся сульфидных минералов или резкощелочных пород), или особыми биогеохимическими условиями, вызывающими процессы сульфатредукции.

Сейчас уже известно появление и расширение гидрогеохимических явлений, совершенно не свойственных естественному ходу формирования химического состава подземных вод и необычных с позиций нормальной геохимии подземных вод. К ним относятся: появление совершенно новых геохимических типов подземных вод; увеличение распространения щелочных и кислых подземных вод; снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод верхних горизонтов; инверсия их окислительно-восстановительной зональности и т. д.

Формирование новых геохимических типов подземных вод. В настоящее время установлено достаточно много новых геохимических типов подземных вод, особенно кислых и щелочных, но наиболее геохимически и экологически значимым в этом отношении надо считать формирование подземных вод, в анионном и катионном составе которых преобладают соединения азота. В районах активного использования сельскохозяйственных удобрений уже

известны и относительно широко распространены $\text{NO}_3\text{-Ca}$ и $\text{NO}_3\text{-Na}$ подземные воды, а в районах промышленных стоков ряда предприятий $\text{NH}_4\text{-CO}_3(\text{HCO}_3)$ воды. Азот не имеет Eh-pH -ограничений миграции в подземных водах. При изменении Eh-pH -состояний подземных вод азот трансформирует хорошо растворимые формы в не менее растворимые и продолжает накапливаться в подземных водах уже в иных формах.

Качество приспособления растворимых форм азота к различным геохимическим ситуациям определяет чрезвычайно широкий геохимический диапазон его водной миграции и способность накапливаться в подземных водах практически во всем природном интервале Eh-pH -состояний подземных вод. Такое приспособление осложняет технологическое освобождение подземных вод от азота. В результате во многих сельскохозяйственных регионах формирующиеся в верхних водоносных горизонтах воды становятся нитратно-гидрокарбонатными и гидрокарбонатно-нитратными, нитратно-сульфатными и сульфатно-нитратными и т. д. Такие воды содержат NO_3^- в концентрациях сотни миллиграммов и даже граммов на 1 л при ПДК, равном 45 мг/л. Более того, в аридных регионах вследствие испарительного концентрирования нитратных грунтовых вод формируются нитратные солончаки и даже отложения техногенной натриевой селитры. Площади нитратных вод в сельскохозяйственных регионах увеличиваются, поскольку данные мониторинга свидетельствуют о неуклонном направленном увеличении концентрации NO_3^- в грунтовых водах таких регионов [4]. В связи с увеличением количества вносимых удобрений естественный процесс денитрификации отстает от темпов роста техногенного внесения NO_3^- в подземные воды.

Аммонийные подземные воды распространены гораздо меньше, чем нитратные. Однако имеется достаточно много районов, где они формируются. Кроме того, сточные воды очень многих производств содержат до нескольких граммов на 1 л NH_3 и NH_4^+ . Несмотря на очистку, часть этих компонентов поступает в грунтовые воды. Аммиак реагирует с водой по схеме $\text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{NH}_4^+ + \text{OH}^-$ и это приво-

дит к значительному увеличению pH раствора. Одномолярный раствор аммиака $\text{pH} \approx 12$. Поступление таких растворов даже в небольших концентрациях в грунтовые воды создает в них экологически недопустимую среду, поскольку ПДК по NH_4^+ , по данным некоторых стран, находятся в пределах n мг/л. На фоне таких ПДК мы имеем совершенно уникальные ситуации, когда в районе поступления сточных вод в грунтовые воды они приобретают не только $\text{CO}_3\text{-NH}_4$, но даже OH-NH_4 состав с pH до 12 и более.

Высокие концентрации NH_4^+ в подземных водах связывались только с промышленным загрязнением, но в последние годы отмечено региональное распространение нитратного и аммонийного загрязнения подземных вод верхних водоносных горизонтов [1, 4]. Основная причина — использование животноводческих и коммунально-бытовых стоков в качестве удобрений. В результате происходит снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод до значений < 250 мВ и создаются геохимические и биохимические среды, благоприятные для сохранения и накопления NH_4^+ в этих водах. Региональные концентрации NH_4^+ при этом достигают нескольких миллиграммов на 1 л.

Увеличение площадей распространения щелочных и кислых грунтовых вод. Загрязнение подземных вод закономерно приводит к изменению их кислотно-щелочных состояний. Наиболее активное увеличение площадей щелочных вод происходит в районах золотых руд, горнодобывающих предприятий, эксплуатирующих месторождения редких элементов в щелочных породах, а также в районах многих производств (металлургических, химических и др.). Обычный pH таких загрязненных щелочных подземных вод составляет 8—9, хотя редко максимальные значения pH загрязненных подземных вод достигают 11—12.

Имеется два основных источника формирования кислых грунтовых вод — так называемые кислые дожди и кислые промышленные стоки. Во многих регионах грунтовые воды под влиянием кислых дождей уже стали кислыми сульфатными и содержат высокие концентрации Fe, Al, Zn, Cu, Cd. Геохимическая проблема здесь состоит в том, что далеко не всегда подземные

грунтовые воды изменяют рН под влиянием кислых дождей. Обращает на себя внимание то, что снижение рН грунтовых вод под влиянием кислых дождей происходит преимущественно в северных регионах, характеризующихся малой минерализацией грунтовых вод. В аридных регионах, несмотря на то что кислые дожди там также существуют, изменение рН грунтовых вод или вообще не проявляется или проявляется в малой степени. Причина достаточно простая. Влияние кислых дождей на химический состав грунтовых вод зависит от степени карбонатной буферности этих вод, определяемой соотношениями между HCO_3^- и CO_2 (поскольку $\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ = \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ и соответственно $\text{a}_{\text{H}^+} = \frac{\text{a}_{\text{CO}_2}}{\text{K}_{\text{aCO}_2}}$, или $\text{pH} = \lg K + \lg \text{a}_{\text{HCO}_3^-} - \lg \text{a}_{\text{CO}_2}$). По нашим данным, содержания HCO_3^- в грунтовых водах Карелии, Кольского п-ова, севера европейской части СССР составляют всего n мг/л — первые десятки мг/л. Они соизмеримы с концентрациями CO_2 . Поэтому указанное соотношение, определяющее рН этих вод, чрезвычайно подвижно и неустойчиво. Небольшие вмешательства, минимально изменяющие концентрации HCO_3^- и CO_2 в таких водах, приводят к изменению их рН. Наши наблюдения показали, что выпадение кислых дождей в таких ситуациях приводило к мгновенному снижению рН грунтовых вод до значений порядка 4 и менее. При этом наиболее сильное снижение рН грунтовых вод происходило на площадях распространения силикатных пород, обладающих минимальной карбонатной буферностью. В зоне грунтовых вод континентального засоления карбонатные равновесия сдвинуты в сторону HCO_3^- и даже CO_3^{2-} . Суммарные концентрации этих анионов в грунтовых водах составляют сотни миллиграммов на 1 л при минимальных концентрациях CO_2 [2]. Такие соотношения между $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ и CO_2 определяют дефицит равновесной CO_2 и, как следствие этого, насыщение и пересыщение грунтовых вод карбонатом кальция. В итоге происходит образование карбоната кальция в корках выветривания. В таких геохимических ситуациях, обладающих высокой карбонатной буферностью среды, кислые

дожди практически не влияют на рН грунтовых вод, они нейтрализуются как грунтовыми водами, так и карбонатами кор выветривания.

Снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод и инверсия их окислительно-восстановительной зональности. Снижение окислительно-восстановительного потенциала подземных вод, особенно грунтовых, обычно вызывается неокисленными ОВ, присутствующими в промышленных, сельскохозяйственных и коммунально-бытовых стоках. Эти неокисленные ОВ потребляют кислород на свое окисление и различные химические трансформации, вызывают анаэробные и аэробные биохимические процессы. В результате концентрации кислорода в грунтовых подземных водах снижаются (при обычных концентрациях в незагрязненных водах до 10 мг/л) или он вообще исчезает. Такие грунтовые подземные воды, где нет кислорода, широко распространены в районах с высокой техногенной нагрузкой. Их окислительно-восстановительный потенциал изменяется с нормальных значений — 400—500 до 250 мВ и менее. Это новое качество подземных вод в районах их загрязнений вызывает важнейшее отрицательное последствие — создает геохимическую среду, благоприятную для миграции и накопления таких резко токсичных химических компонентов, как аммоний и фосфор. Кроме того, подземные воды приобретают весь комплекс элементов, восстановленные соединения которых более растворимы, чем окисленные. Это прежде всего железо и марганец, концентрации которых достигают соответственно $n - n \cdot 10$ и n мг/л [2], что выше их ПДК в подземных водах (соответственно 0,3 и 0,1 мг/л). Поэтому существующее в настоящее время региональное снижение окислительно-восстановительного потенциала загрязненных подземных вод верхних водоносных горизонтов выводит их из разряда кондиционных сразу по нескольким компонентам.

Имеются два типа регионов, где происходят такие изменения химического состава подземных вод: городские аггломерации, в которых решающая роль в снижении окислительно-восстановительного потенциала подземных вод принадлежит коммунально-быто-

вым стокам и свалкам, и сельскохозяйственные территории, в геохимии которых важнейшее значение имеют животноводческие стоки, потребляемые как удобрения и вносимые на поля во все более значительных количествах.

Интенсивность снижения Eh может быть очень высокой. Так, установлено [10], что при использовании коммунально-бытовых стоков в качестве удобрений вертикальный градиент уменьшения содержаний O_2 в зоне аэрации может составлять 1—2 мг/л на 1 см (!). В результате этого возникает своеобразная инверсия окислительно-восстановительной зональности подземных вод: воды верхних горизонтов обладают уже не высокими (как в естественных условиях), а низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала, опускающимися до 100 мВ и менее (рис. 3). В таких случаях уже близповерхностные грунтовые воды имеют очень высокие концентрации NH_4^+ , O_2^- , $H_2PO_4^-$, Fe^{2+} , Mn^{2+} , намного превышающие их ПДК. Происходит своеобразное отравление подземных вод, удерживающееся достаточно длительное время. После устранения источника загрязнения они могут сохраняться в течение 10—20 лет. Одна из причин этого заключается в том, что, например, NH_4^+ вследствие сорбционных процессов уходит в мелкодисперсную твердую фазу зоны аэрации, являющуюся дополнительным источником аммония для подземных вод.

Изменение миграционных форм химических элементов в подземных водах и расширение Eh—pH диапазонов их водной миграции. Происходящие в загрязненных водах изменения миграционных форм элементов имеют не только геохимические, но и экологические последствия, поскольку при этом возможны преобразования менее токсичных форм элементов в более токсичные. Мы уже отмечали, что при снижении окислительно-восстановительного потенциала подземных вод происходят трансформации менее токсичных соединений азота (NO_3^-) и мышьяка (As V) в более токсичные NO_2^- , NH_4^+ и As (III). Это наиболее простые трансформации в загрязненных подземных водах.

Гораздо большее значение для расширения геохимических диапазонов

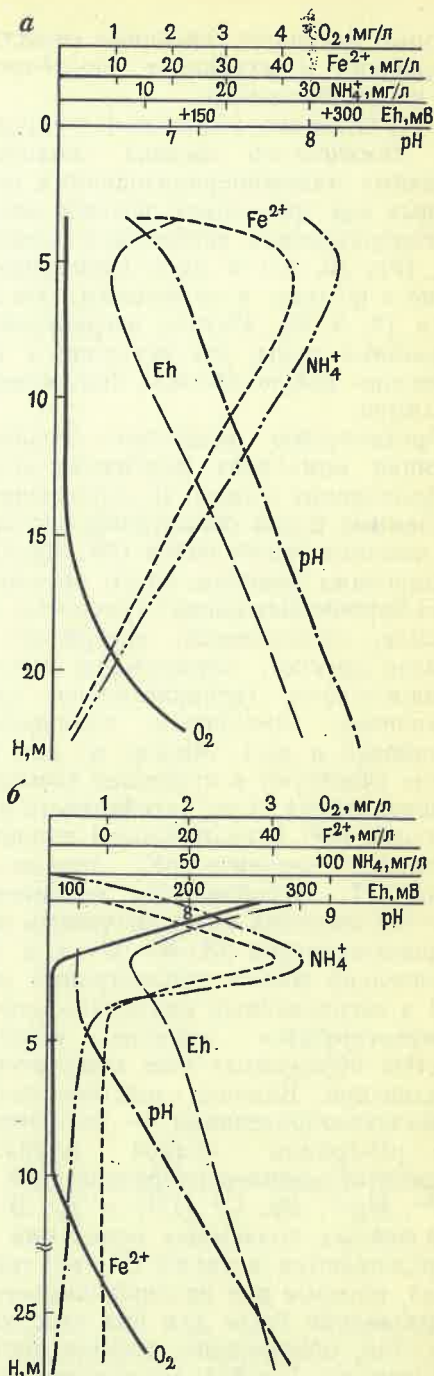


Рис. 3. Изменения Eh—pH-состояния подземных вод и концентраций в них O_2 , Fe^{2+} и NH_4^+ в вертикальном разрезе подземных вод территорий, удобряемых животноводческими стоками (полигон Рокай): скважины: а — 11-82, 11-92, 12-44; б — 11-88, 11-89, 11-91

миграции химических элементов, приобретения подземными водами новых экологических качеств имеют процессы комплексообразования элементов с ОВ,

которые изменяют токсичные свойства соединений и ухудшают способность вод к самоочищению.

В естественных условиях формирования химического состава околонеутральных маломинерализованных подземных вод происходит обычное комплексообразование химических элементов (Fe, Al, Cu и др.), преимущественно с фульво- и гуминовыми кислотами [2, 3, 9]. Изучая загрязненные подземные воды, мы вступили в совершенно новую область техногенной геохимии.

Органическое вещество — преобладающий компонент различных видов загрязняющих стоков. В загрязненных подземных водах обнаружено несколько десятков тысяч видов ОВ. Идентифицировано большое число органических карбоновых кислот (уксусная, лимонная, салициловая, тартратная и многие другие), обнаружены многие аминокислоты (аспарагиновая, глутаминовая, глициновая, аланиновая, лизиновая и др.). Многие из них активно участвуют в процессах комплексообразования. Так, устойчивость соединений Fe^{3+} с салициловой кислотой достигает значения pK_1 , превышающего 17; устойчивость соединения Cu^{2+} со многими аминокислотами превышает значения pK_1 8—10 и т. д. Относительно малые концентрации всех ОВ в загрязненных подземных стоках компенсируются высокой устойчивостью образуемых ими комплексных соединений. Важное следствие такого комплексообразования — расширение Eh—pH-границ водной миграции элементов-комплексообразователей — Fe^{3+} , Hg^{2+} , Be, Cr (III) и др. В загрязненных подземных водах они обнаруживаются в таких Eh—pH-ситуациях, которые вне явлений комплексообразования были для них невозможны. Так, обнаружены десятки миллиграммов на 1 л Fe^{3+} в кислородсодержащих околонеутральных подземных водах при значениях Eh, значительно превышающих, исходя из Eh—pH-диаграммы Fe — H_2O , верхние пределы его нахождения в подземных водах. По нашим данным, в присутствии комплексообразующих органических кислот Fe^{3+} удерживается от гидролиза в околонеутральных подземных водах до значений Eh порядка 400—450 мВ. При таких значениях окислительно-восстановительного потенциала и отсутствии

ОВ этот катион должен осаждаться в твердую фазу $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Одновременно расширяются и нижние Eh границы нахождения Fe^{3+} в подземных водах, поскольку при наличии ОВ, участвующих в комплексообразовании, реальные окислительно-восстановительные потенциалы системы $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ основательно снижаются, достигая значений $Eh < 0$ мВ. Это значит, что в околонеутральных средах Eh-область существования Fe^{3+} в загрязненных подземных водах может достигать отрицательных значений окислительно-восстановительного потенциала.

Наиболее экологически опасны процессы метилирования многих химических элементов в подземных водах. Метилловый радикал широко распространен в гидрогеохимических системах [5, 8]. Он обязан своим происхождением микробиологическим процессам. Халькофильные элементы образуют с ним весьма токсичные соединения — метилированные соединения ртути $(\text{CH}_3)_2\text{Hg}$, мышьяка $(\text{CH}_3)_3\text{As}$, свинца $(\text{CH}_3)_2\text{Pb}$, олова $(\text{CH}_3)_4\text{Sn}$, германия $(\text{CH}_3)_4\text{Ge}$ и др. Растворимость данных соединений велика (n 10— n 100 мг/л), что определяет возможность накопления всех этих элементов в загрязненных подземных водах.

Происходящее в настоящее время активное поступление загрязняющих веществ в подземные воды означает, что мы вступаем в область новой — техногенной геохимии подземных вод, для которой характерны новые и необычные для нас гидрогеохимические явления.

К важнейшим современным задачам в геохимическом изучении загрязнений подземных вод относятся следующие.

Прогноз изменений химического состава подземных вод под влиянием загрязняющих веществ. Большинство компонентов загрязняющих веществ по своей геохимической сущности не являются консервативными компонентами, а активно участвуют в геохимических процессах, происходящих в гомогенной системе подземных вод и гетерогенной системе подземная вода — порода. Поэтому методы прогноза должны учитывать такие взаимодействия. Для их разработки должен быть осуществлен синтез транспортных и физико-химических моделей миграции загрязняющих веществ. Эти модели и

алгоритмы, позволяющие их рассчитывать, должны быть объединены в единый вычислительный компьютерный комплекс.

Определение предельных допустимых загрязняющих нагрузок на подземные воды различных геохимических типов. Подземные воды всегда обладают определенной степенью буферности по отношению к загрязняющим веществам, позволяющей перерабатывать эти вещества без ущерба для их качества, определяемого ГОСТом. Способность к такой буферности и переработке зависит от геохимических свойств подземных вод, т. е. от концентраций рН и Eh задающих компонентов. Расчет этой буферности и определение допустимых предельных нагрузок на гидрогеохимическую среду сейчас вполне возможен на основе расчетных компьютерных моделей, базирующихся на принципах химической термодинамики.

Управление качеством подземных вод. Эта современная задача, которая уже решается по отношению к отдельным компонентам загрязненных подземных вод (железо, соединения азота). Перевод различных геохимических типов подземных вод из одного Eh—рН-поля в другое должен приводить к освобождению подземных вод от определенных загрязнителей. Такой перевод может быть осуществлен гидрогеологическими и инженерно-технологическими мероприятиями на основе решения обратных задач компьютерного геохимического моделирования про-

цессов, формирующих химический состав подземных вод [5]. Результаты компьютерного моделирования гидрогеохимических явлений показывают, что число управляемых загрязняющих компонентов может быть достаточно большим [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климас А. И., Забулис Р. М., Кадунас К. С. Гидрогеологические условия загрязнения подземных вод соединениями азота//Геология. Вильнюс, 1988. Т. 9. С. 53—64 (Тр. вузов Лит. ССР).
2. Крайнов С. Р., Швец В. М. Геохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. — М.: Недра, 1987.
3. Крайнов С. Р., Соломин Г. А., Закутин В. П. Железо в подземных водах хозяйственно-питьевого назначения. — М.: ВИЭМС, 1987.
4. Крайнов С. Р., Закутин В. П., Соломин Г. А. Соединения азота в подземных водах хозяйственно-питьевого назначения: Обзор. Сер. Гидрогеология. — М.: ВИЭМС, 1989.
5. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии/Под ред. С. Р. Крайнова. — М.: Недра, 1988.
6. Тютюнова Ф. И. Физико-химические процессы в подземных водах//Взаимосвязь с антропогенными факторами. — М.: Наука, 1976.
7. Тютюнова Ф. И. Гидрогеохимия техногенеза. — М.: Наука, 1987.
8. Dissanayake C. B. Metal-organic interaction in environmental pollution//Intern. J. Environmental Stud. 1983. Vol. 22. P. 25—42.
9. Lee V. H. Aluminium speciation in different water types//Ecol. Bull. 1985. Vol. 35. P. 109—119. Stockholm.
10. Ronen D., Magaritz M., Almon E. Anthropogenic anoxification („eutrophication“) of the water table region of a deep phreatic aquifer//Water resources research. 1987. Vol. 23. N 8. P. 1554—1560.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 521.15

© Влер Х. Ахияров, 1991

Влияние вращения на устойчивость движения планет

ВЛЕР Х. АХИЯРОВ (ВНИИгеоинформсистем)

Гелиоцентрическая система движения планет Н. Коперника, законы кинематики Солнечной системы И. Кеплера и закон всемирного тяготения И. Ньютона позволили их последователям создать небесную механику, которая в настоящее время позволяет с высокой точностью определять параметры движения планет Солнечной системы.

Наиболее известный закон И. Кеплера связывает периоды обращения двух планет (T_1 , T_2) с их средними расстояниями (R_1 , R_2) от Солнца:

$$T_1^2 : T_2^2 = R_1^3 : R_2^3, \quad (1)$$

Из других закономерностей можно отметить правило Тициуса—Боде, ко-

торое позволяет определять расстояния от Солнца до планет:

$$R = 0,3 \cdot 2^n + 0,4, \quad (2)$$

где $n = -\infty$ — Меркурий, $n = 0$ — Венера, $n = 1$ — Земля, $n = 2$ — Марс и т. д.

С использованием этого правила ($n = 3$) была предсказана орбита неизвестной планеты, где впоследствии был открыт пояс астероидов.

Приведенные закономерности получены по результатам наблюдений за движением планет и не раскрывают физические процессы, которым они обязаны. Следует отметить, что астрономов всегда интересовал вопрос о том, почему планеты выбрали именно те орбиты, по которым они движутся. Нет также объяснения и найденным резонансным соотношениям орбитального обращения и осевого вращения планет.

Из небесной механики известно, что бесконечно малые возмущающие силы гравитации при длительном времени воздействия могут привести к существенным изменениям в движении планет. Так, по возмущающему воздействию на движение планеты Уран другой неизвестной планеты расчетным путем (Адамс и Леверье) были точно предсказаны координаты этой неизвестной планеты, и в указанном месте астрономы (Галле, 1846) увидели планету Нептун.

Рассмотрим обратную задачу, т. е. стабилизирующее влияние малых возмущающих сил гравитации для поддержания постоянства параметров орбиты планет. Природу возникновения этих сил будем искать из допущения неоднородности внутреннего строения вращающихся вокруг оси планет и Солнца. Для этого представим их геометрические центры вращения и центры масс не совмещенными, и тогда для вращающегося тела наряду с постоянным гравитационным полем будет присутствовать и его переменная составляющая. Таким образом, небесные тела солнечной системы будут находиться под воздействием гравитационных волн, создаваемых ими же. Исходя из этого, в упрощенном варианте рассмотрим возможные последствия взаимодействия переменных составляющих гравитационных полей. Мгновенные значения силы переменной составляющей гравитационного притяже-

ния Солнцем планет или между планетами можно оценить, исходя из закона всемирного тяготения:

$$\Delta F_n = F_0 \left(1 - \frac{R_0^2}{R_i^2} \right), \quad (3)$$

где ΔF_n — мгновенное значение силы переменной составляющей гравитационного притяжения между вращающимися вокруг оси небесными телами; F_0 — постоянная составляющая силы гравитационного притяжения, когда расстояния между центрами масс и вращения равны; R_0 — расстояние между центрами вращения; R_i — мгновенное расстояние между центрами масс.

Кроме сил гравитационного притяжения, на Солнце и планеты действуют тангенциальные силы приливного трения. Переменную составляющую этой силы, действующую на планеты, можно оценить по следующей формуле:

$$\Delta F_\tau = K F_0^2 \left(1 - \frac{R_0^6}{R_i^6} \right), \quad (4)$$

где K — коэффициент пропорциональности, зависящей от параметров планет и Солнца.

Рассмотрим наиболее простой случай, когда на планету действуют силы ΔF_n и ΔF_τ со стороны Солнца и какой-либо другой планеты, например, наиболее массивного Юпитера. При этом можно найти такое расположение этих трех тел, когда векторная сумма сил ΔF_n и ΔF_τ Солнца и Юпитера с учетом их вращения вокруг оси будет оказывать ускоряющее или замедляющее действие на движение третьего тела (рис. 2). При движении Юпитера вокруг Солнца аналогичная ситуация может повторяться многократно, образуя геометрическое место точек на орбите планеты. Если ввести квантование периодов вращения Солнца и Юпитера, то получим множество подобных орбит. По такой схеме взаимодействия небесных тел Юпитеру подходит роль ведущей, а остальные планеты становятся ведомыми.

Ускоряющее действие сил ΔF_n и ΔF_τ Солнца и Юпитера не будет давать планетам приближаться к Солнцу, а замедляющее, наоборот, будет сдерживать удаление от него. В соответствии с этим планеты движутся по эллиптическим орбитам.

Исходя из вышеизложенной предположки и параметров вращения цент-

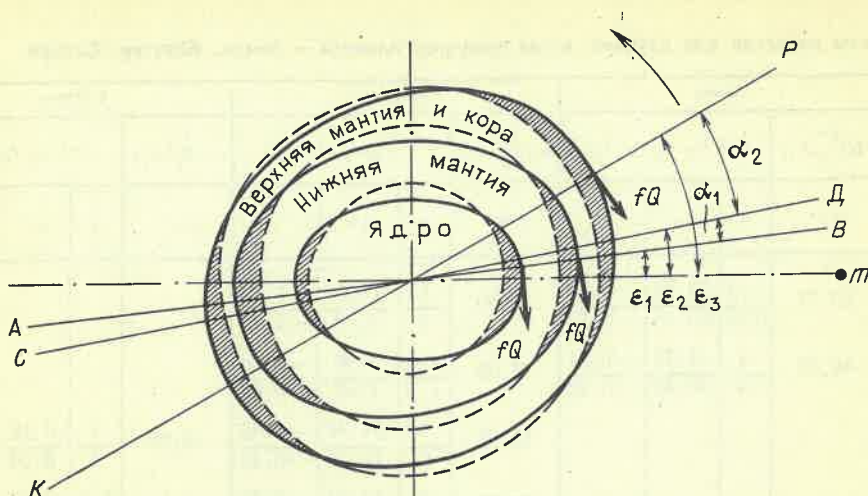


Рис. 1. Схема сдвига углов приливных выступов слоев Земли и изменения направлений сил приливного трения для них:

AB, CD, KP — направления приливных выступов, обусловленные упругими свойствами сло-

ев; $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ — углы запаздывания приливных выступов слоев; α_1, α_2 — разность углов приливных выступов прилегающих слоев; fQ — направления сил приливного трения

рального тела (Солнца) и ведущей планеты (Юпитера) можно расчетным путем определить радиусы устойчивых орбит планет. Для внутренних планет:

$$R_{вт} = R_{ю} \sin(n\varphi), \quad (5)$$

где $R_{вт}$ — среднее расстояние от Солнца внутренних планет; $R_{ю}$ — среднее расстояние от Солнца Юпитера; n — квантовые числа (1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 и т. д.); φ — угол поворота Солнца вокруг оси до совпадения линий действия силы ΔF_n Юпитера и $\Delta F_{\odot}$ Солнца. Угол φ представляет сумму из нескольких составляющих.

1. Угол поворота Солнца за один полный оборот вокруг оси Юпитера:

$$\gamma = \frac{t_{ю}}{t_{ц}} 360^\circ, \quad (6)$$

где $t_{ю}$ — период вращения Юпитера; $t_{ц}$ — период вращения Солнца.

2. Дополнительный угол поворота Солнца до совпадения направлений сил ΔF_n Солнца и $\Delta F_{\odot}$ Юпитера без учета движения Юпитера по орбите:

$$\beta = 360^\circ \left(\frac{t_{ю}^2}{t_{ц}^2} + \frac{t_{ю}^3}{t_{ц}^3} \right). \quad (7)$$

3. Дополнительный угол поворота Солнца по условиям п. 2 за счет движения Юпитера по орбите:

$$\theta = 360^\circ \left(\frac{t_{ю}}{T_{ю}} + \frac{t_{ю}^2}{T_{ю} t_{ц}} \right), \quad (8)$$

где $T_{ю}$ — период обращения Юпитера по орбите.

Таким образом:

$$\varphi = \gamma + \beta + \theta = 360^\circ \left[\frac{t_{ю}}{t_{ц}} + \left(\frac{t_{ю}^2}{t_{ц}^2} + \frac{t_{ю}^3}{t_{ц}^3} \right) + \left(\frac{t_{ю}}{T_{ю}} + \frac{t_{ю}^2}{T_{ю} t_{ц}} \right) \right]. \quad (9)$$

Из аналогичных рассуждений можно вывести формулу для определения радиусов орбит внешних планет:

$$R_{вн} = R_{ю} / \cos(n\psi), \quad (10)$$

где $R_{вн}$ — радиус орбиты внешних планет:

$$\psi = \gamma + \theta = 360^\circ \left[\frac{t_{ю}}{t_{ц}} + \left(\frac{t_{ю}}{T_{ю}} + \frac{t_{ю}^2}{T_{ю} t_{ц}} \right) \right]. \quad (11)$$

Из формул (5), (9), (10) и (11) видно, что достоверность определения расстояний планет от Солнца зависит от точности измерения периодов вращения Солнца и ведущей планеты Юпитера. При известных расстояниях можно уточнить периоды вращения, воспользовавшись формулами, полученными объединением формул (1) и (5), а также (1) и (10):

$$R_{вт}^3 : R_{ю}^3 = \sin^3(n\varphi) = T_{вт}^2 : T_{ю}^2, \quad (12)$$

$$R_{ю}^3 : R_{вн}^3 = \cos^3(n\psi) = T_{ю}^2 : T_{вн}^2, \quad (13)$$

где $T_{вт}$ и $T_{вн}$ — соответственно периоды обращения внутренних и внешних планет.

1. Результаты расчетов для случаев, когда ведущая планета — Земля, Юпитер, Сатурн

Ведомые планеты	Земля				Юпитер				Сатурн			
	$=f(T'_3, T_i)$		$\varphi=f(t_{ц}, t_3, t_i, T_3)$		$=f(T'_{10}, T_i)$		$\varphi=f(t_{ц}, t_{ю}, t_i, T_{ю})$		$=f(T'_c, T_i)$		$\varphi=f(t_{ц}, t_c, t_i, T_c)$	
	$n \varphi^\circ$	n	$n \varphi^\circ$	δ°	$n \varphi^\circ$	n	$n \varphi^\circ$	δ°	$n \varphi^\circ$	n	$n \varphi^\circ$	δ°
Меркурий	22,77	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{23,68}{23,18}$	$\frac{-0,89}{-0,41}$	4,30	$\frac{1}{1}$	$\frac{5,97}{5,78}$	$\frac{-1,70}{-1,48}$				
Венера	46,33	$\frac{3}{3}$	$\frac{47,37}{46,35}$	$\frac{-1,04}{-0,02}$	7,99	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{8,96}{8,67}$	$\frac{-0,96}{-0,68}$				
Земля					11,08	$\frac{2}{2}$	$\frac{11,94}{11,56}$	$\frac{-0,85}{-0,48}$	6,02	$\frac{1}{1}$	$\frac{6,18}{6,04}$	$\frac{-0,15}{-0,02}$
Марс					17,03	$\frac{3}{3}$	$\frac{17,91}{17,34}$	$\frac{-0,88}{-0,31}$	9,19	$\frac{1,5}{1,5}$	$\frac{9,27}{9,06}$	$\frac{-0,08}{+0,13}$
Юпитер					$n \psi^\circ$	$\frac{n \psi_1^\circ}{n \psi_2^\circ}$			33,04	$\frac{5,5}{5,5}$	$\frac{33,99}{33,22}$	$\frac{-0,95}{-0,18}$
Сатурн					56,96	$\frac{10}{10}$	$\frac{58,70}{56,90}$	$\frac{-1,78}{+0,06}$	$n \psi^\circ$	$\frac{n \psi_1^\circ}{n \psi_2^\circ}$		
Уран					74,27	$\frac{13}{13}$	$\frac{76,31}{73,97}$	$\frac{-2,06}{+0,30}$	60,18	$\frac{10}{10}$	$\frac{60,08}{59,4}$	$\frac{-0,62}{+0,78}$
Нептун					80,04	$\frac{14}{14}$	$\frac{82,18}{79,66}$	$\frac{-2,15}{+0,38}$	71,50	$\frac{12}{12}$	$\frac{72,96}{71,28}$	$\frac{-1,45}{+0,22}$
Плутон					82,42	$\frac{14,5}{14,5}$	$\frac{85,12}{82,50}$	$\frac{-2,68}{-0,08}$	76,00	$\frac{12,5}{12,5}$	$\frac{76,00}{74,25}$	$\frac{0}{+1,75}$

Примечание. В числителе: $t_{ц}=607$ ч, $t_3=23,934$ ч (Земля); $t_{ц}=607$ ч, $t_{ю}=9,84$ ч (Юпитер); $t_{ц}=607$ ч, $t_c=10,23$ ч (Сатурн). В знаменателе: $t_{ц}=621$ ч, $t_3=23,934$ ч (Земля); $t_{ц}=621$ ч, $t_{ю}=9,76$ ч (Юпитер); $t_{ц}=621$ ч, $t_c=10,23$ ч (Сатурн).

Уравнения (12), (13) также могут быть использованы для проверки наличия резонанса по отдельным элементам и в целом Солнечной системы. При этом каждая планета проверяется как ведущая. Например, если параметры двух планет удовлетворяют уравнениям (12) и (13) при перестановке их местами, т. е. когда ведущая становится ведомой, то они находятся в состоянии полного резонанса. Это, в свою очередь, показывает наличие положительной обратной связи взаимодействия переменных составляющих гравитационных полей (ΔF_n и ΔF_c) между планетами, что предопределяет устойчивость системы из трех и более тел.

Правомочность утверждения высказанных положений рассмотрим на примере сравнения резонансных углов ($n\varphi$ и $n\psi$), вычисленных по периодам вращения вокруг оси и измеренных времен обращения планет по орбитам.

В табл. 1 приведены результаты расчетов для случаев, когда в качестве ведущих планет приняты Юпитер, Сатурн и Земля. Сопоставление углов $n\varphi$ с $n\psi_1$ и $n\psi$ с $n\psi_1$, вычисленных по параметрам планет и Солнца с полученными по астрономическим измерениям, говорит о существенных расхождениях между ними. Общим является то, что углы невязки δ_1 имеют отрицательные значения, если за более достоверные принять результаты по периодам обращения планет. Угол невязки δ_1 уменьшится, если принять больший период вращения Солнца, т. к. вращение Солнца имеет дифференциальный характер и высокоширотные зоны вращаются медленнее чем экваториальная.

Кроме того, период вращения Солнца определен по верхнему газовому слою, и не известно, с каким периодом вращаются нижние слои. Поэтому принятое значение периода сидерического

вращения (на широте 16°), соответствующее 25,38 сут (607 ч), может не совпадать с периодом вращения основной массы Солнца. Уточнить период вращения основной массы Солнца можно расчетным путем, используя формулы (12), (13) и максимально уменьшив угол невязки δ_1 . Для этого необходимо выбрать ведущую планету, период вращения которой определен с высокой точностью. В данном случае можно использовать Землю как ведущую планету по отношению к Венере. При этом минимальному углу невязки $\delta_2 = 0,02^\circ$ соответствует период вращения Солнца, равный 25,95 сут (621 ч), что на 0,57 сут больше общепринятого. Использование указанного периода вращения Солнца для расчета резонансных углов Юпитера и Сатурна с другими планетами уменьшает углы невязки δ_2 . Следует отметить, что они для Сатурна и внешних планет стали иметь положительный знак. Забегая вперед, скажем, что перемена знака угла невязки при переходе от внутренних планет к внешним должна иметь физический смысл. Одним из условий является соответствие принятых для расчетов периодов вращения ведущей планеты и Солнца их истинным значениям.

Более подробно этот вопрос рассмотрим на примере Юпитера, т. к. он создает резонансные углы $n\varphi$ и $n\psi$ со всеми остальными планетами и, следовательно, их устойчивое движение по своим орбитам (см. табл. 1). Поэтому его можно считать главной ведущей планетой Солнечной системы. Однако период вращения Юпитера, также как Солнца и Сатурна, определен по верхнему газовому слою, и неизвестно, с каким периодом вращаются нижние слои и основная масса планеты. Принимая за истину ранее определенный период вращения Солнца, равный 25,95 сут, попробуем подобрать период вращения Юпитера таким образом, чтобы свести к минимуму угол невязки δ_2 . Это удастся при периоде вращения Юпитера, равном 9,76 ч. Если его сравнивать с общепринятым значением 9,84 ч, то получается, что внутренние слои планеты, характеризующие ее основную массу, вращаются быстрее на 4,8 мин. Полностью отметим возможное увеличение периода вращения внутренних слоев Сатурна по отношению к поверхност-

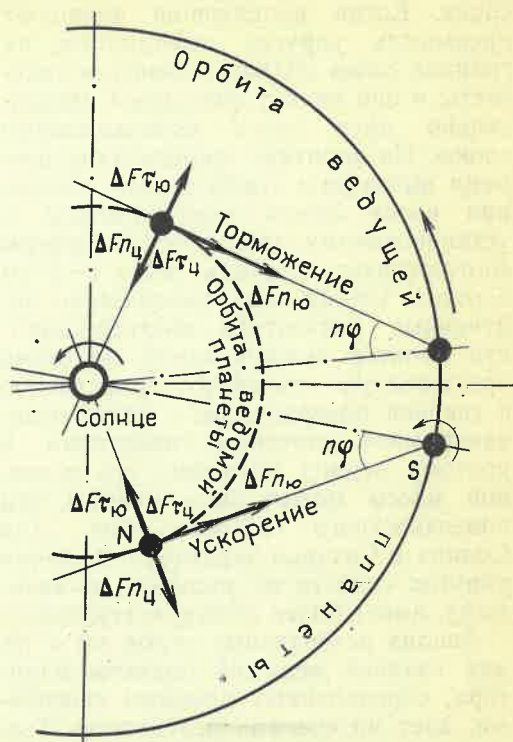


Рис. 2. Схема удержания ведомой планеты на устойчивой орбите под действием переменных составляющих гравитационных полей центрального тела (Солнце) и ведущей планеты (Юпитер):

$\Delta F_{\text{ц}}$ и $\Delta F_{\text{ю}}$ — нормальные составляющие (силы притяжения), соответственно центрального тела и ведущей планеты; $\Delta F_{\tau_{\text{ц}}}$ и $\Delta F_{\tau_{\text{ю}}}$ — тангенциальные составляющие (силы приливного трения), соответственно центрального тела и ведущей планеты

ному примерно на 1 мин после уточнения аналогичным способом.

Отличия периодов вращения слоев по радиусу планет можно объяснить их упругой неоднородностью и возникновением на границах этих слоев постоянной действующих сдвиговых моментов сил приливного трения, в основном от действия спутников. Это можно рассмотреть на примере Земли с хорошо изученным внутренним строением. Тангенциальные силы приливного трения, действующие на каждый слой, перпендикулярны направлениям приливных выступов (рис. 1). Поскольку углы запаздывания выступов ε_1 , ε_2 , ε_3 различаются, тангенциальные силы приливного трения не параллельны. Между ними образуются соответствующие углы $\alpha_1 = \varepsilon_2 - \varepsilon_1$, $\alpha_2 = \varepsilon_3 - \varepsilon_2$, которые обуславливают возникновение сдвиговых напряжений на границах

слоев. Когда напряжения начинают превышать упругие деформации, на границе слоев должна появиться текучесть, и они начнут смещаться относительно друг друга по «скользкому слою». На коротких промежутках времени вызванные этими силами смещения слоев Земли незначительны и установленному движению литосферы соответствует скорость всего 1—2 см в год. С учетом этой предпосылки полученные результаты подтверждают, что Юпитер должен иметь не очень протяженную атмосферу, граничащую с твердой поверхностью с резко отличающимися упругими свойствами, и поэтому период вращения его основной массы может быть меньше, чем поверхностного газового слоя. Для Солнца и Сатурна характер изменения упругих свойств по радиусу, по-видимому, имеет более сложную структуру.

Анализ резонансных углов $n\varphi$ и $n\psi$ для главной ведущей планеты Юпитера, определенных разными способами, дает интересные результаты. Так, для угла невязки δ_2 имеются две четко выраженные тенденции его изменения: с удалением планет от Юпитера увеличивается угол невязки, при переходе от внутренних планет к внешним меняется его знак. Согласно формулам (3), (4), (12), (13), такое явление может быть объяснено искривлением направления действия сил ΔF_n и ΔF_τ . Так как последние возникают в результате взаимодействия вращающихся гравитационных полей, первопричину этого явления, по-видимому, нужно искать в искривлении гравитационного поля Юпитера за счет противодействия более сильного поля Солнца. Такое может быть при наличии сцепления между вращающимися гравитационными полями. Чем больше сила сцепления, тем больше должен быть угол искривления. Можно предсказать, что в любой рассматриваемой точке углы искривления взаимодействующих полей должны зависеть от соотношения их гравитационных потенциалов и угловых скоростей вращения.

Наиболее сложная картина искривления может быть при взаимодействии более двух гравитационных полей. Полученные абсолютные значения угла невязки δ_2 для Юпитера (см. табл. 1), по-видимому, нужно рассматривать как результат взаимодействия Солн-

ца, ведущей планеты Юпитера и ведомых планет. Необходима разработка теоретических и экспериментальных способов их разложения на составляющие. В связи с этим возникает вопрос, по какому пути должны распространяться свет и электромагнитные волны в искривленных гравитационных полях в зависимости от того, какое тело является их источником.

Отклонение угла невязки δ_2 Юпитера с Плутоном по размеру и знаку выходит за рамки общей закономерности (см. табл. 1), что может быть вызвано занижением периода обращения Плутона по орбите (247,7 лет) или его неполным орбитальным резонансом с главной ведущей планетой.

Проанализируем роль резонансных углов $n\varphi$ и $n\psi$ в определении местоположения устойчивых орбит для планет, обусловленного гравитационными силами взаимодействия Солнца и ведущей планеты. Среднее расстояние от Солнца до устойчивых орбит определим, используя формулы (5)—(11) и подставляя параметры главной ведущей планеты Юпитера. Параллельно проведем расчеты параметров Сатурна, чтобы убедиться в наличии обратной положительной связи, усиливающей устойчивость движения планет по орбитам. Расчеты выполнены без учета поправок на углы невязки δ_2 и приведены в табл. 2. Как и следовало ожидать, при сравнении расчетных расстояний с измеренными для внутренних планет погрешность увеличивается с приближением к Солнцу, а для внешних, наоборот, с удалением от Солнца.

Количество устойчивых орбит зависит от соотношения периодов вращения Солнца и ведущей планеты, что видно из анализа формул (5), (6) и (10). При этом орбиты определяются соответственно квантовым числом, и ограничением их количества является приближение резонансных углов $n\varphi$ и $n\psi$ к 90° . Наиболее благоприятные условия для устойчивости движения планет должны быть при целых квантовых числах, и большинство из них занимают орбиты согласно этой закономерности. Только Венера и Плутон составляют исключение.

Результаты расчетов, приведенные в табл. 2, указывают на наличие достаточно большого количества устойчивых орбит, не занятых планетами. Наи-

2. Средние расстояния от Солнца, а. е.

Ведомые планеты	Измеренные расстояния	Рассчитанные по правилу Тициуса — Боде	Расчетные данные устойчивых орбит	
			<i>n</i>	<i>R</i>
Внутренние планеты				
Меркурий	0,387	0,4	1	0,524
Венера	0,723	0,7	1,5	0,784
Земля	1	1	2	1
			1,042	1,004
Марс	1,524	1,6	3	1,550
			4	2,04
Внутренний пояс астероидов	2,1—4,3	2,8	2	2
			5	2,51
			2,5	2,48
			5,5	2,74
			6	2,96
			3	2,96
			7	3,37
			3,5	3,44
			8	3,76
			9	4,10
			4	3,91
			10	4,40
			4,5	4,36
Внешние планеты				
Юпитер	5,2	5,2	—	—
Возможный внешний пояс астероидов			5,5	5,23
			4	5,64
			5	5,91
			6	6,28
			7	6,77
			7,5	6,78
			8	7,43
			8,5	7,45
			9	8,31
			10	8,30
Сатурн	9,54	10	10	9,52
			11	11,30
			12	14,05
			8	14,13
Уран	19,18	19,6	13	18,84
			10	18,74
Нептун	30,07		14	29
			12	29,71
Плутон	39,44	38,8	14,5	39,9
			12,5	35,1
			15	64,1
			13	43,1
			—	—
			14	80,2

Примечание. В числителе — расчетные данные, когда ведущая планета Юпитер, в знаменателе — Сатурн.

большее их число находится между Юпитером и Марсом, а также Юпитером и Сатурном. Если промежуток между Юпитером и Марсом занят внутренним поясом астероидов, то возникает возможность существования пока неизвестных астероидов во внешнем поясе. Обнаружение в будущем малых тел во внешнем поясе за Юпитером могло бы оказать существенную помощь в развитии теории и познании процессов эволюции в Солнечной системе. Пока можно лишь сказать, что сгущения астероидов во внутреннем поясе приурочены к устойчивым орбитам (см. табл. 2). Это также означает наличие процесса регулирования их движением ведущей планеты.

Ограниченное количество устойчивых орбит позволяет рассматривать границы Солнечной системы. Как видно из табл. 2 наиболее удаленная, устойчивая орбита, которую может образовать Юпитер, находится на расстоянии 64,1 а. е. от Солнца, а Сатурн на расстоянии 80,2 а. е. Поэтому если искать десятую планету, то она может находиться только на этих расстояниях. Возможность ее существования оспаривается, т. к. в движении Урана имеются отклонения, которые полностью не компенсируются возмущающим действием только Нептуна и Плутона. Вычисления Критцингера элементов орбиты этой гипотетической планеты в одном случае дали очень близкий результат: большая полуось орбиты должна равняться 65 а. е., а последняя устойчивая орбита, образуемая Юпитером, находится на расстоянии 64,1 а. е. Если ввести поправку на угол невязки, эти результаты будут еще ближе.

Установленные взаимосвязи периодов вращения Солнца и планет с периодами обращения и элементами орбиты планет позволяют рассматривать Солнечную систему в динамике. Так, изменение периода вращения Солнца вызовет соответствующие отклонения в параметрах движения планет. То же будет происходить при изменениях периода вращения или элементов орбиты

главной ведущей планеты Юпитера. Например, увеличение периода вращения Юпитера вызовет расширение орбит ведомых планет. А за счет наличия положительной обратной связи между планетами будет расширяться и орбита самой ведущей планеты. Таким образом, в этом случае будем иметь расширяющую систему. При уменьшении периода вращения Юпитера будет обратная картина. Анализ динамики Солнечной системы позволяет оценить критические минимальные периоды вращения и минимальное расстояние от Солнца, при которых Юпитер может не выдержать динамические нагрузки, что должно привести к существенным эволюционным последствиям для всей Солнечной системы.

На примере изучения гравитационных полей Солнечной системы обратим внимание исследователей на возможность создания устойчивой системы вращающихся полей (электрических, магнитных и др.).

Выявленные общепланетарные закономерности можно распространить на историю развития земной коры. При этом существенное подтверждение получает гипотеза дрейфа континентов, т. к. можно дать объяснение подобным перемещениям за счет сил приливного трения. С учетом этого периоды активных геологических процессов, по-видимому, взаимосвязаны с историей лунной орбиты. Современные движения земной коры и связанные с ними процессы, по нашим представлениям, в основном также предопределяются действием сил приливного трения. Механизм возникновения и прогноза землетрясений может быть объяснен с этих позиций. Силы приливного трения могут оказывать значительное влияние и на формирование осадочных бассейнов. Дальнейшие исследования истории глобальных геологических процессов с учетом изменений параметров движения Земли и Луны могут дать ответы на многие спорные вопросы.

Принята редколлегией 24 июня 1991 г.

Неотектоника долины Нижней Камы

П. А. ШАЛИН, Т. Н. МИНГАЗОВ, Т. Н. ХВОРОНОВА (ТатНИПИнефть)

Неотектонические движения Среднего Поволжья изучены недостаточно детально. Между тем, новейшие колебания земной коры интересны не только для понимания геологических процессов, их необходимо учитывать и при решении чисто производственных задач, в частности, при строительстве Татарской АЭС. Современные (голоценовые) тектонические движения зачастую выпадают из внимания исследователей и проектировщиков, в результате чего характеристика неотектонической роли в обосновании строительства тех или иных народнохозяйственных объектов остается неучтенной.

Ниже приводятся результаты анализа неотектонического режима участка долины Нижней Камы, выполненного на основе дешифрирования материалов космической съемки разного масштаба и морфоструктурных исследований. Использованы космические снимки масштаба 1 : 5 000 000, 1 : 1 000 000 (спектрозональные и черно-белые), 1 : 200 000 (спектрозональные).

В районе отдешифрированы линейменты и линейментные зоны различного ранга, которые, как свидетельствуют результаты сравнительного геолого-тектонического анализа, являются структуроразделяющими соответственно своему рангу (рис. 1). Выделены три мегазоны линейментов северо-восточного, северо-западного и меридионального простираний. Северо-восточная линейментная мегазона — фрагмент транс-континентальной Московско-Охотской мегазоны, которая в описываемом районе идентифицируется с Камским глубинным разломом, разграничивающим Мелекесскую впадину и Северо-Татарский свод (см. рис. 1).

Глубинный Камский разлом в настоящее время является активным, что воздействует на условия осадконакопления и на формирование ифовых массивов на поднятых крыльях разрывных нарушений и сопряженных с ними гортообразных поднятий, установленных по результатам бурения. Часть дизъюнктивных структур, входящих в данную мегазону в виде линейных дислокаций разрывной природы, дешифрируется даже на космических снимках низкого разрешения (Нижекамский разлом). Возможность выявления на снимках подобных структур связана не только с современной активизацией древних разрывов на рельефообразующем этапе, но и с унаследованным развитием просадочных процессов. Действительно, в районе отмечается просадка грунта карстовой и суффозионной природы, что связано с карстовыми процессами в глубинных карбонатных породах. Доминирующую роль при этом играет переток вод различных горизонтов, сопровождающийся растворением, стилолитизацией пород и их разрушением. Для протекания подобных процессов благоприятны зоны разуплотнения, интенсивной трещиноватости по-

род осадочного чехла, т. е. зоны разгрузки тектонических напряжений.

О неотектонической активности района строительства Татарской АЭС можно судить по результатам проведенных нами морфоструктурных исследований. В районе Камских Полян Кама имеет узкое, ущелеобразное русло (отчетливо видно на топокартах до строительства Куйбышевского водохранилища и связанного с этим разлива Камы), т. е. сила потока направлена только на донную эрозию, боковая эрозия отсутствует. Этим объясняется также наличие здесь среди древней поймы останцов более высоких террас. Часть их затоплена водами Куйбышевского водохранилища, другие образуют «полуострова». Подобные останцы формируются обычным скульптурным путем в результате прорыва шейки меандра. Однако сохраниться в рельефе они могут только, когда боковая эрозия сдерживается ростом структуры. В противном случае боковая эрозия такой мощной реки, как Кама, размывала бы их. Эти останцы являются уверенными признаками роста структур.

К проявлениям новейшей тектоники в районе строительства Татарской АЭС, происходящим буквально на наших глазах, относится сужение долины, где совершенно отсутствует современная пойма (А. И. Москвитин, 1958), а также огибание Палеокамой приподнятых участков структур по их периклинальным окончаниям, межкупольным пространствам и крыльям.

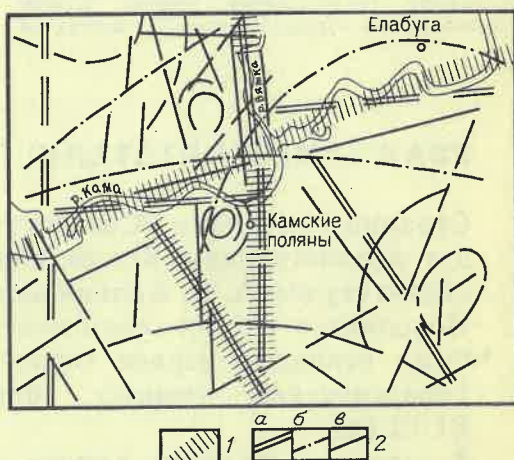


Рис. 1. Схема структурного дешифрирования: 1 — зоны линейментов, выделяемые по снимкам континентального уровня генерализации (мегазоны); 2 — линейменты, отдешифрированные на КС масштаба: а — 1 : 1 000 000 (спз); б — 1 : 1 000 000 (чб); в — 1 : 200 000 (спз).

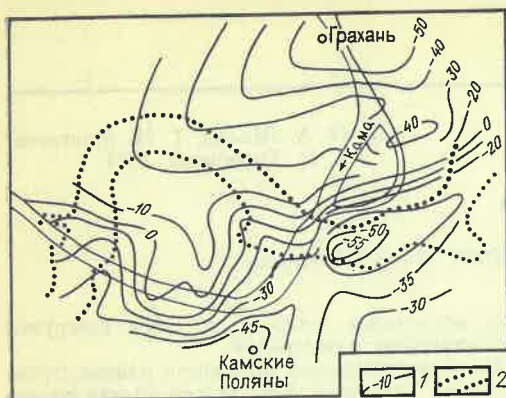


Рис. 2. Доплиоценовый размыв периклиального окончания Граханской структуры (по Н. Н. Нелидову, 1960); 1 — изолинии подошвы лингулового горизонта, м; 2 — доплиоценовый размыв

Рассмотрим влияние тектоники на формирование долины Камы в районе строительства АЭС. Долина Камы приурочена здесь к Прикамскому прогибу. Амплитуда прогиба предопределила морфологическую характеристику долины. Положение подошвы плиоценовых отложений, выполняющих долину Палеокамы, на разных участках различное: в Мелекесской впадине отметка минимальная — 208 м; в пределах юго-восточного крыла Елабужского вала, сопряженного с Прикамским прогибом, она увеличивается до 70—80 м.

Различен стратиграфический уровень врез долины: в Мелекесской впадине он ограничивается казанскими, на площади юго-восточного крыла Елабужского вала — сакмарскими, в Камско-Бельской впадине — уфимскими отложениями (Труды Уфимского совещания по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала 20—23 мая 1959 г.). Следовательно, на участке строительства АЭС намечается тектонический перегиб долины. Ущелеобразное строение долины в местах пе-

региба и уменьшение мощности плиоценовых отложений свидетельствуют об antecedентном врезе ее одновременно с поднятием вала в раннекинельское время. Antecedентный врез отчетливо проявляется и на площади периклиального окончания Граханской и Булдырской структур, где задеты эрозией также сакмарские отложения, что свидетельствует о восходящих неотектонических движениях.

В восточной части периклиального окончания Граханской структуры доплиоценовая долина совпадает с максимальным погружением, затем она следует по восстанию слоев почти до присводовой части структуры, где образует круглую излучину и отсюда уходит на юг в направлении падения пород (рис. 2).

Из анализа взаимоотношений структурных форм и доплиоценовой эрозионной сети следует, что к моменту заложения последней тектонические структуры были в какой-то степени выражены в рельефе и дальнейшее формирование их происходило одновременно с развитием речных долин. Так, при сопоставлении абсолютных отметок залегания ачкагельских отложений видно, что тектоническое воздымание участка строительства АЭС продолжается с послеечкагельского по настоящее время.

В районе отдешифрована линейная зона северо-западного простирания, совпадающая с долиной р. Шешма (см. рис. 1), которая нами интерпретируется как граница между Южно-Татарским сводом и Мелекесской впадиной. Река Шешма приурочена к одной из активных погружающихся ступеней кристаллического фундамента, известных как структурные террасы. Отдешифрована также меридиональная линейная зона (см. рис. 1), которая в плане совпадает с долиной р. Вятки и приурочена к разлому кристаллического фундамента.

Таким образом, площадка строительства Татарской АЭС расположена в узле пересечения трех активных мегазон линейментов, где в настоящее время продолжают рост структур и связанные с ними подвижки блоков кристаллического фундамента по указанным разломным зонам, являющимся зонами разгрузки тектонических напряжений.

УВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Страницы журнала «Советская геология» № 2 1992 года будут предоставлены Всесоюзному научно-исследовательскому институту им. А. П. Карпинского — ВСЕГЕИ.

Исполнится 110 лет геологической службе страны. В 1882 году было основано первое геологическое учреждение России — Геологический комитет, преемником которого является ВСЕГЕИ.

В этом специальном номере журнала «Советская геология» будут освещены основные итоги научных исследований ВСЕГЕИ, отражены проблемные, иногда спорные вопросы геологической науки, касающиеся различных ее аспектов, а также представлены научные школы ВСЕГЕИ и перспективы деятельности института в современных условиях.

Институт прикладной минералогии и геохимии

утвержден 24 июля 1991 г.
регистрационный номер 2595/43

АКАДЕМИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК РСФСР

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ:

общие теоретические минералогические и геохимические исследования в области поисковой минералогии различных генетических типов месторождений полезных ископаемых, технологической минералогии, материаловедения

геммологические и геохимические исследования

прогнозирование рудоносности и экспертная оценка масштабов оруденения, экологической ситуации, природных и антропогенных факторов

разработка и внедрение новых технологий поисков месторождений полезных ископаемых

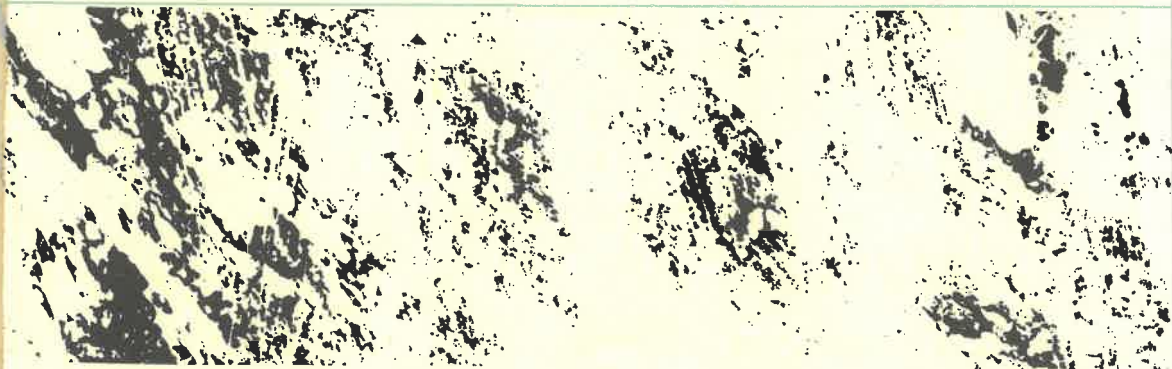
поиски и внедрение нетрадиционных технологий комплексного использования минерального сырья с максимально возможной утилизацией отходов горнодобывающей промышленности

экспертиза качества минерального сырья, обоснование оптимальных режимов его извлечения, обработки и применения

экспертиза драгоценных, полудрагоценных, поделочных камней и облицовочных материалов

организация международной кооперации в области минералогических, геммологических, геохимических, экологических прогнозов, технологических и иных исследований на основе "ноу-хау", клиринговых, трансферных, бартерных и других видов деятельности

ИНСТИТУТ ВЫПОЛНЯЕТ УКАЗАННЫЕ РАБОТЫ ОПЕРАТИВНО, НА ДОГОВОРНОЙ ОСНОВЕ, С ПРИВЛЕЧЕНИЕМ ТВОРЧЕСКИХ КОЛЛЕКТИВОВ ВЫСОКОКВАЛИФИЦИРОВАННЫХ СПЕЦИАЛИСТОВ



Справки по телефону 939-30-21, Алексей Николаевич Бенделиани

Contents

- Paitykov Ch. M., Gogol S. B.*
The 50-th anniversary of the Turkmeni-
an Research Geological Exploration In-
stitute 3

ENERGY RESOURCES

- Belov R. V., Krivosheev E. V., Mikhailova E. I., Semina M. V.*
Structural formation interpretation when
predicting non-anticlinal traps 7
- Reznikov A. N., Sianisyan E. S.*
Quantitative appraisal of dynamic kata-
genic factors in connection with oil and
gas content 11

METALS AND NON-METALS

- Zhogoles L. P., Kozlov S. A., Shtokalenko M. B.*
The concept of modelling of ore deposits 16
- Korsunov E. G.*
Magmatic ore systems and lead-zink mi-
neralization in the Dal'negorskiy mining
region 23
- Vinogradov L. A., Grinchenko B. M., Goncharov Yu. V.*
The structure and prospects for nicle in
the Allarechenskiy region 30
- Gorbachev B. F., Distanov U. G.*
Argillaceous rocks as a useful mineral 37

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Yakobson K. E., Kuznetsova M. Yu., Stan-
kovskiy A. F., Grib V. P., Medvedev V. A.,
Tretyachenko V. V.*
White Sea Zimniy Bereg Riphean forma-
tions 44

- Graizer M. I., Ilinskaya Kh. G., Khor-
kin V. N.*
The Preriphean crust of weathering on
the eastern margin of the Patomskoe
Highland 49

MARINE GEOLOGY

- Onishchenko B. A.*
On the causes of breaks in sedimentation
in oceanic depressions 55

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Lyakhovich V. V.*
Oxygen isotopes in rapakivi ovoids . . 59
- Malyuk B. I., Koliy V. D., Paranko I. S.*
Petrochemical comparison of metavolca-
nites lying in Krivorozhskaya and Kon-
sko-Verkhovetskaya series 65
- Mustafaev G. V.*
On mineralization of Dashkesanskiy gra-
nitoid intrusive rocks 70

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Krainov S. R., Zakutin V. P.*
Geochemical classification of polluted
groundwater 78

DISCUSSIONS

- Akhiyarov V. Kh.*
The rotation effect on stable motion of
planets 87

BRIEF INFORMATION

- Shalin P. A., Mingazov T. N., Khvoro-
nova T. N.*
The lower Kama valley neotectonics . . 95