

ССОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

2 / 1989



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 2 / 1989 ГЕОЛОГИЯ

**Ежемесячный научный журнал
Министерства геологии СССР
Основан в марте 1933 года**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

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

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Хренов П. М. 100-летие геологической службы Восточной Сибири	3	Голоудин Р. И. Принципы геологического картирования четвертичных отложений	65
методология, экономика, организация		Чадович Т. З., Половникова И. А. Геотермические условия мезозойско-палеозойских отложений Западного Казахстана	70
Родионов Д. А. Математические методы в геологии: современное состояние и перспективы развития	8	минералогия, петрография, литология	
Чекалин В. М. Методика поисков глубокозалегающих колчеданно-полиметаллических месторождений на северо-западе Рудного Алтая	14	Гайдукова В. С., Данильченко А. Я., Сидоренко Г. А. Количественный минералогический анализ на современном этапе его развития	74
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ		Энтин А. Р., Тянь О. А., Махотко В. Ф., Кравченко С. М. Титанонобаты в рудах селигдарского типа	83
Конторович А. Э., Дробот Д. И., Преснова Р. Н. Геохимия нафтидов и проблема генезиса байкальской нефти	21	ГЕОХИМИЯ	
Канана Я. Ф., Матвеев А. К. Роль температуры и геологического времени при региональном метаморфизме ископаемых углей	30	Юшко-Захарова О. Е., Соболева Л. Н., Маркевич А. Б. Закономерности изменения состава и свойств редкометаллических минералов в сульфидном минералообразовании	90
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ		гидрогеология и инженерная геология	
Баратов Р. Б., Литвиненко К. И. Эволюция рудообразования на Южном Тянь-Шане и Памире	33	Островский Л. А., Островский В. Н., Шахнова Р. К. Принципы гидрогеологической стратификации	100
Юозапавичюс Г. А., Юргайтис А. А. Классификация и генезис флювиогляциальных месторождений песчано-гравийного материала и песков	40	Садов А. В., Викторов А. С., Гребенщикова Т. Б., Плахина Л. И. Дистанционные методы при поисках термальных вод в Зеравшанском артезианском бассейне	107
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ		ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ	
Жамойда А. И. О подготовке второго издания Стратиграфического кодекса СССР. Основные положения проекта	49	Памяти Александра Павловича Марковского	114
Заррина Е. П. Корреляция четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и Сибири	56	ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
		100-летие Калистрата Евстафиевича Габуня	115

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 23.12.88. Подписано в печать 18.01.89. Т-06344. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 1 и картографическая. Печать высокая.
Усл. печ. л. 10,85 (в т. ч. вкладка). Усл. кр.-отт. 11,55 (в т. ч. вкладка).
Уч.-изд. л. 12,20 (в т. ч. вкладка). Тираж 2825 экз. Заказ № 635. Цена 1 р. 60 коп.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199026 Ленинград, Средний пр., 74

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1989

Необъятные просторы Восточной Сибири издревле привлекали внимание охотников за «рудными камнями». Одними из первых среди них были служивые люди Петра Великого, промышленявшие поисками золота, серебра, свинца, слюды на Алтае и в Забайкалье. Позже через Братск, Иркутск, Прибайкалье и Забайкалье пролегли пути известных путешественников Палласа, Грегори, Гмелина. Здесь работали И. Д. Черский и А. Л. Чекановский, трудами которых впервые раскрывались богатства недр этого края. В сороковых годах прошлого века были открыты и начали осваиваться Бирюсинский и Ленский золотоносные районы. В середине XVIII века обнаружены каменные угли, а казак Шестацкий Коршунов нашел железную гору — Коршуниху. Ломка слюды-мусковита началась еще раньше, при Петре Первом. Примерно в то же время производилось солеварение в Усть-Куте и Усолье, а в Забайкалье добывали свинец, цинк и серебро.

Таким образом, совершенно не случайно Министерство государственных имуществ России решило установить в Иркутском горном управлении штатную должность геолога, на которую 20 августа (по старому стилю) 1988 г. был назначен горный инженер, коллежский секретарь Владимир Афанасьевич Обручев. В. А. Обручев долгое время был единственным штатным геологом на огромной территории Восточной Сибири. Его многогранная деятельность на этом посту и последующие исследования положили начало систематическому изучению геологии и полезных ископаемых этого обширного края России. Особенно следует упомянуть его блестящие труды по Ленскому золотоносному району, Прибайкалью и Забайкалью, ставшие неопценимым вкладом в отечественную геологическую науку. Будучи уже академиком, лауреатом Государственных премий, Героем Социалистического Труда, Владимир Афанасьевич Обручев не терял связи с геологической службой Восточной Сибири. Поэтому

1888 год следует считать годом учреждения государственной геологической службы Восточной Сибири.

В конце XIX и начале текущего столетия через Восточную Сибирь была проложена Транссибирская магистраль, позволившая ускорить освоение многих месторождений полезных ископаемых этого региона. Повышению его общей геологической изученности способствовали работавшие здесь одновременно с В. А. Обручевым выдающиеся геологи — М. М. Тетяев, А. К. Мейстер, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. И. Свистальский, К. И. Богданович, Я. С. Эдельштейн, В. И. Яворский, В. К. Котульский, А. В. Львов и другие ученые. Однако главный этап изучения недр этой территории начался после Великого Октября, по завершению гражданской войны.

В 1920 г. вместо Государственного горного управления создается Иркутский геологический комитет Иркутского губсовнархоза, позже — Восточно-Сибирское районное геологическое управление. Заметный след в становлении геологической службы оставил образованный в 1932 г. Восточно-Сибирский геологоразведочный трест Наркомтяжпрома СССР. Первый управляющий треста Василий Васильевич Елистратов, талантливый организатор, создал коллектив геологов-энтузиастов, развернувший широкие систематические исследования на всей территории Восточной Сибири. В дальнейшем проходили неоднократные реорганизации геологической службы, но преемственность работ сохранялась, непрерывно росли их объемы, расширялись районы поисков и разведки в пределах Иркутской и Читинской областей, Бурятской и Якутской автономных республик и частично Красноярского края.

Необходимо отметить крупный вклад геологов Восточной Сибири в победу советского народа в Великой Отечественной войне. Недр Восточной Сибири давали стране золото, свинец, цинк, олово, редкие металлы, слюду, уголь, соль, строительные ма-

териалы. Продолжались поиски стратегического сырья, широким фронтом шла подготовка новых минеральных баз, получивших оценку в ближайшие послевоенные годы и в немалой степени способствовавших восстановлению народного хозяйства страны.

В военные годы в иркутских вузах работали крупные ученые, эвакуированные из Москвы, Ленинграда, Киева, Львова; в Черемхово находился Ленинградский горный институт. Эти ученые — С. В. Обручев, С. С. Смирнов, М. М. Тетяев, В. С. Соболев, Н. П. Семенов, Е. В. Павловский, Н. Ф. Фролова, М. Л. Лурье и другие — внесли заметный вклад в изучение геологии, тектоники и полезных ископаемых Восточной Сибири, в подготовку квалифицированных кадров.

В послевоенные годы в связи с развитием геологических исследований Восточно-Сибирское (Иркутское) геологическое управление послужило основой для организации Читинского и Красноярского (1949 г.), Якутского (1950 г.) и Бурятского (1957 г.) геологических управлений и некоторых экспедиций.

В Иркутске со времен В. А. Обручева на базе геологических организаций и геологических факультетов Иркутского университета и Иркутского горно-металлургического (политехнического) института начала формироваться иркутская школа геологов, получившая затем свое дальнейшее развитие в деятельности Института земной коры и Института геохимии СО АН СССР, Восточно-Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР.

На основе изучения чрезвычайно сложной геологической истории Восточной Сибири появились крупные фундаментальные теоретические обобщения, имеющие важнейшее значение для геологической науки. Под влиянием трудов И. Д. Черского и В. А. Обручева возникло представление Э. Зюсса о древнем темени Азии, давшее мощный импульс изучению древнейших архейских и раннепротерозойских образований фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Эти древнейшие «ядра континентов» привлекали внимание неоповторимыми минеральными параге-

незисами, анализ которых на примере флогопитовых и лазуритовых месторождений Слюдянки, котловской формации гранитоидов на оз. Байкал, метаморфических комплексов Алдана впервые осуществил Д. С. Коржинский, а затем Н. В. Фролова. Е. П. Павловский выделил здесь сибирский (алданский) стиль развития структур первичных (нуклеарных) ядер континентов.

Изучение закономерностей развития, вещественного состава, метаморфизма архейских и раннепротерозойских комплексов вскрыли их внутреннюю неоднородность, позволили выделить в их строении зеленокаменные пояса, наметить перспективы последних на ряд полезных ископаемых (никель, золото и др.). Структурное ограничение этих древних ядер континентов оказалось также чрезвычайно важным для различных геодинамических построений и понимания развития этой переходной зоны, часто подчеркнутой краевыми швами, глубинными расслоенными интрузиями, ярчайшими проявлениями корового магматизма, метасоматическими и рудообразующими процессами (редкие металлы, титан, ванадий, цветные металлы, флюорит и т. д.).

Рассматривая соотношение докембрийской и кембрийской историй Прибайкалья, Н. С. Шатский ввел представление о «байкальской складчатости» как своеобразное решение проблемы байкальских каледонид Де-Лоне, М. М. Тетяева и других. Последующее изучение геологического строения главных структурных элементов земной коры вскрыло новые закономерности, но эти ранние представления о древнем темени Азии, «байкалидах», «байкальских каледонидах» не утратили своего значения и в разных аспектах присутствуют в современных дискуссиях об эволюции структур Восточной Сибири.

Ярчайшие геологические и геоморфологические явления в кайнозое побудили В. А. Обручева обратить на них особое внимание. В известной работе «Юные движения на древнем темени Азии» он впервые сформулировал понятие о неотектонике и дал свое понимание происхождения оз. Байкал, вызвавшее широкую дискуссию, кото-

рая продолжается и до настоящего времени.

В процессе комплексного изучения впадин «байкальского» и «забайкальского» типов получил развитие новый сейсмогеологический и инженерно-сейсмогеологический аспект, имеющий важное значение при определении путей гражданского и промышленного строительства, особенно в зоне БАМа, при формировании новых территориально-промышленных комплексов (А. А. Тресков, Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко и другие).

Введя понятие о неотектонике и современном горообразовании без предварительной геосинклинальной подготовки, В. А. Обручев как бы предвосхитил возникновение в шестидесятых годах нашего века представлений о процессах тектоно-магматической активизации, нового направления в тектонике и металлогении. Работы по тектонической активизации позволили по новому оценить, а затем и обнаружить новые рудные районы, узлы и месторождения олова (Хамар-Дабан, Муйская глыба, Патомское нагорье), вольфрама, молибдена, редких металлов, флюорита (Западный и Восточный Саяны и др.).

Значительное развитие получило изучение краевых систем сочленения докембрийской Сибирской платформы с ее складчатым обрамлением. Были предложены разные варианты структурного сочленения: перикратонные опускания, краевые прогибы, краевые швы, системы коровых и корово-мантийных разломов. Особую категорию составили поперечные, в том числе скрытые, разломы и трещинные зоны. Разрывным дислокациям разного ранга в структурах Восточной Сибири были посвящены многие исследования геологов и геофизиков (С. В. Обручев, М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов, С. М. Замараев и другие).

Проблемы геологии, петрологии, систематики, эволюции чрезвычайно разнообразного семейства магматических пород Восточной Сибири нашли отражение в работах В. Н. Лодочникова, Ю. М. Шейнманна, В. С. Соболева, А. П. Лебедева, Ю. А. Кузнецова, И. В. Белова и других ученых. Особое внимание исследователей привлекли поля распространения сибирских трап-

пов, кимберлитов, гранитоидов и четвертичных базальтов.

Основы металлогении были заложены ранними трудами В. А. Обручева (вспомним его предсказание Сухого Лога) и А. Е. Ферсмана, создавших первые обобщения по геохимии и металлогении Монголо-Охотского рудного пояса, С. С. Смирнова, опубликовавшего классическую работу о поясовом строении и металлогении Восточного Забайкалья. Забайкалье и Саяно-Байкальская горная область надолго стали полигонами, на которых возникли и прошли проверку многие интересные представления о закономерностях размещения эндогенного оруденения. Ярчайшая страница восточно-сибирской и отечественной геологии — открытие якутских алмазов. Еще раз сказала логика сравнительного анализа тектоники, строения и развития древних платформ, позволившая В. С. Соболеву, М. М. Одинцову и другим предсказать наличие алмазных месторождений на Сибирской платформе, а целеустремленные исследования первопроходцев из Иркутска, Ленинграда, Москвы привели к открытию россыпных и коренных месторождений алмазов.

Геологическая изученность этой обширной территории обеспечивалась широким фронтом картировочных работ, расчленением древних комплексов архея и протерозоя, исследованием стратиграфии и магматизма с применением формационного анализа геологических комплексов. Все это способствовало развитию специального геокартирования — составлению комплектов различных геологических и специальных карт различного масштаба от 1 : 2 500 000 до 1 : 50 000 как Восточной Сибири в целом, так и отдельных ее частей. В течение последних лет изданы карты масштаба 1 : 1 500 000: геологическая Восточной Сибири и северной части МНР, разломов, неотектоники; находятся в издании карты магматических формаций, тектоники, составлены геологические и металлогенические карты зоны БАМ и т. д.

В процессе глубокого изучения геологического строения Восточной Сибири, познания закономерностей размещения месторождений полезных иско-

4549
4634
3986
4151
438
43
412
49
41

паемых многочисленными воспитанниками Иркутской геологической школы при участии их коллег из других регионов открыты и разведаны Якутская алмазоносная, Алданская флогопитоносная, Восточно-Саянская редкометаллическая, Восточно-Сибирская нефтегазоносная, Ангара-Енисейская железорудная провинции, крупнейший в мире Непский калиеносный бассейн, Удоканское месторождение меди, Южно-Якутский и Канско-Ачинский угленосные бассейны, коренные и многие россыпные месторождения Ленской золотоносной провинции и Алданского щита, крупные месторождения слюды — мусковита в Мамско-Чуйском районе, флогопита в Слюдянке, олова, молибдена и вольфрама в Черемховском и Тунгусском бассейнах и в Забайкалье, многочисленные месторождения нерудного сырья, нефрита, уникальное Савинское месторождение магнетитов, Игирминское — формовочных песков, Онотское — талька, строительных материалов, флюорита, исландского шпата, цветных и поделочных камней, пресных и минеральных вод, рассолов и др.

Самоотверженный труд геологов позволил в кратчайший срок создать многоотраслевую минеральную базу на востоке страны. На ее основе успешно работают крупные предприятия горнорудной, химической, угледобывающей промышленности, строительной индустрии и нерудного сырья. Это и железные руды Коршуновского ГОКа, золото Ленского района, алмазы Якутии, поваренная соль, уголь Черемховского, Канско-Ачинского и Южно-Якутского бассейнов и Забайкалья, редкие и цветные металлы Забайкалья. Львиная доля добычи слюды — мусковита в стране приходится на Мамско-Чуйский слюдоносный район. Велик объем использования нерудного сырья и строительных материалов, обеспечивающих мощную строительную индустрию Приангарья.

Реализуются перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири, разведаны первые месторождения в Иркутской области, Якутии и Красноярском крае. В связи со строительством БАМа ждут своего освоения Непский калиеносный бассейн, запасы углеводородного сырья Верхнеленского рай-

она, свинцово-цинковые руды Северного Прибайкалья, медь Удокана, железо, золото, редкие металлы, асбест Муйско-Чарского района и Восточного Саяна и др. Можно с полным правом утверждать, что подготовленная база минерального сырья Восточной Сибири и Якутии может удовлетворить возрастающие потребности народного хозяйства страны.

Геологи Восточной Сибири с честью выполняют свой интернациональный долг. Они работают во многих социалистических и развивающихся странах.

Давняя дружба связывает нас с ближайшим соседом — Монгольской Народной Республикой, где совместными усилиями геологов наших стран создана база минерального сырья для Эрдэнэтского металлургического комбината, других горнодобывающих предприятий.

Оглядываясь на пройденный восточно-сибирскими геологами путь, обязательно надо сказать, что среди них были выдающиеся первопроходцы: С. В. Обручев, М. М. Одинцов, Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко, С. М. Ткалич, Ф. Ф. Шваб, Л. М. Тумольский, Н. П. Аникеев, Н. Ф. Клековкин, С. П. Коноплев, В. Е. Луненко, А. П. Беляев, В. А. Яковлев, Е. П. Бессолицин, М. Н. Буднев, Н. М. Волынец, Ю. П. Деев, В. В. Домбровский, Б. А. Иванов, К. Д. Егоров, М. А. Завалишин, Г. Я. Иванов, Д. Т. Мишарин, С. И. Другов, А. С. Кульчицкий, Е. В. Кравченко, С. Н. Коровин, А. А. Семихатов и много других.

Неоценимый вклад в исследования недр Восточной Сибири внесли женщины-геологи. Нельзя не отметить первооткрывателей Удоканского месторождения меди лауреата Ленинской премии Е. П. Бурову, Джидинского молибден-вольфрамового — М. В. Бесову, Карансайского бурого угольного — Н. В. Суханову, саянских бокситов — Н. С. Ильину, О. П. Алексееву, организатора геологического музея — А. В. Госмер, неутомимых исследователей недр — Е. М. Литвинцеву, К. Ч. Калинин, В. В. Коробельникову, В. Н. Навиль, Н. Г. Номоконову, М. Г. Пигареву, В. Г. Румянцеву, В. В. Филиппенко, Е. П. Чуйкину.

В настоящее время отряд иркутских геологов насчитывает в своих рядах более 25 тысяч человек, которые работают в ордена Трудового Красного Знамени производственно-геологическом объединении «Иркутскгеология», ПГО «ВостСибнефтегазгеология», «Иркутскгеофизика», ордена Ленина ПГО «Сосновгеология», экспедиции «Байкалкварцсамоцветы», на геологических факультетах госуниверситета и политехнического института, в Институте земной коры и Институте геохимии СО АН СССР, ВостСибНИИГГиМСе, геологоразведочном техникуме, Иргиредмете, в Тресте инженерно-строительных испытаний и в других организациях. Воспитанников иркутской школы геологов можно встретить и в центральных геологических учреждениях Союза ССР.

Трудовые достижения геологов Восточной Сибири высоко оценены Родиной: сотни геологов и передовых рабочих удостоены правительственных наград СССР, многие с честью носят звания Героев Социалистического Труда, лауреатов Ленинской и Государственной премий, заслуженного геолога РСФСР, Почетного разведчика недр.

Здесь можно упомянуть Героя Социалистического Труда, лауреата Ленинской и Государственной премий бывшего начальника Иркутского геологического управления В. Е. Рябенко, Героев Социалистического Труда М. К. Грозина и Д. Г. Сюткина; лауреатов Ленинской и Государственной премий СССР Л. П. Ищукову, В. П. Зинченко, лауреатов Ленинской премии Г. Х. Файнштейна, В. Б. Белова, И. И. Егорова, В. А. Лисий, В. Ф. Дубинина, Н. П. Попова, В. С. Романченко, Ю. Г. Рогова и других; лауреатов Государственной премии СССР Л. М. Тумольского (дважды), М. В. Полякова, Е. С. Швецова, В. А. Яковлева, И. Д. Сухомазова, И. В. Быкова, И. И. Блинникова, А. А. Бутенко, заслуженного геолога РСФСР О. Н. Шанишкина и многих других.

В ближайшие годы перед геологами Восточной Сибири стоят крупные задачи по подготовке новых сырьевых баз, развитию производительных сил Приангарья, зоны освоения БАМа и охране окружающей среды района оз. Байкал. В этих работах принима-

ют активное участие коллективы всех производственных геологических объединений Восточной Сибири, научные силы отрасли и Академии наук СССР.

Основной задачей текущей пятилетки для геологов Иркутской области является участие в формировании Верхне-Ленского территориального промышленного комплекса. В этом новом промышленном районе главное значение, наряду с рациональным использованием лесных ресурсов, будет иметь минеральное сырье. Здесь в одном регионе сконцентрированы залежи нефти и газа, калийных и каменной солей, крепких рассолов, содержащих ценнейшие химические элементы, бурого угля.

Поиски сибирской нефти начались еще в сороковых годах XX века, но убедительные результаты были получены в Иркутской области лишь в семидесятых, с открытием и разведкой Марковского, Ярактинского, Аянского и особенно Верхне-Чонского месторождений.

Наличие калийных солей в Иркутском амфитеатре было предсказано сравнительно давно, но только поисковые работы на углеводородное сырье позволили вскрыть первые залежи сильвинита — минерала, содержащего калий — важнейший элемент, необходимый для повышения плодородия почв. В настоящее время идет детальная разведка первого участка Непского месторождения калийных солей.

Важную работу проводят геологи в районе действующих горно-добывающих предприятий, прежде всего в районе Коршуновского ГОКа, а также в Мамско-Чуйском слюдоносном районе, где трудится старейший коллектив разведчиков ордена Ленина Мамско-Чуйской экспедиции. Новые задачи должна решать Бодайбинская экспедиция. Строятся карьеры на разведанных запасах угля в «Черемховской кочегарке», изучается юго-восточная часть Тунгусского угленосного бассейна вблизи г. Усть-Илимск. Проводится комплексная оценка минерального сырья Восточного Саяна.

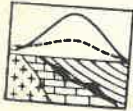
Однако геологи обеспокоены ходом освоения подготовленного сырья. Десятки лет не используются редкометаллические месторождения в Восточном Саяне. Недопустимо медленными тем-

пами ведется строительство новых ГОКов, недостаточны темпы роста добычи поваренной соли и т. д.

Геологическая служба страны работает сейчас в условиях хозяйственной и структурной перестройки. В этой связи следует сказать, что только мощные региональные научно-производственные объединения, не связан-

ные с искусственными административными границами, могут быстро и эффективно решать любые геологические задачи наращивания минерально-сырьевого потенциала в трудных природных условиях восточных районов страны.

Принята редколлегией 15 августа 1988 г.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 55 : 519

Д. А. РОДИОНОВ (ИГЕМ АН СССР)

Математические методы в геологии: современное состояние и перспективы развития

За последние три десятилетия объем информации, которая используется при геологических исследованиях, стал активно увеличиваться. Это объясняется развитием аналитических методов, новых направлений в геологии, геофизических и геохимических работ, а также возрастающей потребностью промышленности в различных видах полезных ископаемых. Необходимость свертывания такой информации, обоснования с ее помощью геологических выводов при условии уменьшения риска принятия ошибочных решений привели к введению математических методов в обработку геологических данных.

Сложилась такая ситуация, когда человеческий мозг оказался не в силах осмыслить даже часть поступающих сведений, и потребовались вспомогательные средства для получения надежных геологических выводов по этой информации. Математические методы и оказались таким вспомогательным средством решения геологических задач. На первых шагах это были в основном статистические методы, но постепенно, по мере постановки различных задач в соответствующих отраслях геологии, к их решению стали привлекаться разнообразные математические дисциплины, что привело к формированию специализированного мате-

матического аппарата в геофизике, гидрогеологии и инженерной геологии. Однако в данной статье основное внимание будет уделено наиболее распространенным математическим методам, применяемым в различных геологических отраслях.

В конце пятидесятых и начале шестидесятых годов статистические методы применялись главным образом при изучении вида функций распределения геологических характеристик (содержаний элементов и минералов в породах, мощностей слоев, размеров зерен, пористости и т. п.), а также для разного рода сравнений, таких как проверка гипотез о равенстве средних значений, дисперсий, коэффициентов корреляции и др. [2, 4, 9].

Наряду со статистическими методами в это же время начинают применяться, особенно в нефтяной геологии, различные способы интерполяции для построения карт в изолиниях [1], а в США и Канаде эта задача уже успешно решается путем построения поверхностей тренда [6, 7].

Результаты геологического наблюдения, как правило, представляют собой не одно значение, а несколько, каждое из которых соответствует наблюдаемой геологической характеристике (например, набор значений содержания элементов в результате анализа

одного образца). Ситуация не изменится, если придется иметь дело не с количественными, а с качественными данными, например, с характеристиками элементарных участков геологической карты, отражающими наличие или отсутствие в них составляющих заданного комплекса пород. В данном случае результат одного наблюдения (элементарного участка) будет представлять собой последовательность нулей и единиц. Результаты таких наблюдений как количественных, так и качественных называются многомерными и их математическая обработка требует применения соответствующих методов. Необходимо отметить, что подавляющее большинство геологических наблюдений являются многомерными, в связи с чем, начиная со второй половины шестидесятых годов, в геологии начали интенсивно использоваться методы многомерной математической статистики. Разработка этой проблемы шла двумя путями. Первый — это применение методов многомерной статистики [3, 7], а второй — постановка новых многомерных математических задач, связанных с новыми методами обработки геологических данных [10].

В семидесятые годы делаются многочисленные попытки создания автоматизированных систем обработки геологической информации, а также информационно-справочных систем и банков данных. Было создано математическое обеспечение этих систем и накоплен опыт их эксплуатации. Технологической основой сначала были такие ЭВМ, как БЭСМ-4 и Минск-32, которые к настоящему времени заменены системами ЕС, БЭСМ-6 и СМ-4. При этом в качестве алгоритмических языков обычно использовались АЛГОЛ-60 и ФОРТРАН-IV. Подобная техническая и программная реализация в значительной степени отстает от уровня аналогичных разработок развитых капиталистических стран, но это не специфика геологической отрасли, а следствие общего технического уровня нашей страны.

Рассмотрим основные этапы процедуры применения математических методов при решении геологических задач [8].

Постановка геологической задачи. При этом должны использоваться только геологические понятия и термины, однако задача должна быть сформулирована настолько конкретно, чтобы ее можно было в дальнейшем поставить формально для последующего математического решения. Следует отметить, что этот этап является не только сложным, но и наиболее важным, так как во многом определяет качество получаемого результата.

Построение математических моделей, т. е. формальных аналогов геологических объектов, понятий, признаков, явлений. Выбор модели во многом диктуется геологической задачей. Например, если она заключается в выявлении геохимической зональности некоторого гранитного массива по набору образцов, в которых определялся комплекс химических элементов, то моделью массива будет дискретное множество T точек t , на котором задана некоторая m -мерная случайная функция $\Xi_t = \{\xi_{t1}, \xi_{t2}, \dots, \xi_{tm}\}$, в свою очередь являющаяся моделью комплекса содержаний m элементов, определенных в точках $t \in T$.

Если же геологическая задача заключается в изучении поведения средних содержаний тех же m элементов в пределах некоторой гранитоидной формации, включающей k массивов, то моделью одного гранитного массива будет точка $\Theta_l = \{\theta_{l1}, \theta_{l2}, \dots, \theta_{lm}\}$ в m -мерном пространстве, определяющая средний состав этого массива, где $l = 1, 2, \dots, k$ — номер массива.

Естественно, что модель должна быть по возможности простой и обеспечивать решение поставленной задачи с помощью известных способов или допускать разработку новых методов.

Формальная постановка задачи в терминах, принятых на втором этапе моделей. В данном случае очень важно четко определить, что дано и что требуется узнать. Геологи, применяя математические методы, нередко допускают ошибку: используют какой-либо математический метод, не задумываясь над тем, что нужно узнать, а это часто приводит к несоответствию метода и его результатов поставленной геологической задаче.

В качестве примера формальной постановки задачи можно вернуться к выявлению зональности в гранитном массиве. Пусть в этом массиве по некоторой сетке взято n проб и в каждой из них определено содержание m элементов. По этим данным нужно выяснить, является ли массив однородным относительно содержаний этого комплекса элементов (т. е. зональности нет) и, если он неоднороден, найти границы между зонами однородности. Таким образом, дано

$$X_t = \{x_{t1}, x_{t2}, \dots, x_{tj}, \dots, x_{tm}\}; \\ t = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m,$$

где X_t — m -мерный вектор-строка, являющийся математической моделью результата анализа пробы с номером t на m элементов; x_{tj} — результат определения элемента с номером j .

Обозначим T — полное множество всех $t = 1, 2, \dots, n$ и пусть B_i — некоторые подмножества ($i = 1, 2, \dots, k$) в T , такие, что

$$\bigcup_{i=1}^k B_i = T, B_i \cap B_l = \emptyset,$$

т. е. их объединение составляет T , а пересечение есть пустое множество. Пусть также X_i — некоторое m -мерное среднее значение, соответствующее B_i ; $\mu(X_i, X_i)$ и $\mu(X_i, X_l)$ — расстояния точки X_t от X_i и X_l от X_i . Тогда в условиях введенных моделей для решения задачи выявления зональности требуется найти такой класс $\mathfrak{B}$ множеств B_i , для которого будет выполнено следующее соотношение

$$\mathfrak{B} = \{B_i : \mu(X_t, \bar{X}_i | t \in B_i) = \min_l \mu(\bar{X}_l, \bar{X}_i) > 0 \text{ при } i \neq l\}.$$

Таким образом, требуется найти такое разбиение $\mathfrak{B}$ множества T на непесекающиеся подмножества B_i , для которых расстояние некоторой точки X_t от $\bar{X}_i$ минимально из всех $\bar{X}_l$ ($l = 1, 2, \dots, k$) при условии, что расстояние X_t от всех $\bar{X}_l$ ($l = 1, 2, \dots, k$) больше нуля.

Выбор имеющегося метода решения или разработка нового. Так, для решения упомянутой выше задачи можно воспользоваться разными методами, например, при наличии количественной информации можно использовать статистический метод разграничения,

предложенный автором [10], а в случае качественных данных — метод автоматической классификации, разработанный А. Н. Бугайцом [3]. Не исключено, что для решения поставленной геологической задачи не окажется подходящего математического метода, в этом случае потребуется специальная математическая разработка нового метода.

Интерпретация полученных результатов, т. е. обратный переход от формальной терминологии математической модели к ее геологическому содержанию. В связи с этим интерпретация должна осуществляться с учетом всех упрощений и допущений модели, которые неизбежно сопровождают применение конкретных математических методов.

Выделим группы наиболее распространенных геологических задач, требующих применения математических методов.

1. Описание поведения одной или более изучаемых характеристик при массовом измерении, например, опробование пород с последующим измерением требуемых свойств.

2. Сравнение геологических объектов (двух или более) по одному свойству или их комплексу с целью выявления сходных и значительно различающихся образований.

3. Описание поведения геологической характеристики (или комплекса характеристик) во времени или пространстве.

4. Выявление геологических границ по комплексу признаков или разделение гетерогенной совокупности геологических наблюдений на различающиеся, внутренне однородные группы; например, расчленение стратиграфического разреза по комплексу геологических характеристик, выявление геохимической зональности месторождения по комплексу элементов и т. п.

5. Прослеживание в пространстве геологических тел с нечеткими контурами по комплексу свойств; например, прослеживание рудного тела с нечеткими контурами на глубину.

6. Геологическая диагностика, т. е. классификационное отнесение изучаемого объекта к одной из двух или более заданных групп; например, отнесение изучаемой территории к участ-

кам, перспективным или бесперспективным на заданный вид полезного ископаемого, т. е. задача геологического прогнозирования с эталонами.

7. Безэталонное геологическое прогнозирование с последующим построением прогнозных карт.

8. Описание современных геологических процессов и прогнозирование их поведения.

9. Описание геологических процессов, происходивших в прошлом, т. е. их восстановление по наблюдаемым конечным результатам.

Естественно, этот список можно продолжить, но тем не менее он охватывает большую часть геологических ситуаций, требующих применения математических методов.

Первая из этих групп включает задачи описания поведения одной или более характеристик, измеренных или наблюдаемых на изучаемом множестве геологических объектов, например, проб, участков земной коры и т. п. Для их решения современная наука обладает обширным арсеналом математических методов, из которого в геологии наиболее часто используются разнообразные методы математической статистики. Это связано с тем, что геологические данные, как правило, представляют собой массовые наблюдения и для применения такой информации требуется ее компактное описание в виде одной или нескольких характеристик. В качестве последних весьма удобны статистические оценки параметров распределения изучаемых свойств, в частности средние арифметические, оценки дисперсий, коэффициентов вариаций, коэффициентов корреляции и др. В случае многомерных наблюдений используются векторы средних значений и ковариационные матрицы, элементы которых являются характеристиками рассеяния значений относительно средних и мерами зависимости изучаемых признаков. Кроме того, выявлены типовые функции распределения, которые применяются в геологии в качестве моделей наблюдаемых статистических распределений: нормальное, логнормальное и связанные с последним распределения, а также биномиальные, Пуассона и др. Математический аппарат для проверки гипотез о виде функции распределения

также хорошо разработан.

Вторая группа, связанная с различными ситуациями сравнения совокупностей геологических наблюдений, достаточно обеспечена соответствующими статистическими методами, среди которых имеются способы проверки гипотезы о равенстве как одномерных, так и многомерных характеристик распределения в двух или более изучаемых выборках. К числу их можно отнести известные критерии Стьюдента и Фишера, критерий Бартлетта, многомерный критерий T^2 Хотеллинга и ряд других.

Третья группа задач связана с описанием поведения изучаемых характеристик в одно-, двух- и трехмерном пространстве. Большой вклад в создание математических методов решения этих задач был сделан геостатистикой в связи с описанием поведения содержаний полезных ископаемых в рудных месторождениях, для которых при построении соответствующих карт в изолиниях применяется метод крайгинга [6]; в других отраслях геологии, например, при поисках нефти, используются различные полиномы, ряды Фурье и сплайн-функции [1]. Иными словами, эта группа задач хорошо обеспечена математическими методами, за исключением случаев построения карт одновременно по нескольким характеристикам, когда необходимо многомерные данные представить в одномерном виде. Следует подчеркнуть, что попытки представления таких данных в виде произведений или сумм (при построении мультипликативных и аддитивных ореолов в геохимии) не имеют никакого смысла и могут привести к маскировке повышенных содержаний за счет умножения на малые значения или их суммирования. Возможный выход заключается в представлении m -мерного вектора-строки X , являющегося результатом наблюдения, в виде квадратичной формы

$$v = X \Sigma^{-1} X',$$

где X' — транспонированный вектор X ; Σ — соответствующая ковариационная матрица размера $m \times m$; Σ^{-1} — матрица, обратная матрице Σ . Однако эта возможность не исчерпывает задачи, на которую в ближайшем будущем следует обратить серьезное внимание.

Четвертая группа охватывает наиболее распространенную во всех отраслях геологии совокупность задач, связанных с выявлением геологических границ в неоднородных наборах многомерных наблюдений и разделением гетерогенных выборок на однородные подмножества. К этой группе относятся стратиграфическое расчленение пород по комплексу признаков, изучение геохимической зональности по набору элементов, выявление сортов руд в месторождении, построение классификаций и т. п. Число категорий, на которое происходит разделение изучаемой совокупности, не задано заранее и, вообще говоря, неизвестно. К решению этой задачи имеются два подхода. Первый из них статистический [10] предназначен для многомерных количественных и полуквантитативных данных, а второй — эвристический [12] позволяет использовать не только количественные, но и качественные данные. Однако эти два подхода не охватывают всех возможных вариантов решения данной задачи и тем более разнообразия всех возможных геологических ситуаций, что требует особого внимания к данной проблеме.

К этой проблеме тесно примыкает пятая группа задач — прослеживание в пространстве геологических тел с нечеткими контурами. Примером ее могут служить корреляция стратиграфических разрезов по комплексу свойств и оконтуривание рудного тела с нечетко выраженными границами. Как и в предыдущем случае, предложенный автором статистический метод решения этой задачи [10] не исчерпывает всех возможных вариантов и обладает рядом существенных недостатков.

Шестую группу составляют задачи геологической диагностики, в число которых входит и прогнозирование месторождений полезных ископаемых при заданных эталонах. Допустим, две или более различающихся по комплексу признаков выборки (например, соответствующие перспективным и неперспективным на данное ископаемое геологическим образованиям) рассматриваются как эталоны. Кроме того, имеется совокупность наблюдений, которые могут представлять собой смесь объектов, относящихся как к тем, так и другим эталонам. Требуется постро-

ить решающее правило, в соответствии с которым неизвестные объекты будут отнесены к той или другой эталонной группе.

Существуют три подхода к решению этой задачи. Первый из них, применимый только к количественным данным, является статистическим дискриминантным анализом и сводится к построению по результатам наблюдений над эталонами так называемой дискриминантной функции, позволяющей отнести неизвестный объект к той или иной категории, минимизируя риск, связанный с принятием ошибочного решения. Если же геологические данные имеют качественный характер, то можно воспользоваться или одним из методов распознавания образов, или предложенным С. В. Сиротинской [12] комплексом методов математической логики.

Седьмая группа задач — безэталонное прогнозирование — может решаться методами или многомерного статистического разграничения, или математической логики. Во всяком случае дальнейшая разработка этих методов в связи с прогнозированием является одной из важнейших на будущее.

Последние две из упомянутых групп задач охватывают вопросы описания современных геологических процессов, а также происходивших в прошлом, по их конечному результату. Подавляющее большинство математических методов описания изучаемых процессов основаны на результатах наблюдения в некоторые моменты времени в прошлом с последующим прогнозированием поведения процесса в будущем. Такая схема относится только к тем современным процессам, которые можно непосредственно наблюдать. В геологии чаще приходится иметь дело с обратной ситуацией, когда имеется конечный результат, по которому нужно сделать выводы об особенностях процесса в прошлом. К сожалению, постановка задачи в математике разработана слабо и требует соответствующего решения [5, 11].

Подводя итог современному состоянию математических методов в геологии, необходимо отметить следующее.

За последние три десятилетия накоплен большой опыт применения математических методов для обоснования геологических выводов в усло-

виях интенсивного потока информации. При этом освоены многие разработанные ранее методы, а также поставлены новые задачи, решение которых привело к созданию новых математических методов обработки геологических данных. К настоящему времени для ряда геологических задач набор методов их решения весьма разнообразен, что дает возможность соответствующего выбора.

Однако в таких случаях, как геологическое прогнозирование, изучение геологических процессов, разграничение и прослеживание, существуют только отдельные разработки, не связанные в единую систему.

Реализация математических методов на ЭВМ системы ЕС и других, принятых в СССР, и на алгоритмических языках ФОРТРАН-IV и АЛГОЛ-60 отстает от уровня развитых капиталистических стран.

В СССР не ведется подготовка кадров по специальности «математическая геология», в то время как в других странах, например, в ГДР, такая специальность существует.

Дальнейшие разработки в области применения математических методов в геологии целесообразно проводить по следующим направлениям.

В первую очередь — это создание автоматизированных систем обработки геологических данных на базе персональных компьютеров и на алгоритмических языках ПАСКАЛЬ и ФОРТРАН-77. При этом особое внимание должно быть уделено проблемно ориентированным системам прогнозирования, специализированным на определенные группы полезных ископаемых. Такой подход ставит в качестве одной из первоочередных фундаментальных проблем — построение общей математической теории геологического прогнозирования, которая позволила бы выработать правила построения и выбора методов принятия прогнозных решений, объединив при этом в единую систему методы как математической статистики, распознавания образов, так и математической логики.

Обилие математических методов требует проведения в недалеком будущем исследования их эффективности, в первую очередь разработки критериев эффективности для конкретных групп

геологических задач.

Естественно, что решение перечисленных выше задач потребует соответствующей современной организации разработок. В настоящее время в большинстве развитых стран отказались от создания крупных коллективов с традиционным разделением на электронщиков, программистов, математиков и геологов. Они пошли по пути организации небольших лабораторий (5—10 человек), оснащенных персональными компьютерами, обеспечивающими непрерывный доступ к ним в процессе работы. В состав таких коллективов обязательно входят геологи, владеющие математическими методами и программированием. Именно это условие и ставит особенно остро задачу подготовки соответствующих кадров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аронов В. И., Гордин В. М. О применении тренд-анализа в геологии // Труды ВНИГРИ. 1971. Вып. 3. С. 46—70.
2. Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. — М.: Недра, 1970.
3. Бугаец А. Н. Статистические методы при поисках и оценке пегматитов по геохимическим данным. — М.: Недра, 1970.
4. Вистелиус А. Б. Расчленение земных толщ по количественным минералогическим, петрографическим и химическим признакам // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1957. Ч. 86. № 1. С. 99—115.
5. Вистелиус А. Б. Идеальный гранит и его свойства, вероятностная модель, статистическая идентификация, естественные породы // Математические методы в геологии и геологическая информация. М., 1972.
6. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. — М.: Мир, 1977.
7. Миллер Р., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. — М.: Мир, 1965.
8. Применение математических методов в геологии / Д. А. Родионов, В. Н. Бондаренко, Р. И. Коган и др. // Применение математических методов при поисках и разведке месторождений твердых полезных ископаемых. М., 1987. С. 5—13.
9. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. — М.: Наука, 1964.
10. Родионов Д. А. Статистические решения в геологии. — М.: Недра, 1981.
11. Родионов Д. А. Стохастическая модель геологических последовательностей с пропорциональным эффектом // Сов. геология. 1987. № 9. С. 20—25.
12. Сиротинская С. В. Логические методы анализа геологической информации. — М.: Недра, 1986.
13. Харбук Дж., Картер Дж. Моделирование на ЭВМ в геологии. — М.: Мир, 1972.

Методика поисков глубокозалегающих колчеданно-полиметаллических месторождений на северо-западе Рудного Алтая

Северо-западная часть Рудного Алтая в общем структурном плане связана с северо-западным окончанием Алейского антиклинория и Быструшинского синклинория. На юго-западе и северо-востоке она ограничена соответственно Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия, на северо-западе Успенско-Аламбайским разломом северо-восточного простирания, на юго-востоке переходит в сопредельные структуры Рудного Алтая, расположенные на территории Восточного Казахстана. Геологический разрез сложен нерасчлененными и неравномерно метаморфизованными породами нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочными образованиями среднего — верхнего девона, преимущественно терригенными отложениями нижнего — среднего карбона и в редких наложенных мулдах углисто-глинистыми осадками нижней — средней юры. Стратифицированные толщи пород девона и карбона прорваны многочисленными субвулканическими интрузиями риолитовых, риолито-дацитовых порфиров и диабазовых порфиров средне-позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, крупными батолитовыми гранитоидными интрузиями змеиногорского (C_2-3) и калбинского (P_2-T) комплексов. Выше залегает толща песчано-глинистых отложений кайнозоя мощностью во многие десятки метров.

Докайнозойские образования имеют сложное складчато-блоковое строение, обусловленное развитием многочисленных вулканотектонических и вулканических структур, складчатых и разрывных нарушений разного порядка.

В металлогеническом отношении здесь выделяются три рудных района — Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский. Все они представлены оруденением колчеданно-полиметаллической формации, характеризующейся практически непрерывным рядом составляющих ее подформаций (серноколчеданные, медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиме-

таллические, барит-полиметаллические, баритовые руды). Основное оруденение доскладчатое, генетически связанное со средне-позднедевонским вулканизмом. Оно, как правило, подчиняется определенным закономерностям пространственного размещения, которые считаются надежными геологическими предпосылками поисков.

Геологические предпосылки поисков. К ним относятся региональные и локальные (вулканотектонические) структуры, магматические породы, литолого-стратиграфические факторы.

Каждый из выделенных рудных районов связан с различными частями региональных структур. Так, Золотушинский и Рубцовский районы находятся соответственно на юго-западном крыле и северо-западном периклинальном замыкании Алейского антиклинория. Змеиногорский район приурочен к северо-восточному крылу антиклинория и северо-западному центриклинальному окончанию Быструшинского синклинория. Вместе с тем, Золотушинский район тяготеет к Иртышской, а Змеиногорский и Рубцовский — к Северо-Восточной зонам смятия. Такое положение в региональном плане, по-видимому, предопределило их металлогеническую специализацию: в Рубцовском районе отмечается исключительно полиметаллическое оруденение (Степное*, Таловское, Рубцовское, Захаровское месторождения); в Золотушинском — полиметаллическое, иногда с небольшим количеством барита (Юбилейное, Крючковское) и колчеданно-полиметаллическое (Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское); в Змеиногорском — колчеданно-полиметаллическое (Корбалихинское, Лазурское), полиметаллическое (Майское, Тушканихинское, Среднее, Стрижковское, Семеновское) и барит-полиметаллическое (Змеиногорское, Петровское, Зареченское).

* Имеющееся баритовое оруденение наложено на полиметаллическое и сформировано в орогенный этап развития региона.

Вулканотектонические структуры как предпосылки поисков являются главнейшими. Подавляющая часть известных на рассматриваемой территории рудных полей приурочена к вулканотектоническим депрессиям или их частям, а месторождения связаны непосредственно со сложно построенными отдельными вулканическими структурами, образовавшимися на участках проявления активного девонского вулканизма. В Змеиногорском районе в пределах Змеиногорско-Корбалихинской вулканотектонической депрессии, развивавшейся на протяжении среднего — позднего девона и выполненной наряду с осадочными породами вулканитами кислого и основного состава, выявлены Змеиногорское и Корбалихинское рудные поля. К юго-востоку от них в ядерной части Быструшинского синклинория установлена еще одна депрессия (Лазурско-Семеновская) с Лазурским и Семеновским рудными полями. Последнее тяготеет к локальному Садовушинскому палеовулканическому сооружению [6].

В Золотушинском районе выделяют Успенская [13] и Юбилейно-Орловская вулканотектонические депрессии. В юго-западной части первой из них находится Золотушинское рудное поле, к северо-западной и юго-восточной частям второй приурочены соответственно Орловское и Юбилейно-Сургутановское рудные поля. В Рубцовском районе наиболее изучены две вулканотектонические депрессии — Таловская, в восточной части которой расположено одноименное рудное поле, и Кизихинская, к северной и южной частям которой приурочены соответственно Захаровское и Рубцовское рудные поля.

В результате геолого-геофизического картирования в каждой вулканотектонической депрессии установлено, как правило, несколько палеовулканических аппаратов центрального типа, в процессе действия которых образовались различные по размерам, форме и строению вулканические структуры (стратовулкан, вулканокупол, кальдера медленного проседания, биклиналь). С многими из них пространственно связаны месторождения и рудопроявления. Например, в юго-западной части Кировского стратовулкана (Успен-

ская вулканотектоническая депрессия) находятся Золотушинское и Ново-Золотушинское колчеданно-полиметаллические месторождения. К западному и восточному бортам Таловско-Степной кальдеры медленного проседания (Таловская депрессия) приурочены соответственно Таловское и Степное месторождения полиметаллических руд [11]. На северном и южном бортах Кизихинской депрессии разведаны Рубцовское и Захаровское месторождения также полиметаллических руд. С запад-юго-западным окончанием Змеиногорско-Корбалихинской депрессии связаны месторождения Среднее полиметаллических и Зареченское барит-полиметаллических руд. На склоне Рассыпушинской палеовулканической структуры открыто Корбалихинское месторождение колчеданно-полиметаллических руд [1, 11]. Все другие месторождения (Змеиногорское, Лазурское, Семеновское, Майское, Юбилейное и др.), подчиняясь этой же закономерности, также тяготеют к той или иной вулканической структуре.

Текстурно-структурный тип оруденения во многом зависит от того, в какой части палеовулканической структуры оно находится. Жильно-прожилковые руды образуются, как правило, в жерле (Промежуточное рудопроявление) или вблизи от него (Среднее месторождение), сплошные и вкрапленные согласно залегающие руды, представляющие основную ценность, приурочены к краевым частям вулканических структур, значительно удаленных от жерла вулкана.

В северо-западной части Рудного Алтая выделяются три стратиграфических рудоносных уровня: эйфельский, живетский и франский, на которых сосредоточены практически все месторождения и рудопроявления. Эйфельский уровень проявлен в основном в Золотушинском районе, где с ним связаны Золотушинское, Ново-Золотушинское, Орловское и Крючковское месторождения. В Змеиногорском районе он представлен Стрижковским месторождением и рядом рудопроявлений. На живетском уровне можно выделить два подуровня: нижний и верхний. На нижнем находятся Змеиногорское и Зареченское месторождения (Змеиногорский район), на верхнем —

Степное и Таловское (Рубцовский), Майское (Змеиногорский). На французском уровне локализованы руды месторождений всех трех районов: Корбалихинское, Лазурское, Семеновское (Змеиногорский), Юбилейное (Золотушинский), Рубцовское, Захаровское (Рубцовский).

Рудовмещающими являются пакки переслаивающихся вулканогенных преимущественно кислых и осадочных тонкообломочных пород, реже — толщи, сложенные или осадочными (Захаровское), или вулканогенными породами кислого состава (Среднее). В лежащем боку месторождений, как правило, залегают первично кремнистые породы, которые за пределами рудных объектов выклиниваются. На них обычно наложено прожилковое, меньше прожилково-вкрапленное оруденение. Рудовмещающая пакка подстилается и перекрывается в большинстве случаев вулканитами кислого состава. Как исключение можно назвать Корбалихинское и Лазурское месторождения; рудная зона первого перекрывается, а второго — кроме того, и подстилается лавами и лаво-брекчиями базальтовых порфиров.

Магматические предпосылки поисков полиметаллического оруденения обусловлены пространственной связью его с продуктами средне-позднедевонского вулканизма кислого и меньше основного состава. Промышленные руды тяготеют преимущественно к области развития промежуточных фаций вулканогенных пород (туфы, лавы, лаво-брекчии). С удаленными фациями (мелкообломочные туфы, туффиты) связаны только отдельные месторождения (Захаровское, Рубцовское) и ряд рудопроявлений. В породах жерловых и субвулканических фаций отмечаются лишь небольшие проявления прожилковых, меньше вкрапленных руд. К вулканогенным породам кислого состава приурочены полиметаллические и барит-полиметаллические руды, колчеданно-полиметаллические руды, связанные в основном с участками развития вулканитов основного состава (Корбалихинское, Лазурское).

Поисковые признаки. Такими признаками на рассматриваемой территории являются рудные или сопутствующие

им минералы, геохимические и геофизические аномалии, наличие древних (старых) выработок.

Практически все полиметаллические месторождения сопровождаются небольшой прожилково-вкрапленной рудной минерализацией и метасоматически измененными породами [12]. Эти проявления представляют надежные прямые поисковые признаки глубокозалегающего оруденения. Околорудные изменения выражаются в основном в серицитизации и хлоритизации, меньше в окварцевании, карбонатизации первичных вулканогенно-осадочных пород. Сульфидная (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит) и баритовая минерализация в виде прожилков, реже вкрапленности связана с окварцованными породами. Наибольшая протяженность рудной минерализации и измененных пород наблюдается в большинстве случаев в лежащем боку месторождения. Висячем боку она имеет значительно меньшие размеры, но достигает иногда многих десятков, а в отдельных случаях первых сотен метров. Однако именно здесь минерализация с точки зрения поисковой практики представляет наибольший интерес. Во многом благодаря минералогическим признакам были открыты Тушканихинское, Степное месторождения и некоторые рудопроявления.

Геохимические признаки в последние десятилетия тщательно изучаются на всех стадиях поисково-съемочных и разведочных работ. Эти признаки, как и минералогические, также являются прямыми и результативными. Это объясняется развитием почти на всех месторождениях и рудопроявлениях широких, превышающих во много раз размеры рудных тел, первичных геохимических ореолов основных рудных (медь, свинец, цинк) и сопутствующих (барий, серебро, мышьяк, сурьма, висмут, кобальт, ртуть, фтор, цезий, рубидий и др.) элементов. В подрудной части ореола накапливаются преимущественно медь, висмут, кобальт, молибден; в надрудной — ртуть, серебро, барий, свинец, цезий, фтор и др. Большие размеры ореолов висячем боку рудной зоны, достигающие иногда 300—400 м (Таловское месторождение), позволяют открывать глубокозалегающее оруденение, а их зональное

строение — устанавливать уровень его эрозионного среза [4, 9].

Вторичные остаточные геохимические ореолы отмечаются в древней коре выветривания и глинах, в которые они проникают на расстояние нескольких метров, иногда первых десятков метров от коренных девонских пород. Этим самым они фиксируют погребенные и скрыто-погребенные месторождения, сопровождаемые выходящими на древний эрозионный срез высокоаномальными первичными ореолами (Рубцовский район).

В качестве геофизических поисковых признаков рассматриваются как наземные, так и глубинные (скважинные) аномалии различной интенсивности: ЕЭП, ВП, МПП, КСПК, МЗ, которые в ряде случаев являются производными рудных объектов. Так, Степное месторождение фиксируется аномалией ВП интенсивностью 2—3 % (фон 1—1,5 %), Рубцовское до 2 % (фон 0,8 %), Орловское 1,5—2 % (фон 0,5 %), Юбилейное 3—4 % (фон 2 %), Крючковское 2,5 % (фон 1 %), Среднее 3—4 % (фон 3 %). Высокой аномалией МПП отмечается Рубцовское и слабой — Захаровское месторождения. Хорошие результаты дает в скважинном варианте метод КСПК при определении размеров оруденения, что очень важно на стадиях поисковых и поисково-оценочных работ (Рубцовское, Захаровское месторождения, Южно-Таловское рудопроявление и др.) [5]. Надежный признак наличия полиметаллического оруденения представляют аномалии РРК и МЭП при низком выходе керна.

Наряду с электрическими аномалиями весьма важное значение в поисковой практике имеют гравитационные и магнитометрические аномалии, которые отражают глубинное строение территории [8] и могут быть производными всевозможных палеовулканических структур, часть из которых является рудолокализирующими.

Методика поисков. На основе отмеченных геологических предпосылок поисков, минералогических, геохимических, геофизических и других признаков нахождения месторождений, большого опыта съемочных и поисково-разведочных работ можно представить следующую схему рационального

комплексирования методов поисков глубокозалегающих месторождений в условиях северо-западной части Рудного Алтая (таблица). Эта схема в отличие от разработанных ранее [2, 3, 7, 10] рекомендуется для применения в конкретном районе, представленном вулканогенно-осадочной (породной) и колчеданно-полиметаллической (рудной) формациями. В ней учтены степень изученности района и его геологическое строение.

К настоящему времени описываемая часть Рудного Алтая покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000. Материалы этой съемки и поисково-разведочных работ дают основание считать, что в пределах рудноалтайских структур возможность выявления нового рудного района (кроме известных Змеиногорского*, Золотушинского и Рубцовского) исключается. Однако, как показывают геолого-геофизические данные, на территории каждого из указанных районов открытые новых рудных полей или месторождений вполне вероятно. В связи с этим, а также учитывая недостаточную геологическую изученность территории в процессе геологической съемки масштаба 1:50 000, материалы которой во многом устарели, сейчас начато глубинное геолого-геофизическое и геохимическое доизучение в том же масштабе тех площадей, которые менее изучены и наиболее перспективны на промышленное оруденение.

Эти работы проводятся в первую стадию — геологическая съемка и общие поиски масштаба 1:50 000 — 1:25 000, — когда не только уточняется геологическое строение земной поверхности и поверхности палеозойских образований на древнем эрозионном срезе, но и детально изучается глубинное строение площади или участка. Эта стадия весьма важна, поскольку только на глубоких горизонтах можно ожидать открытие новых месторождений полиметаллических руд, залегающих на разных стратиграфических уровнях и связанных с различными палеовул-

* Змеиногорский район рассматривается как единый от Березовского рудного поля на западе до сопредельных рудноалтайских структур Восточного Казахстана на востоке.

Схема рационального комплексирования методов поисков глубокозалегающего полиметаллического оруденения

Чекалин В. М.

Задачи и методы исследований	Геологическая съемка и общие поиски масштаба 1:50 000—1:25 000	Поиски масштаба 1:25 000—1:10 000	Поисково-оценочные работы
Задачи исследований	Геологическое картирование земной поверхности и поверхности палеозойских образований, изучение их на глубине. Выявление рудных узлов (полей) с определением прогнозных ресурсов категории P_2	Геологическое картирование девонских образований. Выявление рудных полей (месторождений, рудопроявлений) с определением в них прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1	Изучение общего геологического строения месторождения (рудопроявления) с определением прогнозных ресурсов категорий P_1 и частично запасов категории C_2
Геологические методы	Формационно-фациальный и структурный анализ, литолого-стратиграфические, палеонтологические, петрографические и минералогические исследования	Структурно-фациальный анализ, литолого-петрографические и минералогические исследования	Структурный анализ, литолого-петрографические, минералогические и предварительные технологические исследования
Геофизические методы	Грави- и магниторазведка, электроразведка (ВП, ЕП, МПП), глубинное геолого-геофизическое моделирование	Грави- и магниторазведка, электроразведка (ВП, ЕЭП, КСПК, МЗ, МПП). Скважинная геофизика (ВП, ЕЭП, КСПК), метод заряда, каротаж скважин (КС, ГК, ГГК, РРК, МЭП)	Скважинная геофизика (ВП, ЕЭП, МЭК, КСПК), метод заряда, каротаж скважин (КС, ГК, ГГК, РРК), инклинометрия, телефотодокументация стенок скважин
Геохимические методы	Литогеохимическая съемка земной поверхности и поверхности палеозойского фундамента. Составление соответствующих геохимических карт и разрезов	Литогеохимическое картирование поверхности палеозойского фундамента. Составление геохимических карт, разрезов палеозойских образований. Всестороннее изучение эндогенных, в отдельных случаях экзогенных ореолов всех рудообразующих и широкого спектра сопутствующих элементов	
Бурение скважин	Бурение картировочных скважин по сети, отвечающей масштабу съемки, а также структурных скважин, одиночных и по отдельным профилям, со сгущением в необходимых случаях до сети 800×800 (400) м	Бурение картировочных скважин по сети 400×200 м, реже 800×250 м с целью геохимических поисков и уточнения геологического строения и границ перспективных участков. Проходка поисково-структурных скважин по сети 400×400 м для изучения глубинного строения и перспективной оценки участков	Проходка структурно-поисковых скважин по сети 200×200 м
Результаты исследований	Комплект геологических и прогнозных карт. Оконтуривание потенциальных рудных узлов (полей). Оценка прогнозных ресурсов категории P_2	Комплект геологических и прогнозных карт. Оконтуривание потенциальных рудных полей (месторождений, рудопроявлений). Обоснование постановки поисково-оценочных работ. Оценка прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_1	Оконтуривание потенциальных месторождений. Технико-экономические соображения (ТЭС) постановки предварительной разведки. Оценка прогнозных ресурсов категорий P_1 и частично запасов C_2

каническими структурами. Рассматриваемая стадия геологических исследований, как правило, дает надежный материал для проведения в дальнейшем целенаправленных более детальных поисков, а также часто приводит к открытию новых месторождений. К этой стадии предъявляются особые требования и работы, связанные с ней, должны проводиться на высоком научно-методическом уровне. Это обусловлено не только необходимостью определения перспектив территории на промышленное оруденение, быстрого и с наименьшими затратами открытия новых рудных узлов, полей, месторождений, но и получения достаточного материала для составления Государственной геологической карты масштаба 1:50 000.

Во вторую стадию — поиски масштаба 1:25 000—1:10 000 — дается оценка всем выявленным на предыдущей стадии палеовулканическим структурам. При этом в первую очередь обращается внимание на краевые части структур, сложенные преимущественно вулканитами промежуточных и удаленных фаций, с которыми, как известно, связано промышленное полиметаллическое оруденение. Основные работы должны быть направлены на уточнение рудоносной структуры в целом.

В третью стадию — поисково-оценочные работы — определяются в общих чертах структура рудного объекта и масштабы оруденения. Полученная информация должна дать предварительное представление о промышленной значимости выявленного месторождения, отвечать требованиям, предъявляемым к составлению технико-экономических соображений (ТЭС) о целесообразности проведения на нем предварительной разведки.

В рассматриваемой части Рудного Алтая единственным широко доступным средством получения геологической, геохимической и геофизической (в скважинном варианте) информации является колонковое бурение, поскольку продуктивные палеозойские образования здесь, как отмечалось, перекрыты рыхлыми песчано-глинистыми отложениями кайнозоя в основном большой мощности; например, в Змеиногорском районе (с горно-холмистым рельефом) от нуля до 30—40 м, в

Золотушинском (с равнинно-холмистым рельефом) от нуля до 80 м, в Рубцовском (с равнинно-степным рельефом) преимущественно от первых десятков до 150 м и более. Кроме того, подавляющая часть территории в контуре развития рудоносных девонских образований опойскавана до глубины 300—500 м, а на многих участках — до 700 м.

Бурение скважин осуществляется на основе данных наземных геофизических, а также геохимических съемок и сопровождается отбором ориентированного в пространстве керна стратифицированных образований. Исходя из размеров рудных узлов, полей и месторождений, густота структурных, структурно-поисковых и поисково-оценочных глубоких скважин, установленная для разных стадий работ, исключает пропуск искомого рудного объекта. Глубина скважин зависит от глубины залегания потенциально рудоносных структур или проявления полиметаллического оруденения и колеблется в связи с этим от первых сотен до 1000 м и более. Проходка их осуществляется вертикально или наклонно в зависимости от пространственного положения оцениваемой структуры. Густота картировочных скважин определяется сложностью строения палеозойского фундамента на древнем эрозионном срезе, а также требованиями к глубинным геохимическим поискам, которые в последние годы широко проводятся на стадии поисковых работ. При этом размеры сети составляют 400×200, редко 800×250 м. Глубина картировочных скважин определяется в основном мощностью рыхлых отложений и коренных пород, затронутых выветриванием. В описываемой части Рудного Алтая она изменяется от первых десятков метров до 150 м и более.

Геологические методы исследования, такие, как литолого-стратиграфический, палеонтологический, петрографический, формационно-фациальный, структурный и др., имеют целью всестороннее изучение глубинного строения того или иного участка площади, установление ее перспективности на промышленное оруденение, выявление и оценку промышленной значимости оруденения. Минералогические методы дают возможность непосредственно выявлять

полиметаллическое оруденение, а также ореолы рассеянной сульфидной минерализации и околорудные метасоматиты.

Геохимические методы применяются на всех стадиях работ. При этом опробованию подвергаются все литологические разности пород. В монотонных толщах пробы отбираются с шагом 10 м, реже 5 м способом пунктирной борозды. Спектральный полуколичественный анализ осуществляется на оснующие элементы. Обработка геохимической информации проводится по общепринятым методикам с использованием 10—15 элементов и более. При этом всесторонне изучаются протяженность, форма, зональность и другие параметры их ореолов на картах, поперечных и продольных разрезах, погоризонтных планах.

Такие геофизические исследования, как магнито- и гравиразведка, помогают геологическому картированию вообщее и выявлению палеовулканических центров, в частности, а электрические методы (ВП, ЕЭП, МПП) облегчают поиск полиметаллического оруденения. Поскольку «дальнейшее» наземных электрических поисковых методов значительно (первые сотни метров), применяются комбинированные (МЗ, КСПК) в варианте скважина — поверхность и скважинные (ВП, ЕЭП, КСПК, МЭК) методы, которые при больших глубинах наиболее эффективны.

Все применяемые методы поисков неравноценны по своей значимости. Это обусловлено их различной разрешающей способностью, а также сложностью геологического строения опосредуваемой площади. Наиболее эффективными практически во всех случаях являются геологические методы. Так, открытие месторождений состоялось прежде всего на основе знания геологических предпосылок. Определенную роль сыграли наряду с другими признаками также геохимические (Крючковское, Таловское, Захаровское, Юбилейное, Ново-Золотушинское месторождения), минералогические (Степное, Тушканихинское) и геофизические (Рубцовское).

На участках древних горных выработок в XVIII веке были открыты

Змеиногорское, Локтевское, Золотушинское месторождения, а в 50-е годы настоящего столетия установлены на глубине Стрижковское, Среднее, Майское и Корбалихинское. Зареченское месторождение выявлено, исходя из общих геологических предпосылок.

Говоря об эффективности различных стадий поисков, следует отметить, что Лазурское, Семеновское, Петровское, Змеиногорское, Локтевское, Золотушинское месторождения были открыты в XVIII веке. Все они к настоящему времени частично или полностью отработаны. Корбалихинское, Крючковское, Рубцовское месторождения открыты на стадии съемки и общих поисков масштаба 1:50 000 — 1:25 000; Зареченское, Таловское, Захаровское, Юбилейное — на стадии поисков; Тушканихинское и Степное — также на стадии поисков, но с учетом результатов съемки масштаба 1:50 000; Среднее и северо-западный фланг Корбалихинского — на стадии поисково-оценочных работ.

В заключение следует отметить, что применение в северо-западной части Рудного Алтая рассматриваемой методики обеспечивает надежный поиск месторождений колчеданно-полиметаллических руд. Однако для повышения ее эффективности необходимо совершенствовать методы анализа и разбровки геохимических и геофизических аномалий. С целью выявления и изучения палеовулканических структур как основных геологических предпосылок поисков следует внедрить наряду с грави- и магниторазведкой комплекс методов сейсморазведки. Это особенно важно в условиях осуществления поисков на больших глубинах только при помощи дорогостоящего колонкового бурения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

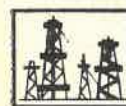
1. Геология и условия формирования Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай)/И. В. Крейтер, В. В. Кузнецов, И. П. Пугачева и др.//Геология рудных месторождений. 1982. № 5. С. 37—46.
2. Горжеский Д. И., Баранов Э. Н., Ревякин П. С. Скрытые полиметаллические месторождения на Рудном Алтае и пути совершенствования методики их поисков//Разведка и охрана недр. 1971. № 12. С. 6—13.

3. Комплексирование работ по прогнозу и поискам месторождений свинца и цинка в вулканогенных формациях: Методические рекомендации/Е. И. Филатов, И. П. Пугачева, И. В. Крейтер и др.—М.: ЦНИГРИ, 1983.
4. Опыт применения геохимических критериев для прогнозирования колчеданно-полиметаллического оруденения на Рудном Алтае/А. А. Головин, Г. Ф. Пак, И. Ф. Мясников, Г. И. Хорин//Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., 1977. С. 89—92.
5. Оценка запасов полиметаллических руд при помощи КСПК/И. А. Розенфарб, А. А. Серебренников, А. К. Сухарев, В. В. Семенов//Разведка и охрана недр. 1982. № 4. С. 54—57.
6. Перспективы выявления рудных объектов в Змеиногорском районе/Е. И. Филатов, В. В. Кузнецов, И. В. Крейтер, И. П. Пугачева//Разведка и охрана недр. 1978. № 8. С. 5—8.
7. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Отв. редактор А. А. Абуллин.—Алма-Ата: Наука, 1977.
8. Ревякин П. С., Солодов А. А. Геофизическое обоснование крупномасштабного прогнозирования на примере Рудного Алтая//

Труды ЦНИГРИ. 1982. Вып. 171. С. 100—105.

9. Чекалин В. М., Мясников И. Ф., Кочуркова Л. И. Применение геохимических методов при поисках скрытопогребенных месторождений полиметаллических руд на примере Рубцовского рудного района//Геофизические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск, 1980. С. 69—76.
10. Чекалин В. М. Поиски и разведка скрытопогребенных полиметаллических месторождений//Разведка и охрана недр. 1982. № 1. С. 21—26.
11. Чекалин В. М. Рудоносность палеовулканических депрессий (на примере Рубцовского рудного района в Рудном Алтае)//Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985. С. 160—163.
12. Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Минералогические критерии поисков скрытого оруденения на Корбалихинском рудном поле//Труды ЦНИГРИ. 1975. Вып. 118. С. 50—55.
13. Черных А. Ф. Вулканические структуры Успенской вулканической депрессии (Рудный Алтай)//Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985. С. 79—83.

Принята редколлегией 27 июля 1987 г.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 550.4+553.98.061.3(282.256.341)

А. Э. КОНТОРОВИЧ, Д. И. ДРОБОТ,
Р. Н. ПРЕСНОВА (НПО «Сибгео»)

Геохимия нефтидов и проблема генезиса байкальской нефти

Начало изучения проблемы байкальской нефти было положено известными натуралистами, первыми исследователями географии и геологии Сибири, членами Петербургской Академии наук И. Г. Гмелиным (1733 г.), И. Г. Георги (1772—1773 гг.) и позднее А. Л. Чекановским (1869—1871 гг.) и И. Д. Черским (1877—1880 г.). Этими учеными установлено широкое распространение нефтепроявлений вдоль всего юго-восточного побережья озера, от устья р. Селенга до Баргузинского залива, в зоне картируемого здесь дизъюнктивного нарушения (рис. 1). Было выявлено два вида нефтепроявлений: «горный воск», или «байкерит» — вязкое вещество буровато-зеленого цвета (его обычно находили на берегу), и масля-

нистый, значительно менее вязкий продукт, всплывающий со дна озера на различном удалении от берега.

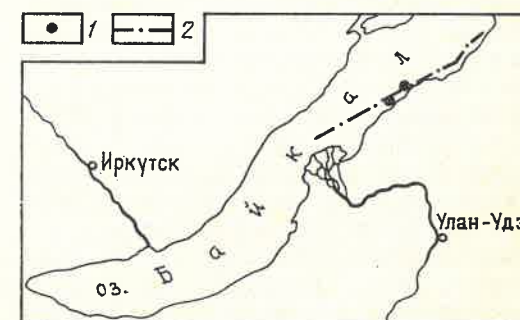


Рис. 1. Схема расположения нефтепроявлений: 1 — нефтепроявления; 2 — разлом

Геохимия нафтидов и проблема генезиса байкальской нефти

23

В конце XIX — начале XX веков по поручению Горного департамента изучением проблемы байкальской нефти и возможности организации ее добычи занимался В. Д. Рязанов. К этому же периоду относятся и первые попытки исследований состава байкальской нефти. В 1874 г. в Известиях Сибирского отделения Русского географического общества А. А. Шмарин привел анализ «морского воска» озера Байкал. Он установил, что байкерит начинает кипеть при 140 °С. Продукт перегонки был разделен на жидкую и твердую при обычных условиях фракции. Выход жидкого дистиллята составил 8,44 %, твердого — 61,17 % исходной массы. Твердый продукт перегонки имел желтоватый цвет. В 1904 г. выдающийся русский физико-химик академик Н. С. Курнаков также исследовал образец байкальской нефти, плотность ее оказалась равной 0,91 г/см³. В 1917—1918 гг. внимание

В 1917—1918 гг. внимание к проблеме байкальской нефти в ряде работ привлек К. П. Калицкий, с середины 20-х годов нефтеносность Байкала начали изучать Г. Ю. Верещангин, Г. Е. Рябухин, позднее С. П. Ситников, Л. С. Петров. В послевоенные годы обобщением и изучением нефтеносности Байкала и забайкальских впадин занимались Г. Е. Рябухин, Е. В. Кравченко, В. Г. Васильев, С. Г. Саркисян, А. И. Левин, а с начала пятидесятых годов — В. В. Самсонов и Г. П. Пономарева. Систематизация материалов этого периода дана в работе [8].

В результате сформировались три гипотезы о возможном генезисе байкальской нефти. Еще в 1940 г. В. А. Успенский и А. И. Горская высказали предположение о кембрийском генезисе байкальских битумов. С. П. Ситниданской антеклизы также полагал, что ее источником являются морские нефтепроизводящие толщи кембрия, наличие которых он обосновывал в поднадвиговой зоне восточного берега озера. Генетическую связь байкальской нефти с кембрийскими нефтепроизводящими толщами предположил и Г. Г. Мартинсон. Допускался даже докембрийский возраст этих толщ (Б. В. Тимофеев). Большинство исследователей связывали образование байкальской нефти с генерацией ее пресноводными кон-

тинентальными меловыми (Е. А. Прес-
няков, Е. В. Кравченко, В. Г. Васильев
и др.) или кайнозойскими (Г. Е. Рябу-
хин, В. В. Самсонов и др.) отложения-
ми. Н. А. Кудрявцев обосновывал абиогенный мантийный генезис байкаль-
ской нефти.

Геохимических исследований, которые позволили бы отдать предпочтение какой-либо из этих точек зрения, практически не проводилось. В. Г. Пуцилло изучал пробы нефти, собранные на поверхности озера и выделенные из кер- на скважины, пробуренной со льда. Они оказались идентичными, нефть со- льда имела плотность $0,98 \text{ г/см}^3$, со- держала $21,01 \%$ смол и $7,8 \%$ асфаль- тенов, $1,2 \%$ парафинов, $0,33 \%$ серы. Около 14% массы исходного продукта выкипало до 300°C . Позднее В. Г. Пу- цилло и С. И. Мироновым была вы- сказана мысль о том, что нефть на по- верхности озера и байкерит, содержа- щий около 40% парафинов, имеют разную генетическую природу. Эти ис- следователи выдвинули гипотезу, со- гласно которой в районе Байкала должны быть найдены и парафинистые нефти. В итоге авторы пришли к обос- нованному выводу, что достоверными материалами для решения вопроса о генезисе байкальской нефти они не располагают, и указали на необходи- мость более углубленного изучения хи- мии байкальской нефти новейшими ме- тодами. В последующие три десятиле- тия эта программа не была реализова- на, интерес к проблеме байкальской нефти упал.

Вместе с тем в 70—80-е годы осадочно-миграционная теория нафтидогенеза, геохимия нефти, методы исследований нефтей шагнули далеко вперед и претерпели коренные изменения. Одновременно фундаментальные открытия были сделаны в непосредственной близости от Байкала, на Сибирской платформе. Здесь впервые в мировой практике доказана региональная нефтегазоносность верхнепротерозойских и кембрийских отложений. Залежи конденсатного газа и нефепроявления установлены также в перми, триасе и юре. Значительно углубились представления о строении Байкальской рифтовой зоны. Все это позволяет на новом уровне изучить байкальскую нефть, проверить справедливость вы-

двигавшихся в 40—50-е годы гипотез. Задача состоит не в получении новых обоснований для возобновления нефтепоисковых работ на Байкале или в его окрестностях (экологически это совершенно не оправдано). Она заключается в исследовании современными аналитическими и геохимическими методами такого уникального природного феномена, как нефть Байкала.

Феномена, как нефть Байкала.

Обследование зоны распространения нефтепроявлений и отбор проб были проведены в марте 1982 г. и в июле 1983 г. Зимняя проба отобрана против пади Стволовой примерно в 300 м от берега со льда (см. рис. 1). Летом область распространения нефтепроявления была прослежена на поверхности воды. Один выход нефти отмечен в районе той же пади в нескольких десятках метров от берега. В этом месте нефть в виде небольших шариков (2—3 мм) периодически всплывает со дна, с глубины примерно 10—15 м. Она имеет черную окраску и полужидкую консистенцию. Северо-восточнее, по направлению к мысу Толстому, нефтяная пленка на поверхности воды в виде обширных маслянистых пятен встречается довольно часто. Наиболее значительное по площади нефтепроявление (200×300 м) было отмечено в районе пади Зеленовской на расстоянии 1,5—2,0 км от берега при глубине озера около 200 м. Нефтепроявления видны лишь на спокойной глади озера.

На обоих участках отобраны три пробы нефти с водой. После удаления воды они были проанализированы. В летних пробах определен групповой и углеводородный состав. Значительная по массе зимняя проба изучена более тщательно. Схема исследования предусматривала определение фракционного состава, удаление из фракции, кипящей при температуре выше 200 °С, асфальтенов и жидкую хроматографию всех фракций с выделением насыщенных нафтоароматических углеводородов и смол. Далее выделенные группы соединений изучались методами элементного анализа, газожидкостной хроматографии, спектрометрии в инфракрасной (ИК) и ультрафиолетовой (УФ) частях спектра, спектроскопии, ядерного магнитного резонанса на протонах (ЯМР). Во всех фракциях криоскопией в нафталине была

определена молекулярная масса. Набор методов из этого комплекса при изучении отдельных фракций менялся в соответствии с их информативностью при исследовании классов органических соединений. Индивидуальный состав низкокипящих УВ определялся методом ГЖХ. Интерпретация аналитических данных осуществлялась по общепринятым методикам [6, 9, 10]. Ниже при описании байкальской нефти дается характеристика зимней пробы.

Байкальская нефть характеризуется высокой плотностью ($0,9823 \text{ г/см}^3$), низкой сернистостью ($0,33 \%$), низким содержанием парафинов ($2,67 \%$), что хорошо согласуется с данными Н. С. Курнакова и В. Г. Пуцилло. Она представлена в основном высококипящими фракциями. В составе нефти зафиксированы УВ с температурой кипения от $27,85^\circ\text{C}$ (изопентан) и выше; до 200°C выкипает 1% , до 300°C — 7% от массы нефти, собранной с поверхности льда. В групповом составе отбензиненной нефти на долю УВ приходится от $38,06$ до $50,65 \%$, смол от $34,56$ до $43,75 \%$, асфальтенов от $10,45$ до $27,38 \%$. Групповой и элементный состав нефти приведен в табл. 1 и 2. Она обогащена изотопом ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$ — $27,5 \%$). Ранее С. И. Голышев определил изотопный состав байкерита, он оказался идентичен составу нефти ($\delta^{13}\text{C}$ — $27,4 \%$).

Доминируют насыщенные соединения. Во фракции, выкипающей до 125 °С, они составляют 98,06 %; во фракции с температурой кипения выше 200 °С в двух пробах — около 65 % и в одной — 56 %.

Нормальных алканов в нефти 1,02 %, среди них идентифицированы УВ от пентана до октакозана (C_{28}) включительно (рис. 2). В максимальной концентрации (0,097 %) присутствует пентадекан (C_{15}). Среди *n*-алканов с молекулярной массой 282 атомных единицы и более (C_{20}) имеет место относительный максимум концентрации генайкозана (C_{21}) — 0,06 %. Относительная концентрация *n*-алканов среди изомерных алифатических УВ с ростом молекулярной массы постепенно уменьшается. Так, среди гексанов на долю изомера нормального строения приходится 54,24 %, среди гептанов 46,86 %, среди октанов 40,24 %, среди нонанов 34,29 %, среди деканов 29,17 %, среди тридеканов 22,22 %, среди тетрадеканов 16,67 %, среди пентадеканов 11,11 %, среди гексадеканов 6,67 %, среди гептадеканов 4,44 %, среди октадеканов 2,22 %, среди нонадеканов 1,11 %, среди докозанов 0,56 %, среди триакотанов 0,28 %, среди триакотанов 0,14 %, среди тетракозанов 0,07 %, среди пентакозанов 0,03 %, среди гексакозанов 0,01 %.

Групповой состав байкальской нефти, %

Место отбора	Дата отбора	Σ УВ	Me — Na	Na — Ar	Смолы	Асфальтены*
Район пади Стволовой, лед	03,82	50,65	32,97	17,68	38,90	10,45
Район пади Стволовой, вода	07,83	40,22	22,52	17,70	43,75	16,03
Район пади Зеленовской, вода	07,83	38,06	24,73	13,33	34,56	27,38

* В сумме с асфальтогенными кислотами.

Таблица 1

Элементный состав байкальской нефти, смол и асфальтенов, %

Объект исследования	C	H	S	N + O
Нефть	87,85	11,26	0,33	0,56
Смолы	85,56	9,85	0,39	4,20
Асфальтены	87,40	8,19	0,41	4,00

Таблица 2

среди октанов 35,07 %. В массе разветвленных ациклических насыщенных УВ преобладают монозамещенные. Отношение концентраций монозамещенных УВ к дизамещенным для соединений ряда C_6 равно 3,40, C_7 — 4,21 и C_8 — 1,96.

Алициклические УВ во фракции с температурой кипения ниже 125 °C составляют 16,34 %. Среди них преобладают гексаметиленовые (80,5 % от суммы цикланов во фракции). Среди циклопентанов идентифицированы только метилциклопентан и метилэтилциклопентаны. Первого примерно в три раза больше. Распределение УВ ряда циклогексана состава C_6 — C_8 типичное для метановых нефтей: концентрация циклогексана в них составляет 16,87 %, метилциклогексана 43,16 %, диметилциклогексанов 39,97 %.

Как показывают данные ИК-спектрометрии, в составе высокомолекулярных разветвленных алканов и циклоалканов с температурой кипения выше 200 °C преобладают алифатические структуры. Они составляют 63,47 % этой фракции. Алифатические цепи образуют 41,32 % фракции, среди них преобладают неразветвленные цепи с шестью и более метиленовыми группа-

ми. Роль изопреноидных цепей в насыщенных УВ сравнительно невелика, но они представляют значительную часть разветвленных УВ. Метиленовые группы в изопреноидных структурах составляют 4,37 % от фракции. В изопреноидных УВ соотношение масс метиленовых и метильных групп должно быть равно 2,8. Тогда в изопреноидных УВ и изопреноидных структурах масса метиленовых групп должна быть 1,56 % от фракции. На долю CH_3 -групп внутри цепей во фракции разветвленных алканов и цикланов приходится 2,40 % массы фракции, т. е. на метильные ответвления в нерегулярных цепях приходится только 0,84 % фракции. Оценки показывают, что при средней длине цепи нерегулярных разветвленных алканов C_{18} — C_{20} и преобладании монометилалканов их должно быть в 1,5—2,0 раза больше, чем изопреноидов. Важно также, что длинные алифатические цепи нормального строения играют в составе УВ исследованной фракции значительно большую роль, чем регулярные разветвленные структуры изопреноидного строения.

Среди нафтенных структур в рассматриваемой фракции методами ИК-спектрометрии идентифицированы

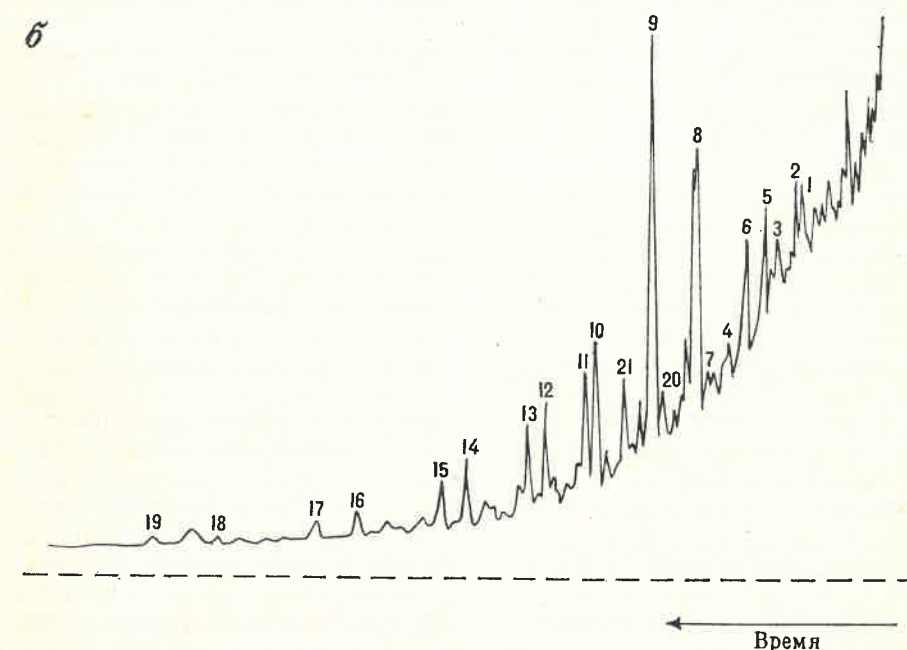
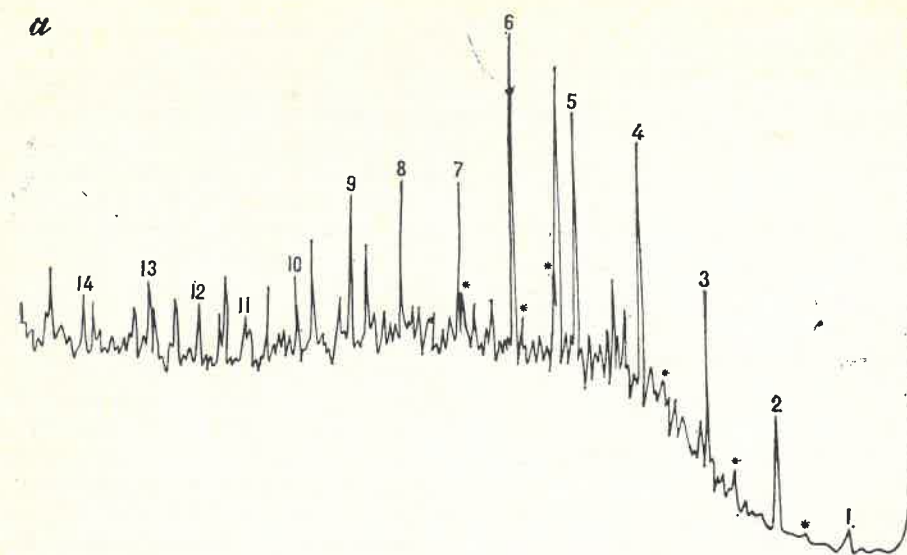


Рис. 2. Хроматограммы фракции насыщенных углеводородов байкальской нефти с температурой кипения более 200 °C:

а — область выхода нормальных и изопреноидных алканов; 1—14 — нормальные алканы от C_{12} до C_{25} ; звездочкой отмечены изопреноидные алканы C_{14} — C_{16} и C_{18} — C_{20} (молекулярная масса возрастает справа налево); б — область выхода стеранов и гопанов;

изостераны: 1 — C_{27} (20R), 2 — C_{27} (20S), 3 — C_{28} (20R, 20S), 4 — C_{29} (20R, 20S); гопапы: 5 — C_{27} (трисноргопан 18aH), 6 — C_{27} (трисноргопан 17aH), 7 — C_{28} , 8 — C_{29} , 9 — C_{30} , 10 — C_{31} (22S), 11 — C_{31} (22R), 12 — C_{32} (22S), 13 — C_{32} (22R), 14 — C_{33} (22S), 15 — C_{33} (22R), 16 — C_{34} (22S), 17 — C_{34} (22R), 18 — C_{35} (22S), 19 — C_{35} (22R); моретаны: 20 — C_{29} , 21 — C_{30}

только шестичленные кольца, причем масса метиленовых групп в них (17,59 %) даже несколько меньше, чем C- и CH -групп (18,94 %), что указывает на значительную замещенность и высокую конденсированность цикланов. Среди заместителей при кольцах

преобладают изолированные метильные группы (12,38 %). Весьма значительна также роль диметильных разветвлений (6,17 %).

Модель строения разветвленных и циклически насыщенных УВ, вытекающая из данных ИК-спектрометрии, хо-

Таблица 3

Распределение протонов во фракции нафтоароматических углеводородов, смолы и асфальтенах байкальской нефти, % от массы водорода

Фракция	Ароматические структуры			Алифатические структуры					Нафтоновые структуры
	Всего	МЦ	ПЦ	Всего	МЦ*	ПЦ*	CH ₂	CH ₃	
Нафтоароматическая	7,0	4,9	2,1	14,5	6,1	8,4	35,2	25,7	17,3
Смолы	14,6	5,0	9,6	22,0	4,6	17,4	36,5	16,0	11,4
Асфальтены	21,0	—	—	24,0	—	—	—	55,0	—

* В α -положении возле моноциклических и полициклических ароматических ядер.

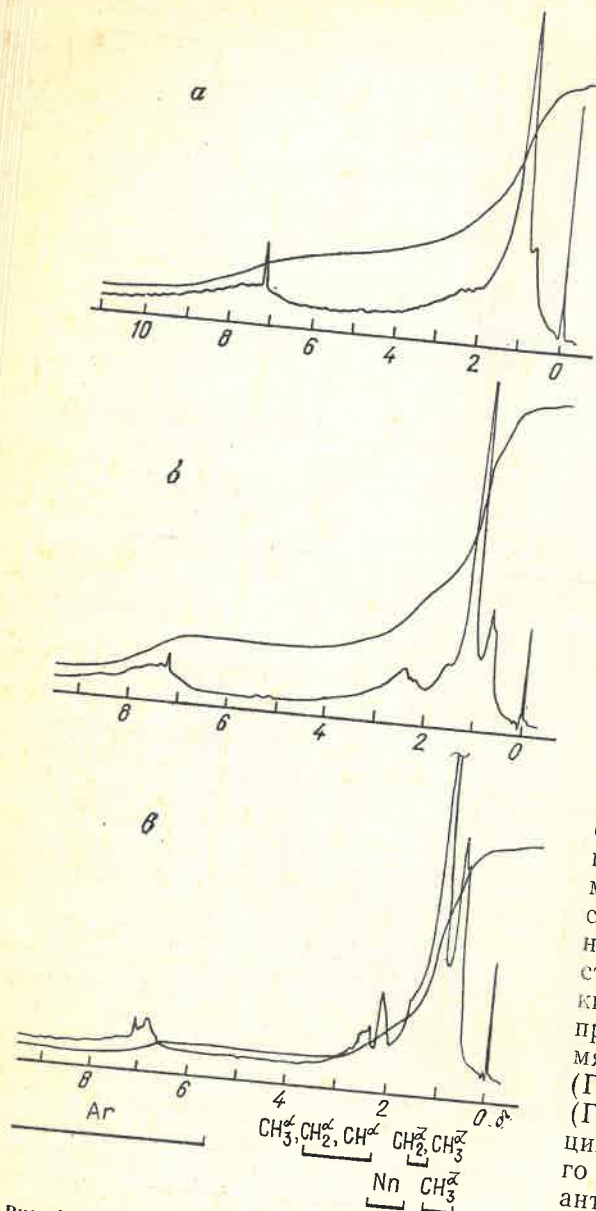


Рис. 3. Спектры ЯМР фракций байкальской нефти: а — асфальтены, б — смолы, в — нафтоароматическая фракция

рошо согласуется с данными ГЖХ (см. рис. 2). В составе фракции насыщенных УВ наряду с *n*-алканами идентифицированы изопреноидные УВ. Среди них присутствуют соединения C₁₄—C₁₆ и C₁₈—C₂₀. В наибольшей концентрации зафиксирован пристан, в несколько меньшей — фитан, их отношение 1,15. Концентрации отдельных изопреноидных УВ ниже, чем ближайших по индексу удерживания *n*-алканов. Отно-

шение концентраций изопреноидных и нормальных алканов 0,11. Значительная роль байкальской нефти циклановых УВ видна по отчетливо фиксируемому на хроматограмме «горбу» (см. рис. 2). Весьма важной чертой геохимии этой нефти является высокая концентрация в ней тритерпанов — конденсированных алициклических УВ ряда гопана (см. рис. 2). Среди них идентифицированы все УВ ряда C₂₇—C₃₃. В максимальной концентрации присутствует собственно гопан (C₃₀) — 29,97 % от массы суммы тритерпанов, несколько меньше концентрация адиантана (C₂₉) — 21,05 %, меньше всего бисноргопана (C₂₈). Далее с ростом молекулярной массы УВ их концентрация убывает. Для гомогопана (C₃₁) она равна 12,90 %, бисгомогопана (C₃₂) — 10,10 %, трисгомогопана (C₃₃) — 7,88 %. Трансформация биомолекул в диagenезе и катагенезе ведет к образованию большого количества стереоизомеров. Для гопанов и стеранов проблема эта достаточно полно исследована. При характеристике их стереоизомеров в байкальской нефти, как это обычно принято [6], будем пользоваться номенклатурой Фрезера при описании сочленения нафтоновых колец и R-S номенклатурой при описании пространственной конфигурации молекул в алициклических заместителях. Трисноргопан представлен в байкальской нефти двумя стереоизомерами — регулярным (Г₂₇II-17 α , 21 β) и перегруппированным (Г₂₇I-18 α , 21 β). Отношение концентраций перегруппированного и регулярного трисноргопанов 0,89. Помимо адиантана и гопана с конфигурацией 17 α , 21 β в байкальской нефти присутствуют их эпимеры с конфигурацией 17 β , 21 β -норморетан (M₂₉) и моретан (M₃₀). Соотношение концентраций сумм моретанов и гопанов C₂₉—C₃₀ равно 0,06. В составе УВ C₃₁—C₃₃ идентифицированы S и R-эпимеры. Отношение их концентраций 1,36, 1,29 и 1,51 соответственно. В составе байкальской нефти присутствуют и стераны. Они не поддаются столь однозначной интерпретации, как гопаны, из-за мешающих пиков других соединений. Ввиду малого количества вещества концентраты стеранов и гопанов не выделялись. Из рис. 2

видно, что в нефти уверенно идентифицируются и в значительных количествах присутствуют перегруппированные стераны П₂₇, П₂₈ и П₂₉. Среди них больше всего $\beta\alpha$ -диахолестана, в наименьшей концентрации присутствует диаэргостан. В нефти также определены изостераны (изо-27, 28, 29). Максимальная концентрация среди изостеранов характерна для последнего. В минимальных концентрациях среди стеранов в байкальской нефти обнаружены α -стераны.

Нафтоароматических УВ в байкальской нефти сравнительно немного — от 22,5 до 33,0 % в разных пробах, в двух пробах их в 1,85 раза, в одной в 1,27 раза меньше, чем насыщенных. Из простейших соединений этого ряда в нефти идентифицированы бензол и толуол, последнего примерно в два раза меньше. Изучение фракции высококипящих нафтоароматических УВ методами инфракрасной и ультрафиолетовой спектроскопии и ядерного магнитного резонанса на протонах показало, что во фракции доминируют моноароматические углеводороды. На долю нафталиновых ядер приходится 6,8 %, фенантреновых 0,6 % и хризеновых 0,5 % от массы фракции. Пиреновых и антраценовых ядер очень мало (0,2 и 0,1 % соответственно). По данным ЯМР (рис. 3, табл. 3) в составе фракции лишь 7,0 % водорода находится в ароматических структурах, из них 2,1 % — в полициклических. Принятая интерпретация ЯМР спектров дана на рис. 3. Здесь индекс α указывает на структурные группы в α -положении к ароматическому кольцу, ин-

декс $\bar{\alpha}$ — на группы во всех остальных положениях. Принцип индексации заимствован из математики. В алифатических структурах входит 75,4 % водорода, в том числе в группы в α -положении по отношению к ароматическим кольцам — 14,5 %, из оставшейся части в метиленовые группы входит 35,2 % и в метильные 25,7 %. В составе CH₂- и CH-групп в циклоалифатических структурах находится 17,3 % водорода. Расчет по комплексу данных с учетом молекулярной массы (396) позволяет предполагать, что на среднюю молекулу приходится 5,4 атома углерода в бензольных кольцах, 2,2 в нафталиновых и 0,2—0,1 атома в хризеновых, пиреновых и антраценовых ядрах. Кроме того, на среднюю молекулу приходится два циклоалифатических шестичленных кольца и алифатическая цепь, содержащая 7—8 метиленовых групп. Таким образом, в составе нафтоароматической фракции преобладают углеводороды гибридного строения с одним, реже двумя ароматическими кольцами и большими по массе алифатическими и алициклическими заместителями.

Состав гетероциклических соединений (асфальтенов и смол) был изучен методами элементного анализа и протонного магнитного резонанса. В смолах и асфальтенах (см. табл. 2) достаточно много водорода и азота. По данным ЯМР, большая часть водорода находится в алифатических и циклоалифатических структурах (см. рис. 3, табл. 3). Водород ароматических структур в смолах составляет 14,6 % его массы, причем по сравнению с наф-

теноароматическими УВ возрастание этой величины происходит исключительно за счет водорода конденсированных ароматических ядер. С учетом значительной конденсированности можно утверждать, что масса ароматических структур в молекулах смола существенна. В асфальтенах ароматический водород играет еще большую роль (21,0%), причем по данным спектроскопии ЯМР выделить долю водорода в моноциклических структурах не удастся. Из общих соображений понятно, что она невелика.

Попытаемся ответить на вопрос, каков генезис байкальской нефти. На молекулярном уровне в пользу ее бесспорно биогенного осадочно-миграционного образования свидетельствует уникальная обогатенность этой нефти биохеомоссилиями, наследующими углеродный скелет и в значительной части пространственную конфигурацию от исходного живого вещества. К таким соединениям относятся нормальные и изопреноидные алканы, стераны и гопаны. Весь этот комплекс соединений в природе изначально может генерироваться только такой открытой системой, как живая клетка. На атомном уровне о биогенном происхождении этой нефти говорит ее изотопный состав, тождественный изотопному составу живого вещества.

Второй вопрос, на который следует дать ответ, касается возраста предполагаемых нефтепроизводящих отложений. Первой возникла гипотеза о позднем протерозойском или кембрийском возрасте этой нефти. В последние годы к западу и северо-западу от оз. Байкал на Сибирской платформе в Непско-Ботубинской нефтегазоносной области открыт ряд нефтяных и газонефтяных залежей и скоплений битумов в отложениях венда и кембрия. Их генезис обычно связывают с верхнепротерозойскими нефтепроизводящими толщами Байкало-Патомского нагорья [5, 7]. Эти нефти также содержат значительное количество хемофоссилий, что позволяет сравнить их с изученным образцом байкальской нефти. Не касаясь деталей, отметим главные их отличия.

Для кембрийских и верхнепротерозойских нефтей прилегающих к Байкалу районов Сибирской платформы в

алифатических УВ наряду с нормальными и изопреноидными алканами присутствуют специфические, свойственные в значительных концентрациях только им УВ — 12,13-метилалканы. В байкальской нефти они не идентифицированы. В древних нефтях Сибирской платформы стеранов обычно больше, чем гопанов, причем среди изостеранов изоситостан резко преобладает над изохолестаном. В ботубинской нефти, например, отношение концентраций второго из названных УВ к первому равно 0,15—0,30, в ярактинской и собинской нефтях изохолестан отсутствует [6]. В байкальской нефти стеранов значительно меньше, чем гопанов (см. рис. 2), а отношение изохолестан/изоситостан намного больше единицы. В изученных нефтях Сибирской платформы не идентифицированы либо присутствуют в ничтожных концентрациях гопаны C_{27} (трисноргопаны) и C_{28} (бисноргопаны). В байкальской нефти они есть. Существенные различия имеются также в изотопном составе углерода: в верхнепротерозойских и кембрийских нефтях Сибирской платформы $\delta^{13}C$ меняется от —30 до —34 ‰, т. е. по сравнению с ними байкальская нефть обогащена изотопом ^{13}C .

Н. Б. Вассоевич называл специфические особенности нефти на молекулярном и атомном уровне, унаследованные от исходного живого вещества в определенной экологической нише, «уликами» ее происхождения [1]. В исследуемом случае нельзя допустить существования единого источника для нефтей древнейших толщ Сибирской платформы и байкальской.

Вместе с тем имеется ряд аргументов в пользу образования нефти в пресноводных континентальных отложениях. Это, во-первых, низкое содержание серы в нефти в целом, а также в смолах и асфальтенах. Последнее свойственно нефтям, отлагавшимся в пресноводных водоемах. Во-вторых, следует указать на повышенную концентрацию изотопа ^{13}C и высокое значение $\delta^{13}C$ [2, 3]. Наконец, характерно превышающее единицу отношение концентраций пристана и фитана. Таким образом, на основании приведенных данных и по аналогии с нефтями угленосных и субугленосных толщ ряда

районов Сибири можно считать, что источником байкальской нефти были терригенные пресноводные меловые или кайнозойские отложения Байкала.

Представляется, что осадочная толща, в которой генерировалась байкальская нефть, претерпела весьма значительный катагенез, который отвечает, по крайней мере, верхней части ГЗН (градация $МК_1$ —Д катагенеза). В пользу этого утверждения свидетельствуют:

близкое к единице отношение концентраций n -алканов с четным и нечетным количеством атомов углерода в цепи;

присутствие исключительно 17α , 21β новообразованных нефтяных гопанов; свойственное ГЗН соотношение $22S$ и $22R$ -гопанов;

близкое к термодинамически равновесному для условий ГЗН соотношение моретанов и гопанов [6].

Этому не противоречат данные о значительной толщине (свыше 5 км) отложений кайнозоя в Байкальской впадине [4].

Остается, однако, неясным, почему в байкальской нефти сравнительно мало нормальных и еще меньше изопреноидных алканов, в силу чего у нее, с одной стороны, алифатический характер, а с другой — явная обогатенность нафтеновыми УВ, а также почему она обогащена гопанами, являясь по существу концентратом последних, и в то же время содержит сравнительно мало стеранов. Проявились ли здесь специфика исходного живого вещества и его диагенеза или свойственный главной фазе нефтеобразования, но все же не слишком сильный катагенез, или, наконец, имели место начальные фазы биодегградации, протекающие в процессе миграции нефти в осадок и через толщу воды? В какой мере на составе этой нефти отразились миграционные эффекты?

Интересно заметить, что особенности состава байкальской нефти таковы, что ее трудно отнести к определенному типу в классификациях А. Э. Конторовича, О. Ф. Стасовой и Ал. А. Петрова [3, 6]. Она несет в себе особенно-

сти, свойственные нескольким типам, или является новым типом, стоящим в промежутке между нефтяными типами А и Д в первой из упомянутых классификаций и между А¹ и Б во второй. Эти вопросы, как и многие другие стороны химии и геохимии байкальской нефти, еще ждут своего изучения.

Исследования такого уникального феномена природы, как нефть Байкала (химия и геохимия, место в экосистеме озера), необходимо продолжить. Они, несомненно, прольют свет и на условия континентального нефтегазообразования в зонах современных, а по аналогии и древних рифтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества//Генезис нефти и газа. М., 1967. С. 5—22.
2. Конторович А. Э., Богородская Л. И., Голышев С. И. Распределение стабильных изотопов углерода в седиментах различной генетической природы//Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 3—11.
3. Конторович А. Э., Стасова О. Ф. Типы нефтей в осадочной оболочке Земли//Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 3—13.
4. Мац В. Д. Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 1987.
5. Непско-Ботубинская антеклиз — новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР/Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. — Новосибирск: Наука, 1986.
6. Петров Ал. А. Углеводороды нефти. — М.: Наука, 1984.
7. Преснова Р. Н., Дробот Д. И. Изопреноидные углеводороды в рифей-вендских и кембрийских нефтях Сибирской платформы//Геология и геофизика. 1986. № 5. С. 13—21.
8. Самсонов В. В. Происхождение байкальской нефти и проблемы нефтегазоносности Бурятии//Проблемы Сибирской нефти. Новосибирск, 1963. С. 127—150.
9. Современные методы анализа в органической геохимии/Под ред. А. Э. Конторовича. — Новосибирск, 1973.
10. Современные методы исследований нефтей (справочно-методическое пособие)/Под ред. А. И. Богомолова, М. Б. Темяно, Л. И. Хотынцевой. — Л.: Недра, 1984.

Принята редколлегией 30 ноября 1987 г.

Роль температуры и геологического времени при региональном метаморфизме ископаемых углей

Существующие представления о температурах регионального метаморфизма углей можно разделить на три группы: а) температуры, обусловленные нормальным геотермическим градиентом (около 30 град/км); б) температуры, примерно в 1,5 раза превышающие геотермический градиент; в) температуры неопределенные, переменные, их действие рассматривается совместно с геологическим временем.

Первая точка зрения обосновывается с помощью шкалы вертикальной зональности регионального метаморфизма углей Донецкого бассейна [4]. Если допустить, что палеогеотермический градиент в бассейне был в два раза выше современного, т. е. составлял около 55 град/км, то антрациты, образовавшиеся на глубине 9 км, должны были испытать нагрев до 500 °С, чего не могло быть, так как при такой температуре формируются породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Вмещающие же антрацит породы не достигли указанной фации. Предположим, что палеогеотермический градиент лишь в 1,5 раза превышал современный и равнялся 41 град/км. Следовательно, на глубине 9 км палеотемпература достигла бы 370 °С, с чем также нельзя согласиться, поскольку при таких температурах органическое вещество превращается в графит и ассоциирует с высокотемпературной зоной зеленых сланцев. Предположим, что палеогеотермический градиент был в 1,5 раза ниже современного и составлял 18 град/км. Тогда температура на глубине 9 км составляла бы 160 °С. Невозможность образования высокотемпературных антрацитов при такой низкой температуре доказывается глубоким бурением: в скважинах зафиксированы аналогичные современные температуры в зоне каменных углей, но не антрацитов. Эти расчеты свидетельствуют о том, что палеогеотермический градиент в Донецком бассейне в период метаморфизации углей практически не отличался от современного — 28 град/км.

Таким образом, исходя из палеогеотермического градиента и вертикальной протяженности ступеней метаморфизма, необходимые для образования отдельных стадий метаморфизма углей палеотемпературы составляли (с учетом слоя постоянной температуры — 10 °С):

Стадия	Температура, °С
Б	50
Д	50—80
Г	80—110
Ж	110—120
К, ОС	120—140
Т	140—155
ПА	155—190
А	190—270

Имеются и прямые данные, свидетельствующие о низких температурах углефикации, обусловленных естественным тепловым полем Земли при палеогеотермическом градиенте около 30 град/км. Так, изучение спорополенинов (вещества оболочки спор и пыльцы) из ископаемых углей и условий их разложения свидетельствуют о том, что температура метаморфизма каменных углей, сохранивших споры, не превышала 200 °С, а скорее всего была ниже ее, но выше 100 °С [13]. Изучение глинистых пород угольных месторождений с позиций коллоидной химии показало, что жирные угли никогда не нагревались до температур 130—140 °С. Специальные исследования с привлечением термо- и рентгенографии показали, что антрациты с отражательной способностью $R_{\max}^{a} 13,6—15,3\%$ никогда не нагревались до температуры 300 °С. Температуры гомогенизации газожидких включений в кварце и киновари из Никитовского ртутного месторождения составляют 105—150 °С. Поскольку угли стадий К и ОС в рудовмещающей толще этого месторождения не изменены гидротермальными растворами, температуры метаморфизма углей были не ниже температур указанных растворов, чем и подтверждаются расчетные температуры углефикации. Расчетная температура нагрева графитоидов из крижовской железорудной толщи в зе-

леносланцевой зоне 320—340 °С [4]. Многочисленными исследованиями газожидких включений в кварце из указанной толщи зафиксирована температура гомогенизации около 300 °С, что подтверждает расчетное значение.

Предполагаемые повышенные температуры регионального метаморфизма углей второй группы, в 1,5 раза и более превышающие нормальные, опровергаются методом доказательства от противного. Если допустить, например, что угли стадии ОС, погружавшиеся на глубину 4,5 км, образовались при температуре 225 °С, то антрациты, испытавшие погружение вдвое большее, должны были нагреваться до 450 °С, но это неприемлемо из-за низкой степени метаморфизма вмещающих антрациты пород.

Что касается третьей точки зрения, то надо отметить: проведенная на современном уровне искусственная углефикация свидетельствует о большой роли геологического времени в процессах метаморфизма. Длительное действие низких температур на ископаемые угли приводит к таким же результатам, как и кратковременное нагревание при повышенных температурах [10, 12]. Однако указанное замечание справедливо лишь при известных ограничениях. Ли Пингтан считает, что в процессе метаморфизма углей при данной температуре достигается равновесие, и дальнейшее изменение степени метаморфизма возможно лишь при повышении температуры. Как известно, свойства углей в ряду метаморфизма изменяются таким образом, что их структура приобретает все более упорядоченный характер [7]. По мере того, как угли одной стадии метаморфизма под действием определенной температуры переходят в другую стадию, реагирующие при этой температуре компоненты исчерпываются и реакция постепенно замедляется.

Следует отметить, что характер изменения углей в ряду метаморфизма не одинаковый, это положение иллюстрируется графиком зависимости [2]. Из графика следует, что в процессе метаморфизма на стадиях Б, Д, Г в основном отщепляются кислород и углерод, а на более высоких стадиях, начиная со стадии Ж, — преимущественно углерод и водород, т. е. молекулярная

структура угля перестраивается. При этом с повышением степени метаморфизма углей в них уменьшается число кислородсодержащих функциональных групп, увеличивается содержание ароматического углерода и упорядочивается его структура.

Для протекания химических реакций при перестройке элементарные частицы реагирующих веществ должны обладать определенным минимумом кинетической энергии. Этот минимум энергии, необходимый для преодоления сил связи, обуславливающих связность и прочность вещества, представляющих собой энергетический барьер, называется энергией активации. Угли каждой последующей стадии метаморфизма обладают большей термодинамической устойчивостью по сравнению с предыдущей стадией, что доказывается ростом энергии активации и частотного фактора *, определяемых при термической деструкции (пиролизе) углей различных стадий метаморфизма (таблица).

При расчетах скоростей реакций метаморфизма углей часто исходят из правила Вант-Гоффа, согласно которому скорость удваивается или утраивается при повышении температуры на 10 °С. Однако это утверждение применимо только к одностадийным реакциям [5], а процесс метаморфизма углей представляет собой совокупность множества параллельных и последовательных необратимых реакций. Следовательно, правило Вант-Гоффа имеет ряд ограничений в отношении системы, температуры и энергии активации. Так, исходя из этого правила, энергия активации должна составлять 50—80 кДж/моль. Но этот интервал значенный типичен для реакций с периодом полупревращения от нескольких минут до нескольких часов при комнатной температуре. Все изложенное выше позволяет считать, что правило Вант-Гоффа неприменимо в расчетах скоростей реакций при метаморфизме углей [3].

Исходя из того, что в процессе метаморфизма уголь превращается в более термоустойчивое вещество с воз-

* Частотный фактор — та часть столкновения между молекулами, которая оканчивается реакцией [9].

Средние значения энергии активации и частотного фактора для процессов термического разложения ископаемых углей и графитизации [1, 6, 8, 11]

Кинематические параметры	Стадии метаморфизма органического вещества				
	Б	Д	Г	Ж	К + ОС
Энергия активации, кДж/моль	72—146,5 105,4 (3)	123,5 (1)	111,8—242,8 171,2 (9)	154—255,5 207,2 (8)	129,8—365,8 228,0 (8)
Частотный фактор, мин ⁻¹	3·10 ⁶ (1)	2,9·10 ⁸ (1)	6,3·10 ¹³ (6)	5·10 ¹⁴ (6)	1·10 ¹⁵ (3)
					217,7—291,8 254,8 (2)
					376,8—1297,9 891,8 (39)
					3,4·10 ¹⁷ (1)
					Графит

Примечание. В числителе — пределы значений, в знаменателе — среднее. Цифры в скобках — количество случаев.

растающими значениями энергии активации и частотным фактором, простое умножение температурного интервала на время пребывания угля в данном интервале с целью получения «теплого импульса» некорректно. Согласно уравнению Аррениуса

$$k = A \exp(-E/RT),$$

где k — константа скорости реакции, мин⁻¹; A — частотный фактор, мин⁻¹; R — основная газовая постоянная — 8,3144 Дж·К⁻¹·моль⁻¹; T — абсолютная температура, К; E — энергия активации, Дж/моль.

Из уравнения следует, что энергия активации очень сильно влияет на скорость реакции, повышение же температуры не дает такого увеличения скорости. Ниже сравниваются скорости реакций при значениях энергии активации, характерных для каменных углей, при температурах их образования (в произвольных ед.):

Энергия активации, кДж/моль	100°C	150°C
146,5	1,0	2,66·10 ²
272,1	3,55·10 ⁻¹⁷	1,1·10 ⁻¹³

Результаты расчетов показывают, что, например, угли стадии Т с E 272 кДж/моль, погружавшиеся на глубину 5 км и испытавшие температуру 150 °С, после поднятия на глубину 3 км при температуре 100 °С будут изменяться медленнее в $3,24 \cdot 10^4$ раза. Если, например, переход углей из стадии ОС в стадию Т при температуре 150 °С произошёл за $1 \cdot 10^5$ лет, то на глубине 3 км при температуре 100 °С для перехода углей стадии Т в стадию ПА понадобится $3,24 \cdot 10^9$ лет. В результате же роста при метаморфизме частотного фактора A реакция будет протекать еще медленнее.

Приведенные расчеты изменения скоростей реакций углефикации (или метаморфизма углей) с учетом изменения энергии активации (а также частотного фактора) показывают, что после поднятия угольных пластов из зоны больших в зону меньших температур реакции углефикации замедляются не в десятки, как следует из правила Вант-Гоффа при постоянной энергии активации, а в миллионы раз. Из этого вытекает, что так называемый постинверсионный метаморфизм

углей представляет теоретический интерес за пределами его количественной оценки. Образовавшаяся при максимальном погружении углей вертикальная зональность метаморфизма заметно не нарушается постинверсионными процессами. Отсутствие влияния геологического времени на метаморфизм видно на примере отложений докембрия Сибирской платформы. Несмотря на достаточно высокие температуры (50—100 °С на глубине 4 км) органическое вещество достигло здесь лишь каменноугольной стадии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бирюков Ю. В. Термическая деструкция спекающихся углей. — М.: Металлургия, 1980.
2. Ван Кревелен Д. В., Шуер Ж. Наука об угле. — М.: Госгортехиздат, 1960.
3. Голицын М. В. О длительности процесса метаморфизма угля. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 8. С. 90—97.
4. Канана Я. Ф. Вертикальная зональность и палеотемпературы регионального метаморфизма органического вещества. // Геологический журнал. 1985. № 6. С. 69—74.
5. Кемпбел Дж. Современная общая химия. Т. 2. — М.: Мир, 1975.

6. Лурье М. В., Скляр М. Г. Кинетические закономерности неизотермического разложения. // Химия твердого топлива. 1974. № 6. С. 74—80.
7. Матвеев А. К. Метаморфизм и внутреннее строение вещества углей. // Материалы ВСЕГЕИ. Сер. Полезные ископаемые. 1944. С. 138—143.
8. Мочалов В. В., Грязнов Н. С. Исследование кинетики и механизма процесса термического превращения углей. // Химия твердого топлива. 1969. № 4. С. 94—99.
9. Скляр М. Г., Шустиков В. И., Лурье М. В. Математическое моделирование кинетики термического разложения углей по данным термогравиметрического анализа. // Химия твердого топлива. 1970. № 4. С. 7—21.
10. Fishbach D. The kinetics and mechanism of graphitization. Chem. and Phys. Carbon. Vol. 7. New York. 1971. P. 1—105.
11. Friedel R., Quciser J., Retcofsky H. Coal like substances from low-temperature pyrolyses at very long reaction times. J. Phys. Chem. 1970. Vol. 74. N 4. P. 908—912.
12. Heek K., Juntgen H., Luft K., Teichmüller M. Aussagen zur Gasbildung in frugen Inkohlungsstadien auf Grund von Pyrolyseversuchen. Erdol und Kohle. 1971. Bd. 24. N 9.
13. Pacault A. The kinetics of graphitization. Chem. and Phys. Carbon. Vol. 7. New York. 1971. P. 107—154.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.29(575.3)

Р. Б. БАРАТОВ (Ин-т геологии АН ТаджССР),
К. И. ЛИТВИНЕНКО (ПО «Таджикгеология»)

Эволюция рудообразования на Южном Тянь-Шане и Памире

Южный Тянь-Шань и Памир, рассматриваемые в пределах Таджикской ССР, являются частями соответственно Урало-Монгольского герцинского и Средиземноморского герцинско-альпийского глобальных тектонических поясов, граница между которыми трансформируется вдоль зоны Гиссаро-Бухарского глубинного разлома [2]. Геосинклинально-складчатые структуры герцинид на геосинклинальном этапе развивались в режимах мио- и миктогеосинклиналей (Южный Тянь-Шань, ордовик—ранний и средний карбон) и эвгеосинклиналей (Памир, Гиссаро-Северо-Памирская провинция, ранний

и средний карбон). Аналогичные структуры киммерид (Южный Памир) на протяжении карбона—юры характеризуются парагеосинклинальным типом развития. Формирование герцинских и киммерийских геосинклинально-складчатых комплексов происходило на жестком фундаменте — консолидированной континентальной земной коре, мощность которой изменяется от 35 км под Южным Тянь-Шанем до 75 км на Памире. В олигоцен-раннечетвертичное время рассматриваемая территория, так же как и вся Средняя Азия и прилегающие к ней площади, после периода относительного тек-

тонического покоя — режима, условно именуемого платформенным, продолжавшегося на Южном Тянь-Шане в течение юры, мела и раннего и среднего палеогена, а на Южном Памире в течение раннего и среднего палеогена, подверглась новейшей тектоно-магматической активизации.

Эндеогенное оруденение описываемых регионов связано с рудоносными геологическими формациями, закономерно возникающими при определенных тектонических режимах тех или иных этапов (стадий) развития тектонических структур. В связи с этим процессы эндеогенного рудообразования, эволюция процессов рассматриваются нами в прямой зависимости от особенностей тектонической обстановки развития структур во времени и пространстве. Рудные и рудоносные геологические формации, возникающие в условиях тектонических режимов определенных этапов и стадий тектоно-магматических циклов, мы считаем магматогенно-рудными системами. Подобная система как понятие характеризуется определенным вещественным составом, геотектонической позицией, тектоническим режимом, возрастом и пространственным положением и в подобной трактовке соответствует представлениям Г. М. Власова о региональных (второго и третьего порядков) магматогенно-рудных системах [6]. В соответствии с вышеизложенным в рассматриваемом районе выделяются следующие группы магматогенно-рудных систем: догеосинклинальные архей-протерозойские, геосинклинальные и орогенные этапы (с подразделением соответственно на ранние и поздние стадии) в герцинском и киммерийском тектоно-магматических циклах и альпийской эпиплатформенной активизации.

Догесинклинальные магматогенно-рудные системы являются производными процессов регионального ультраметаморфизма докембрийских осадочных пород, преобразованных в мраморно-кварцито-гнейсовые толщ, залегающие в основании фанерозойских геосинклинально-складчатых областей Средней Азии и рассматриваемые в качестве фрагментов срединных или межгеосинклинальных жестких массивов. Наиболее интересные и многооб-

разные проявления метаморфогенной минерализации — благородная шпинель, корунд, лазурит, тальк, флогопит, форстерит, энстатит в магнезиальных скарнах, а также слюдоносные и хрусталеносные, турмалиноносные и керамические пегматиты — сосредоточены в архейской горанской серии, обнажающейся в низах кристаллической толщ Юго-Западного Памира.

Разрез этой серии, видимой мощностью около 4000 м, слагают переслаивающиеся горизонты биотитовых, амфибол-биотитовых, силлиманит-биотитовых гнейсов, мигматитов, кварцитов, кристаллических сланцев, карбонатных пород, претерпевших два этапа регрессивного, отвечающего условиям гранулитовой фации, и регрессивного, соответствующего условиям амфиболитовой фации. Среди карбонатных пород горанской серии различаются кальцитовые, доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые мраморы, доломиты, мраморы преобладают в нижней части разреза серии, а доломитовые — в средней. Доломиты и магнезиты более характерны для ее верхней части. По данным В. И. Киселева и В. И. Буданова [5], магнезиальные скарны приурочены к контактам двух разнородных сред: карбонатной и алюмосиликатной. Роль последней выполняют гнейсово-мигматитовые образования нормальной и повышенной щелочности.

Названные авторы выделяют два главных типа продуктивных магнезиальных скарнов, сформировавшихся за счет замещения: а) магнезитовых и доломит-магнезитовых мраморов; б) доломитовых и кальцит-доломитовых мраморов. С первым типом скарновых образований ассоциируют драгоценные и поделочные камни (шпинель, клиногумит, серпентин), а также форстерит, энстатит, тальк, графит, со вторым — лазурит, флогопит. Скарны представляют собой типичные биметасоматические согласные пластовые и пластообразные залежи, распространенные по всему разрезу горанской серии. Какие-либо признаки связи этих образований с интрузивным гранитоидным магматизмом отсутствуют. Все эти данные свидетельствуют о ге-

нетической связи магнезиальных скарнов и процессов их метасоматического преобразования, приведших к формированию уникального букета драгоценных и поделочных камней и технического сырья, с общим региональным метаморфизмом кристаллических толщ Юго-Западного Памира, с его регрессивным этапом, соответствующим термодинамическим параметрам амфиболитовой фации.

Раннегеосинклинальные магматогенно-рудные системы объединяют рудные формации, возникшие на раннегеосинклинальной стадии герцинского тектоно-магматического цикла в связи с вулканогенными и интрузивными формациями эвгеосинклинальных тектонических зон: Южно-Гиссарской и Калаихумб-Сауксайской. Заложение названных структур происходило на достаточно мощной континентальной земной коре в условиях ее общего растяжения, вследствие которого возникли серии продольных расколов-разломов различной глубины заложения, приведшие к неравномерному прогибанию отдельных блоков земной коры, их частичной или полной базификации. В связи с последним эвгеосинклинальные тектонические зоны рассматриваемой территории относятся к типу наложенных, слабо регенерированных (периферические бортовые части) и интенсивно регенерированных (центральные или осевые части эвгеосинклинальных структур) эвгеосинклиналей [4], характеризующихся полным (Калаихумб-Сауксайская зона) и сокращенным (Южно-Гиссарская зона) развитием офиолитового комплекса [7].

Вулканогенные формации эвгеосинклиналей контролируют колчеданную минерализацию. Проявления колчеданно-полиметаллического типа связаны с кали-натриевыми кислыми и умеренно-кислыми (дациты, риолиты) дифференциатами базальтовой магмы, формирующимися на слабо регенерированных периферических бортовых частях (по отношению к центральному осевому трогу) эвгеосинклиналей, а медно- и цинково-колчеданные — с сериями натриевых слабо- и контрастно-дифференцированных вулканитов (андезитобазальты, базальты-липариты), тяготеющими к осевым интенсив-

но регенерированным блокам эвгеосинклиналей. Собственно осевые части эвгеосинклиналей выполнены практически нерудоносными толщами недифференцированных базальтов.

В тесной пространственной и временной связи с эвгеосинклинальными вулканитами ассоциируют интрузивные образования габбро-плагиигранитовой и гипербазитовой формаций. С первой из них связаны скарновые проявления железа, меди, полиметаллов. В связи с этой формацией предполагается также медно-порфировое оруденение. Гипербазиты характерны только для эвгеосинклинальных структур Северного Памира. Они представлены дунит-перидотит-пироксенитовой группой формаций, контролирующей сульфидно-медно-никелевое оруденение ликвационного типа.

Позднегеосинклинальная (С₃) магматогенно-рудная система герцинского тектоно-магматического цикла объединяет постмагматическое рудообразование, связанное с послескладчатой интрузивной деятельностью, происходившей в условиях преобладающего сжатия на участках позднегеосинклинальных поднятий. Рудоносные интрузивы, объединенные в габбро-диорит-гранодиоритовую формацию, характеризуются следующими признаками:

сравнительно небольшими штокообразными (до 35 км²) массивами и дайкообразными телами пестрого состава, варьирующего в пределах одного массива от габбродиорита, монцодиорита, монцонита, кварцевого диорита, тоналита до гранодиорита. По химизму среди них преобладают породы, тяготеющие к средним типам кварцевого диорита, гранодиорита, с нормальной, иногда несколько повышенной щелочностью, с близкими (1,2—1,4) соотношениями N и K, умеренной железистостью и слабой пересыщенностью глиноземом, обладающие устойчиво повышенными (от 1,5—2,0 до 5—10 кларков) содержаниями золота;

интенсивными контактово-метаморфическими и постмагматическими метасоматическими преобразованиями вмещающих пород — мраморизацией, ороговикованием, скарнированием, альбитизацией, калишпатизацией, окварцеванием, биотитизацией, амфиболитизацией, березитизацией;

различной степенью раскристаллизации (от полнокристаллических до слабо раскристаллизованных и порфировых разностей) пород, свидетельствующей о разных, по крайней мере, двух относительных уровнях глубин становления интрузивных массивов — мезоабиссальном (для полнокристаллических пород) и гипабиссальном (для порфировых и порфировидных разностей).

Рудоносные интрузивы формируются в условиях карбонатной среды, в известняках, доломитовых известняках, доломитах силура—девона, объединяемых в рамках карбонатных, терригенно-карбонатных, терригенно-кремнисто-карбонатных формаций, слагающих раннегеосинклинальный структурно-формационный этаж тектонических зон Южного Тянь-Шаня. Их размещение определяют узлы пересечений разломов глубокого и северо-западного и секущего северо-восточного направлений в ядрах антиклинальных (антиформных) складок или их фрагментах.

С позднегеосинклинальным процессом рудообразования связан обширный список металлов (W, Sn, As, Cu, Bi, Zn, Pb, Sb, Au, Ag), составляющих золото-шеелит-кварцевую, золото-шеелит-сульфидную, золото-сульфидно-сульфосольную, олово-серебро-полиметаллическую и полиметаллическую (свинцово-цинковую) формации, характеризующиеся закономерным размещением по отношению к массивам рудоносных гранитоидов [1].

В ассоциации с гранитоидами мезоабиссальных фаций располагаются шеелит-кварцевые и шеелит-сульфидные проявления, причем первые локализируются непосредственно в телах рудоносных интрузий, а вторые — в их экзоконтактах в пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнах. С гранитоидами гипабиссальной фации ассоциирует золото-сульфидно-сульфосольное оруденение, наложенное на экзоконтактные апомагнезиальные известковые скарны.

Олово - серебро - полиметаллическая минерализация пространственно оторвана от ближайших выходов гранитоидов и располагается гипсометрически выше сульфидно-сульфосольной,

в единой с нею структурной обстановке. Перечисленные рудные формации группируются в генетически родственный формационный ряд, присущий единому этапу рудообразования.

Позднегеосинклинальный этап рудообразования развивался стадийно по следующей обобщенной схеме: редкотеррит — стадия ранних сульфидов (арсенопирит, пирит, пирротин) — стадия поздних сульфидов (халькопирит, сфалерит, станнин, висмутин, галенит) — сульфосольная стадия (сульфосоли меди, свинца, серебра). Минеральные ассоциации перечисленных стадий отмечаются в составе всех позднегеосинклинальных рудных формаций, фиксируя тем самым их генетическое родство. Черты различия между рудными формациями, их формационную индивидуальность определяют количественные соотношения между стадийными минеральными ассоциациями, а также между минералами внутренней и шеелит-сульфидной формаций преобладает редкотерритовая и частично ранняя сульфидная стадия, в составе сульфидно-сульфосольной основной роль принадлежит сульфидным стадиям и присутствует сульфосольная, а в олово-серебро-полиметаллической формации сульфосольная ассоциация преобладает над всеми остальными.

Следует отметить также наличие своеобразных минерало-геохимических мостиков, позволяющих проследить соответствующие связи между парагенетическими ассоциациями. В этом отношении показательны олово и золото. В шеелит-сульфидной формации олова в форме касситерита значительно больше, чем станнина, в сульфидно-сульфосольной соотношения между этими минералами обратные, а в полиметаллической формации присутствует только станнин. Что касается золота, то оно в отличие от серебра, тяготеющего к сульфосольной стадии, сопутствует отложению минералов всех стадий, за исключением первой редкотерритовой.

Позднегеосинклинальные магматогенно-рудные образования киммерийского тектоно-магматического цикла распространены незначительно в об-

ласти сочленения зон Центрального и Юго-Восточного Памира. Они включают вольфрамоносные скарны, иногда с золотом и оловом, формирующиеся в связи с раннеюрскими интрузивами диорит-гранодиорит-гранитового состава.

Раннеорогенная магматогенно-рудная система в герцинских геосинклинально-складчатых структурах представлена тремя фациальными группами магматических и связанных с ними рудных образований: мезоабиссальной, гипабиссальной и акроабиссальной. Мезоабиссальную фациальную группу составляют сравнительно крупные штоко- и батолитоподобные интрузии гранодиорит-гранит-лейкогранитовой формации, в составе которой преобладают биотитовые порфировидные граниты, отвечающие нормальным лейкократовым гранитам повышенной щелочности с характерными касситеритом, шеелитом, флюоритом в виде аксессуаров. Экзоконтактные изменения этих пород выражены ореолами ороговивания, мраморизации, скарнирования.

Типоморфными металлами рассматриваемого глубинного уровня являются олово, вольфрам, тантал, ниобий и др. Олово и вольфрам в форме касситерита, шеелита, реже вольфрамиты концентрируются в грейзенах, кварцевых и кварцево-турмалиновых жилах, пироксен-гранатовых скарнах. Остальные металлы связаны с оловоносными, в той или иной мере редкотерритовыми пегматитами микроклин-альбитового, альбит-редкотерритового, турмалин-мусковитового состава, а также с жильными кварц-альбит-флюоритовыми образованиями. Оруденение локализуется в телах рудоносных интрузивов, их экзоконтактах и в породах кровли.

Гипабиссальную фациальную группу представляет интрузивно-вулканогенная раннепермская дацит-липаритовая формация, объединяющая поверхностные, жерловые и субвулканические образования среднего, умеренно кислого и кислого состава. Рудоносными в составе упомянутой формации являются жерловые и субвулканические фации, представленные сравнительно небольшими изометрическими или овальными, удлиненными штокообразными те-

лами и дайками, сложенными кварцевыми порфирами, гранит- и гранодиорит-порфирами, кварцевыми латит-порфирами, дацитовыми порфирами, эруптивными брекчиями дацитовых и дацит-липаритовых порфиров. Эти породы обладают полнокристаллически порфировыми структурами с микрогранитовой, фельзитовой, микропикллитовой основной массой. Характерные акцессорные минералы — апатит, циркон, гранат, флюорит.

Типоморфными металлами данного глубинного уровня являются сурьма, ртуть, золото, серебро, мышьяк, свинец, цинк, а также флюорит. Перечисленные компоненты в форме сульфидов, сложных сульфидов, сульфосолей и самородных элементов слагают минеральные образования серебряно-полиметаллической, золото-серебряной, золото-флюорит-ртутно-сурьмяной, флюорит-полиметаллической формаций. Эти образования в виде секущих жильных и жиллообразных тел локализируются в ореолах кремнистых (вторичные кварциты), щелочных (альбититы), щелочно-кальциевых (аргиллизированные, серицитизированные, карбонатизированные породы) метасоматитов по терригенным и вулканогенным вмещающим породам. Гипабиссальные магматогенно-рудные образования контролируются узлами пересечений разломов тяньшаньского (продольного субширотного) и анти-тяньшаньского (меридионального и диагонального) направлений.

К акроабиссальной фациальной группе раннеорогенной магматогенно-рудной системы нами относятся телетермальные проявления ртутно-сурьмяной формации, которые в отличие от аналогичных по составу гипабиссальных проявлений не обнаруживают объективно выраженных связей с гранитоидным магматизмом. Для данного типа проявлений характерна пластовая и пластообразная форма рудных залежей, приуроченных к межформационным телам джаспероидов и микрокварцитов, сформированных в контактах подстилающих известняков и перекрывающих сланцев. С более глубинными рассматриваемую группу проявлений объединяют общие минерало-геохимические особенности руд, к числу которых относятся постоян-

ные примеси флюорита, таллия, серебра, золота, наличие части (иногда значительной) сурьмы и ртути в форме соответствующих сульфосоединений, а также сходные типы окислительно-восстановительных пород, среди которых преобладают аргиллиты.

Позднеорогенная магматогенно-рудная система в герцинидах Южного Тянь-Шаня включает гидротермально-метасоматические и пегматитовые проявления флюоритовой и флюорит-редкометалльно-редкоземельной минерализации, пространственно и генетически связанные с формацией щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов поздней перми—раннего триаса. Массивы нефелиновых сиенитов представляют также интерес как источники высокоглиноземистого сырья. Местами интрузивные щелочные и нефелиновые сиениты сопровождаются вулканитами феолит-трахит-трахиандезит-трахибазальтового состава, что дает основание рассматривать эту совокупность щелочных пород в качестве единой вулканоплутонической ассоциации. Рудоносные интрузивы сопровождаются жильными производными — пегматитами, сиенит-аплитами, альбититами, а также интенсивными постмагматическими изменениями типа альбитизации, канкринитизации, содалитизации, биотитизации, флюоритизации. Они контролируются поднятиями сводово-глыбовыми поднятиями кольцевой формы, приуроченными к участкам территории с максимальной мощностью земной коры (50—60 км), наследующим позднеорогенные поднятия, а также глубинными разломами антитяньшаньского (северо-восточного) простирания, рассекающими позднеорогенные своды [3].

Орогенные магматогенно-рудные породы киммерид характерны для зон Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, где они образуют две группы систем, обладающих существенно серебряно-оловянно-редкометалльной специализацией. Одну из этих групп представляет серебряно-полиметаллическая минерализация, формирующаяся в связи с раннемеловой вулканоплутонической ассоциацией, составленной вулканитами трахиандезит-дацитов формации и комагматичной с ней диорит-гранодиоритовой формации.

Вторая группа систем формируется в связи с прерывисто-непрерывным гомодромным рядом раннемеловых гранодиорит-гранитовых и лейкогранитовых формаций, характеризующихся оловянной, вольфрамом-оловянной и оловянно-редкометалльной специализацией.

Эта специализация реализуется в виде обширной группы проявлений, которые в зависимости от особенностей состава рудоносных интрузивов и среды их становления, а также удаленности оруденения от рудоносных интрузивов представлены различными генетическими и формационными типами оруденения: оловоносными и редкометалльными грейзенами кварцево-вольфрамит-касситеритовыми и кварцево-касситеритовыми, скарново-касситерит-сульфидными, касситерит-станными-сульфидными, кварцево-шелловыми, кварцево-вольфрамитовыми, оловоносными и редкометалльными пегматитами. Оловоносные и редкометалльные грейзены локализуются чаще всего непосредственно в телах рудоносных интрузивов, а касситеритовые и вольфрамит-касситеритовые кварцевые жилы находятся как в телах последних, так и в породах их кровли. Наиболее удалена от выходов рудоносных гранодиорит-гранитовых интрузивов, подчас с потерей объективно выраженных связей с последними, касситерит-станными-сульфидная минерализация, локализуемая в существенно терригенных породах пермского триаса. Оловоносные и редкометалльные пегматиты формируются в связи с наиболее кислыми лейкократовыми разностями гранитоидов рудоносной формации. Они приурочены к орогенным поднятиям, сложенным древними кристаллическими породами фундамента.

С этапом альпийской эпиплатформенной активизации связано формирование ряда магматогенно-рудных систем, представленных в герцинидах (Южный Тянь-Шань, Северный Памир), телетермальными стратиформ-лестинами, флюоритами, полиметаллов, ртути, т. е. минерализацией, оторванной от магматизма, а в киммериде (Южный Памир, зона Центрального Памира) — различным оруденением,

связанным со следующими группами рудоносных магматических образований: палеогеновой вулканоплутонической ассоциацией среднего и кислого состава нормального и субщелочного ряда; палеогеновой плутонической диорит-гранодиорит-лейкогранитовой группой формаций нормального и субщелочного ряда; неогеновой вулканоплутонической формацией щелочных сиенитов, щелочных габброидов и базальтоидов.

Палеогеновая вулканоплутоническая ассоциация, представленная поверхностями и субвулканическими фациями андезитобазальтов, андезитов, андезитодацитов, дацитов, а также комагматичными с ними сериями малых интрузий монцодиоритов, монцитов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и лейкократовых гранитов, характеризуется многокомпонентной (золото, вольфрам, серебро, мышьяк, медь, кобальт, висмут) специализацией. Рудные образования сформированы в условиях акроабиссальной фации, на глубине порядка 0,5—1,0 км ниже уровня дневной поверхности [4]. Они отличаются сложным минеральным составом с явлениями телескопирования, выраженными пространственно совмещенными ассоциациями сульфидов и сульфосоединений (пирротин, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, блеклые руды, буланжерит), окислов и кислородных соединений (кварц, магнетит, гематит, шеелит), карбонатов (кальцит, анкерит, сидерит), а также самородных элементов (золото, серебро, висмут), и сопровождаются свойственными данным глубинам формирования кварц-серицит-карбонатными метасоматитами. Оруденение, формирующееся в связи с упомянутой вулканоплутонической ассоциацией, составляет единый генетический ряд рудных формаций, включающий золотое - шеелит - сульфидно - сульфосольную, золотое-серебряную, золотое-сульфидно-кварцевую и медно-висмутую формации.

Для диорит-гранодиорит-лейкогранитовой группы формаций, наряду с оловом и золотом, характерна главным образом специализация на молибдене, пьезооптические минералы, а для щелочных сиенитов, габброидов и ба-

зальтоидов намечаются парагенетические связи с флюорит-редкометалльно-редкоземельной и ртутно-сурьмяной минерализацией.

Таким образом, в пределах рассмотренной части Южного Тянь-Шаня и на Памире процессы эндогенного рудообразования прослеживаются на протяжении всей истории развития этих регионов: от архея—раннего протерозоя по неоген-раннечетвертичное время. В течение архея—раннего протерозоя рудообразование было обусловлено процессами ультраметаморфизма древних терригенно-карбонатных (доломиты, магнезиты, известняки) толщ, а в фанерозое — с магматической деятельностью герцинского, киммерийского и альпийского тектоно-магматических циклов. Особенности магматогенно-рудных систем герцинского и киммерийского циклов определяются тектоническими режимами геосинклинальных этапов развития рассматриваемых складчатых систем.

Для Южного Тянь-Шаня, тектонические зоны которого развивались по типу мио- и миктогеосинклиналей, характерны позднегеосинклинальные и раннеорогенные магматогенно-рудные образования герцинского цикла с преобладающей вольфрам-мышьяк-золото - олово - серебро - сурьмяно-ртутной специализацией. Северный Памир, объединяющий герцинские зоны эвгеосинклинального типа, отличается преобладанием раннегеосинклинального (медь, цинк, свинец, никель, золото) оруденения. Киммерийским тектоническим зонам Южного Памира, развивавшимся по типу парагеосинклиналей, свойственно главным образом оловянно-вольфрамо-редкометалльное оруденение орогенного этапа. На этапе альпийской эпиплатформенной активизации, проявившейся повсеместно, в киммериде Южного Памира были привнесены молибден, золото, серебро, флюорит, ртуть, а герциниды Северного Памира и Южного Тянь-Шаня обогатились полиметаллами, стронцием, флюоритом, ртутью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баратов Р. Б., Афиногенова Л. Н., Сальникова Р. Н. Направленность развития магматизма и рудообразования как следствие неоднородности строения (на примере Юж-

- ного Тянь-Шаня и Памира)//Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., 1985. С. 65—73.
2. Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории развития Южного Гиссара и Северного Памира//Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана. Л., 1970.
3. Волчанская И. Н., Литвиненко К. И., Нестуров В. Г. Формационные и морфоструктурные критерии металлогенического районирования Центрального Таджикистана//Сов. геология. 1985. № 8. С. 64—75.
4. Горжевский Д. И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-фор-

УДК [553.62+551.332.24] : 553.06

Г. А. ЮЗАПАВИЧЮС (ЛитНИГРИ),
А. А. ЮРГАЙТИС (Вильнюсский гос. ун-т)

Классификация и генезис флювиогляциальных месторождений песчано-гравийного материала и песков

Основное промышленное значение имеют месторождения строительных материалов флювиогляциального и аллювиального генезиса. Поэтому необходимо всестороннее углубленное изучение плейстоценовых отложений, направленное на повышение эффективности геологической съемки, поисков и разведки новых месторождений. Успех решения практических задач в значительной степени зависит от методики исследований и знания теоретических основ формирования отложений талых ледниковых вод. Опыт показывает, что размер месторождений и качество сырья обусловлены генезисом отложений [7], поэтому результативность прогнозирования и поисков зависит от восстановления условий формирования продуктивных залежей и палеогеографических реконструкций.

При классификации принято подразделение флювиогляциальных образований на внутриледниковые и приледниковые [2, 9, 15], основанное на взаимоотношении отложений и формирующего их ледника. Кроме того, на основе детального анализа фактического материала нами [3, 12] и Я. Лундгвистом [13] выделены еще и маргинальные отложения, образование которых происходило непосредственно у бровки ледника.

Генетическая классификация флювиогляциальных отложений обсужда-

Юозапавичюс Г. А., Юргайтис А.

- мационных зон и рудных районов//Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1978. С. 10—16.
5. Киселев В. И., Буданов В. И. Месторождения докембрийской магнетиально-скарновой формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Ирфон, 1986.
6. Магматогенно-рудные системы/Г. М. Власов, В. Н. Номпаниченко, Ю. Ф. Малышев и др.—М.: Наука, 1986.
7. Смирнов В. И. Общие проблемы доорогенной металлогении//Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1978. С. 20—29.

Принята редколлегией 28 марта 1988 г.

лась и была одобрена на X конгрессе ИНКВА в Бирмингеме, Великобритания [12], и на XI конгрессе в Москве (1982 г.).

Таким образом, в генетической классификации рассматриваемых отложений и сложенных ими месторождений выделяются три типа: внутриледниковые, маргинальные и приледниковые (таблица). Типы и подтипы на основании ряда признаков подразделяются более детально.

Внутриледниковые отложения, которые формировали внутри-, под- и надледниковые потоки талых вод, подразделяются на месторождения камов и озов. Отложения камов образованы талыми водами в углублениях, проталинах и других полостях мертвого ледника и представляют в рельефе холмы округлой или неправильной формы. Камы по геологическому строению и генезису подразделяются на флювиогляциальные, лимногляциальные и смешанные, а по положению в теле ледника — на внутри-, под- и надледниковые [14].

Как разновидность месторождений камов выделяются залежи камовых террас, образованные потоками талых ледниковых вод между ледником, с одной стороны, и возвышенностью или бортом долины, с другой. Терраса формируется в том случае, когда служащий опорой ледник мертвый.

Классификация и генезис флювиогляциальных месторождений

Генетическая классификация флювиогляциальных месторождений песчано-гравийного материала и песков

Тип месторождений	Подтип месторождений	Вид месторождений
Внутриледниковые	Камы	Флювиогляциальные камы Смешанные камы Камовые террасы Радиальные озы
Маргинальные	Озы	Насыпные краевые гряды Напорно-насыпные краевые гряды
Приледниковые	Краевые флювиогляциальные гряды	Элементарные зандры Зандровые равнины Межгрядовые зандры Зандро-дельты Недоразвитые дельты Дельты ледниковых туннелей и каналов Дельты устьев долин стока
	Зандры	Флювиогляциальные террасы маргинальных долин Флювиогляциальные террасы ложбин стока
	Флювиогляциальные дельты	
	Флювиогляциальные террасы	

Отложения озов созданы талыми ледниковыми водами в туннелях и трещинах мертвого или отступающего ледника и представлены в рельефе длинными, узкими, извилистыми валами. По положению к направлению бывшего движения ледника выделяются радиальные озы, протягивающиеся более или менее перпендикулярно к ледниковому краю. И. Банерье и Б. Макдональд [8] на основании детальных исследований озов Канады предлагают три модели их образования: в открытых каналах, в туннелях и в виде дельт (конусов выноса).

К месторождениям краевых гряд относятся флювиогляциальные отложения так называемых конечных морен [3, 10 и др.]. Они образованы у переднего края материкового ледника из нагромождения продуктов вытаивания и напора в виде слоистых и неслоистых песчано-гравийных, а местами моренных (суглинистых) скоплений. Представлены они холмистыми валоподобными грядами или смыкающимися в дуги и цепи вереницами холмов, протягивающимися вдоль переднего края ледника [7]. В основном краевые гряды делятся на насыпные, формирование которых происходило у края стационарного или отступающего ледника, и напорно-насыпные, преобразованные действием активного ледника.

Среди отложений, сформированных приледниковыми потоками талых вод, выделяются зандровые, флювиогляциальных дельт и террас.

Месторождения зандров возникли в результате процессов накопления и эрозии свободно блуждавших потоков талых ледниковых вод у подножия материкового льда в виде пологонаклонной веерообразной равнины в условиях общего уклона подстилающей поверхности от ледникового края. Детальные морфологические и структурно-текстурные исследования зандров проводились С. Евтуховичем [11], А. П. Микалаускасом [1] и др. Выделяются элементарные или одноконусные зандры, сложные или зандровые равнины и межгрядовые зандры.

Отложения дельт сформированы в субаэрально-субаквальной среде в устьях флювиогляциальных рек при впадении их в приледниковые водоемы или другие вместилища талых ледниковых вод и представлены плоскими наносными равнинами предполья материковых ледников [1, 7]. Они мало отличаются от обычных современных дельт, и поэтому в литературе редко выделялись. К тому же они часто совмещаются с отложениями зандров. Выделяются четыре разновидности месторождений флювиогляциальных дельт: 1) зандро-дельты, 2) недо-

развитые, 3) ледниковых туннелей и каналов, 4) устьев долин стока.

Месторождения флювиогляциальных террас — это продукты размыва и переотложения обломочного материала концентрированными потоками талых вод. Они приурочены к склонам долин приледниковой зоны и представляют участки равнин, оконтуренные уступами. Выделяют два вида месторождений: маргинальных долин и ложбин стока талых ледниковых вод [7].

Критерии определения генезиса. Обобщенные данные 56 ответов из семи стран на вопросник, составленный комиссией ИНКВА, отражают значение используемых критериев определения генезиса флювиогляциальных отложений:

Геоморфологические	%
Литологические	48,3
Текстурные	51,7
Гранулометрические	18,8
Ориентировка падения косых слойков	13,9
Минерало-петрографические	5,7
Морфологические особенности обломков	3,8
Ориентировка длинных осей галек	3,3
Другие	3,1

В странах северного полушария при определении генезиса флювиальных отложений почти в одинаковой мере используются геоморфологические и литологические критерии; первые — лишь для рельефообразующих отложений. Среди литологических критериев повышенной достоверностью выделяются текстурные особенности и показатели гранулометрического состава. Часто применяется также определение ориентировки падения косых слойков. Из всех используемых критериев около 70 % их оцениваются в полевых условиях.

Успешное восстановление ситуации образования, разграничение иногда довольно близких по гидродинамическим условиям обстановок возможно литологическими методами лишь при комплексном, всестороннем изучении отложений и системном анализе результатов исследования [5].

Приступая к изучению любого геологического объекта, необходимо хотя бы в общих чертах установить его геоморфологическое (орографическое) местоположение, что позволяет при-

близительно оценить палеогеографическую обстановку накопления обломочного материала. Известно, что отложения разного генезиса формируют неодинаковый рельеф: приледниковые — равнины; внутриледниковые — маргинальные — холмистый рельеф; ровные участки в долинах — это отложения флювиогляциальных террас или дельт.

Строение разрезов и текстуры. При визуальном просмотре разрезов следует учитывать наличие слоев песчаного гравийного материала, размер, количество, петрографический состав и степень отсортированности валунов, появление которых исключает возможность образования отложений в водоемах малой гидродинамической активности. Значительное количество крупных валунов, а иногда мощные слои окатанного, но не отсортированного валунника служат доказательством близкого расположения при осадконакоплении края ледника. Слои почти однородных окатанных валунов возникают обычно под действием сильного гидравлического давления потоков, формирующих озы [6].

Детальное изучение слоистости и других текстурных признаков дает ценные сведения об условиях отложения материала. Каждый тип слоистости образован соответствующей фазой седиментации, которая создается при определенной скорости потока и загроуженности его влекомыми обломками. Постседиментационные нарушения слоистости (дизъюнктивные, пликативные или напорные) свидетельствуют о бывшем контакте среды седиментации с ледником и его динамическом состоянии.

В рыхлых четвертичных отложениях преобладает косая слоистость дюнной фазы седиментации [6]. При детальном измерении ориентировки и углов падения косых слойков могут быть получены достоверные сведения о направлении переноса материала, силе и степени изменчивости потоков. По статистическим характеристикам элементов, отражающим изменчивость пространственного положения косых слойков, можно различить отложения рассеянных (камов, краевых флювиогляциальных гряд и зандров) и ориентированных потоков (озов, флювио-

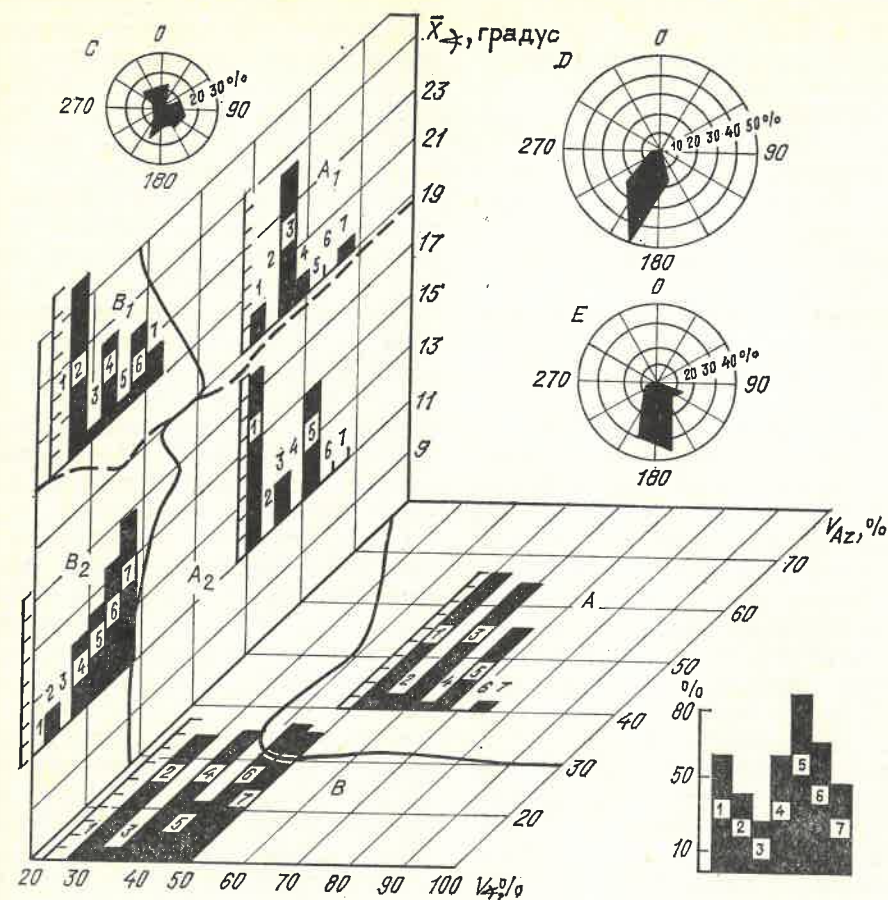


Рис. 1. Диаграмма средних значений углов падения ($\bar{X}$), вариации ориентировки (V_{Az}) и углов наклона (V_{δ}), а также розы-диаграммы косых слойков флювиогляциальных и аллювиальных отложений:

поля отложений: А — рассеянные потоки, В — ориентированные потоки; А₁ — краевые флювиогляциальные гряды, А₂ — камы и зандры, В₁ — озы, флювиогля-

циальные дельты и террасы, В₂ — флювиогляциальные террасы, аллювий и зандры; гистограммы отображают частоту встречаемости отложений разного генезиса в выделенных полях: 1 — камы, 2 — озы, 3 — краевые флювиогляциальные гряды, 4 — флювиогляциальные дельты, 5 — зандры, 6 — флювиогляциальные террасы, 7 — аллювий; розы-диаграммы: С — камы, D — озы, E — флювиогляциальные террасы

гляциальных дельт и террас) (рис. 1). Большими углами падения косых слойков среди образований ориентированных потоков выделяются отложения озов, а в поле рассеянных потоков — краевых гряд. Учитывая формы рельефа рассматриваемых образований, данная диаграмма позволяет распознавать отложения озов, краевых гряд, камов, зандров и лишь флювиогляциальные дельты и террасы — совместно.

Для отложений, слагающих камы, характерна горизонтальная слоистость, частое чередование слоев гравия и гальки со слоями песков, а также сбросовые нарушения и отсутствие валунов [5, 6]. Крупность обломочного

материала быстро меняется по разрезу в вертикальном и меньше в горизонтальном направлениях. Отложения озов отличаются широко распространенной в поперечных разрезах крупной косой перекрестной слоистостью, строгой ориентировкой направления косых слойков вдоль гряды и большими углами их падения. В озах наблюдается закономерное изменение крупности обломочного материала от «верховьев» к «низовьям»: в первых встречаются валуны и преобладают обломки галечных фракций, тогда как в «низовьях» — гравийных и песчаных. Для отложений краевых флювиогляциальных гряд характерна нечеткая горизонтальная, а местами косая

слоистость, повсеместное неравномерное размещение валунов, иногда наблюдаются отдельные мощные слоистые отсортированные валуны. Ориентировка наклона косых слоев разная, а углы их падения — большие. Иногда встречаются только им свойственные нарушения напорного типа и линзы инородного моренного материала.

Отложения зандров определяются по свойственной им мелкой косой перекрестной слоистости, наименьшей длине линз (0,5—5 м) и частой смене типов слоистости. Отложения флювиогляциальных дельт выделяются крупной диагональной слоистостью. В проксимальных частях недоразвитых дельт наблюдаются слоистые оплывинной фазы седиментации, содержащие большое количество мелких, однородных неокатанных валунов местных пород. Отложения флювиогляциальных террас характеризуются крупной хорошо выраженной косой слоистостью с длиной линз 5—15 м.

Гранулометрический состав. На структуру и состав четвертичных отложений существенно влияют особенности пород областей питания, в частности ледникового ложа. Этим же закономерностям через исходные моренные отложения подчиняются и флювиогляциальные. Поэтому сравнительный анализ гранулометрического и вещественного состава отложений разного генезиса уместен лишь в пределах регионов сходного геологического строения и состава питающей провинции.

Характерными примерами таких регионов в пределах распространения Скандинавского материкового оледенения могут служить: 1) район Балтийского щита, где ледник питался лишь продуктами разрушения изверженных и метаморфических пород, в частности коры их выветривания [4]; 2) районы Восточно-Европейской равнины, где маломощные четвертичные отложения подстилаются сравнительно твердыми карбонатными породами палеозоя и вследствие чего обогащены ими; 3) другая часть территории, где из-за большей мощности четвертичных отложений более древних оледенений прямого влияния дочетвертичных пород на рельефообразующие не отме-

чается. Анализ гранулометрического и вещественного состава раскрыл те же тенденции их изменения в каждом регионе и, естественно, ощутимы расхождения для отложений того же генезиса из разных регионов.

Анализ гранулометрического состава мелкозернистых морен выявил сложную картину распределения зерен по размерным фракциям (рис. 2), а общий характер кривых распределения усредненного гранулометрического состава и коэффициентов вариации их содержания указывает на единый (ледниковый) фактор, который и определил данные особенности. Прослеживается тенденция увеличения глинистой фракции в моренных отложениях, залегающих на осадочных породах, уменьшения содержания песчаных фракций, сглаживания максимумов и дефицитов в смежных фракциях и увеличения постоянного содержания отдельных размерных фракций. Кривые распределения содержания зерен становятся более скошенными в сторону отрицательной асимметрии. Отмеченные особенности усредненного гранулометрического состава и его вариации для отложений морен весьма показательны и достоверны, так как они подчиняются нормальному закону распределения. Таким образом, талые ледниковые воды, формировавшие флювиогляциальные отложения за счет перераспределения морен, захватывали плохо отсортированный материал, но однородного и довольно постоянного состава.

Свойства структуры материала, заложеного ледником в морене, прослеживаются во всех песчаных отложениях флювиогляциального генезиса, более четко во внутриледниковых и маргинальных песках, менее четко в приледниковых. При их формировании глинистые и алевроитовые частицы выносились потоками талых вод в бассейны спокойного гидродинамического режима, вследствие чего в этих отложениях возросла роль песчаных фракций. Однако расположение максимумов и минимумов на кривых распределения унаследовано от материнских моренных отложений. По характеру распределения, содержанию алевроитово-глинистых частиц и некоторым гранулометрическим коэффициентам в

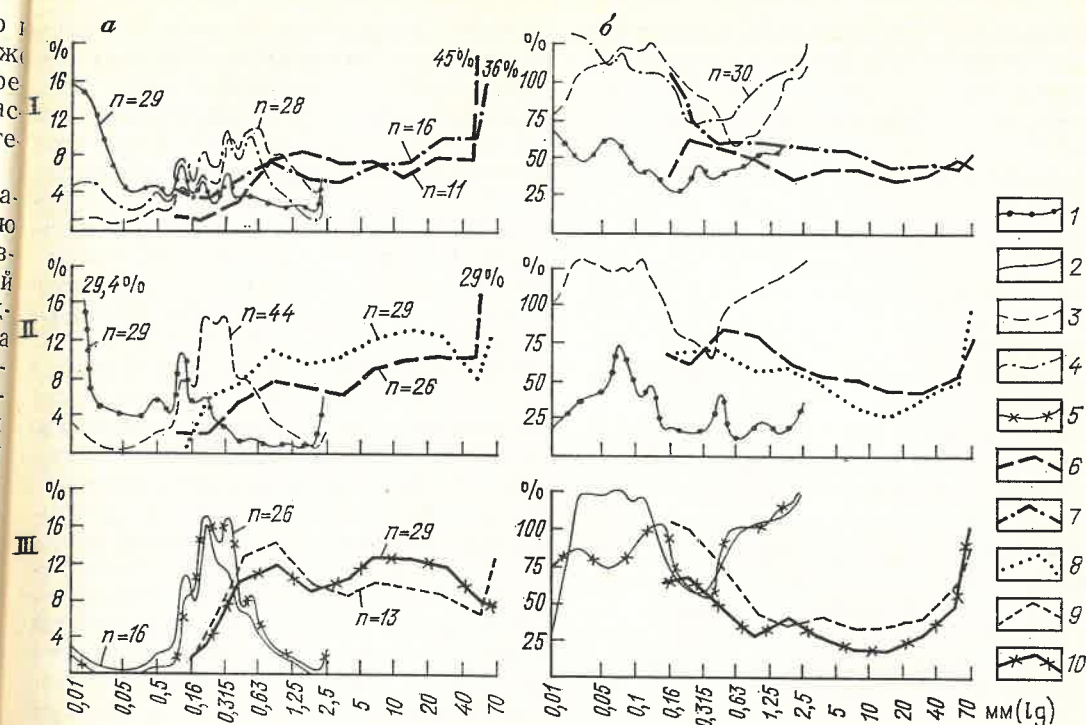


Рис. 2. Распределение усредненного гранулометрического состава (а) и коэффициентов вариации содержания отдельных фракций (б): I — район Балтийского щита; II — район маломощных четвертичных отложений, подстилаемых твердыми карбонатными породами палеозоя; III — рай-

он с мощным четвертичным покровом; пески и морены: 1 — морены, 2 — камы, 3 — озы, 4 — краевые флювиогляциальные гряды, 5 — аллювий; песчаногравийные отложения: 6 — озы, 7 — краевые флювиогляциальные гряды, 8 — флювиогляциальные дельты, 9 — зандров, 10 — аллювий; n — количество образцов

любом регионе к исходным породам наиболее близки пески краевых гряд. Среди всех флювиогляциальных песков они являются более мелкими и хуже отсортированными.

Повышенным содержанием мелких песчаных, алевроитовых и глинистых частиц выделяются также пески смешанных камов, но этих частиц меньше, чем в песках краевых гряд. По составу они более однородные, несколько лучше отсортированные. Еще лучше отсортированы пески озера. Те из них, которые развиты на равнинах, подстилаемых карбонатными породами, обогащены глинистыми и алевроитовыми частицами из-за истирания сравнительно мягких карбонатных пород или их выветривания после седиментации.

Для приледниковых флювиогляциальных и аллювиальных песков характерно ничтожное количество алевроитовых частиц, а в некоторых случаях, при лучшей сортировке песчинок в дельтах, — резкое преобладание не-

скольких смежных фракций и довольно хорошо выраженная кривая распределения. Колебания содержания преобладающих фракций в песках дельт примерно на 20 % ниже, чем в песках иного генезиса, что свидетельствует о более однообразных гидродинамических условиях седиментации. В целом колебания содержания отдельных размерных фракций во флювиогляциальных песках довольно существенные, что обусловлено крайне изменчивым пульсирующим таянием ледника. Лишь в отдельных случаях (камь, дельта) данный процесс нивелируется, что и отражается на кривых распределения вариации содержания отдельных гранулометрических фракций.

Аллювиальные пески, возникшие за счет переотложения пород ледниковой формации, по своему гранулометрическому составу не отличаются от описанных приледниковых песков. Отсортированы они несколько хуже песков флювиогляциальных дельт, однако

алевритовых и глинистых частиц в них меньше, чем в отложениях поточного ряда.

Другая, более важная в промышленном отношении часть флювиогляциальных отложений сложена песчано-гравийно-галечным валунным материалом. В их гранулометрическом составе влияние местных твердых пород отражается еще заметнее, чем в песках. Так, среди отложений Балтийского щита [4] и на равнинах с неглубоким залеганием карбонатных пород палеозоя преобладают обломки крупнее 70 мм (валуны). Исключение составляют лишь песчано-гравийно-галечные отложения дельт.

Для генетической интерпретации важным показателем является коэффициент сортировки, который для приледниковых флювиогляциальных отложений менее 0,75, а для внутрiledниковых и маргинальных — обычно больше этого значения [7].

Отличительным признаком гранулометрического состава грубообломочных отложений краевых гряд является преобладание валунного материала, одновременное увеличенное содержание наиболее мелких частиц и сравнительно высокие коэффициенты вариации содержания гравийно-галечных фракций [5]. Высокое содержание тонкообломочных частиц свойственно также песчано-гравийным отложениям смешанных камов, в которых валунного материала немного (крупные валуны отсутствуют), а содержание гравийно-галечных фракций наиболее постоянное среди всех грубообломочных флювиогляциальных образований.

Приледниковым песчано-гравийным отложениям свойственно повышенное содержание грубых и крупных песчаных зерен и незначительная примесь тонкого материала. Лучше выраженной кривой распределения, отсортированным и более постоянным составом характеризуются грубообломочные отложения флювиогляциальных дельт.

Распределение обломков по песчано-гравийно-галечным фракциям аллювиальных отложений. Отличительной чертой является большое постоянство содержания гравийно-галечных фракций. По степени сортировки и содержанию

алевритово-галечных частиц выделяются две группы. Крупные реки формируют хорошо промытые и отсортированные грубообломочные отложения, а в долинах малых рек они глинистые и хуже отсортированные. Если не учитывать количества валунов, то они соответствовали бы гранулометрическому составу маргинальных образований. Таким образом, даже в послеледниковые степи и продолжительность переработки исходного материала прямо влияют на структуру грубообломочных отложений.

Минерально-петрографический состав. Петрографический состав грубообломочных фракций не несет информации о генезисе флювиогляциальных отложений, а отражает лишь состав материнских пород. На гидродинамические условия транспортировки и отложения зерен в наибольшей степени реагируют минералы. Это обусловлено тем, что они имеют широкий диапазон плотностей, разную спайность и форму кристаллов, неодинаковы по твердости, хрупкости, флотуемости, абразивности и другим физическим свойствам. Кроме того, разный первоначальный генезис минералов (породообразующие в изверженных, метаморфических или осадочных породах; акцессорные — в изверженных или метаморфических; аутигенные — в осадочных; хорошо отсортированные аллотигенные — в химически зрелых терригенных) накладывает определенный отпечаток на характер их распределения по размерным фракциям.

Отложения морен отражают совокупность минерального состава, который является базисным для проследования дифференциации (перераспределения) минеральных зерен в определенных условиях транспортировки и осаждения согласно законам их гидравлической эквивалентности. Проследив насколько распределение минералов соответствует данным закономерностям, можно оценить степень переработки исходного материала для отложений любого генезиса, а затем восстановить условия их формирования. Сильные и средние положительные корреляционные связи между кварцем, слюдами, пироксенами, амфиболами и эпидотами всех изученных фракций в

моренах Балтийского щита заимствованы из исходного материала (рис. 3).

В песках смешанных камов и озоз минералы группируются по массе. В первых еще часто возникает сильная корреляция между разнородными по плотности и форме минералами (слюды — лимонит, слюды — ильменит — магнетит, слюды — лейкоксен). В песках озоз лучше обособляются в корреляционном ряду минералы фракций 0,1—0,05 и 0,2—0,1 мм. В песках флювиогляциальных дельт высокими коэффициентами корреляции обладает большое число родственных минералов. Ряд минералов разной крупности, объединяющихся в отдельные группы, свидетельствуют о средней степени переработки исходного материала. В песках зандров большее число однородных минералов обособляются в отдельные группы, в которых корреляция наиболее сильна между близкими по физическим свойствам минералами.

Дифференциация минерального состава наиболее выражена в песках флювиогляциальных террас. Отдельные группы одного минерала разных размеров здесь не образуются, а тяжелые — хорошо обособляются в корреляционном ряду и закономерно, согласно их плотности, массе и форме объединяются в отдельные группы.

Можно наметить следующий генетический ряд флювиогляциальных песков по возрастающей дифференциации их минерального состава: смешанные камы — озы — дельты — зандры — краевые гряды — террасы.

Когда в качестве породообразующих компонентов выступают обломки осадочных карбонатных пород, неустойчивых к физическому и химическому выветриванию, то при длительной транспортировке потоками талых вод пески сравнительно обогащаются более стойким кварцем. Таким образом, в песчаных фракциях отложений флювиогляциальных и аллювиальных террас кварца всегда на 5—10 % больше и в 2—3 раза меньше карбонатов по сравнению с региональным фоном, который формируют отложения иного генезиса [5].

Химический состав. Ассоциации химических элементов в четвертичных

отложениях Балтийского щита свидетельствуют о том, что изменение их состава обусловлено в основном не геохимическими процессами, а механическим перераспределением обломков разного состава [4]. В южном обрамлении Балтийского щита при разбавлении эратического материала обломками карбонатных пород условия миграции элементов меняются. Однако в слабо переработанных водными потоками отложениях внутрiledникового или маргинального генезиса четко прослеживаются химические особенности исходного материала.

Сравнительно кратковременный процесс седиментации во флювиогляциальных потоках, невысокие температуры, механическая дифференциация и сортировка обломочного материала затушевывают геохимические процессы. Поэтому в лучше переработанных отложениях возникает единая («ложная») статистическая корреляция микроэлементов.

В послеледниковые при формировании аллювиальных отложений химическая миграция вещества проявляется сильнее ввиду повышенных температур и участия органического вещества в геохимических процессах. Поэтому, несмотря на сравнительно хорошую механическую сортировку аллювиальных песков, единая («ложная») статистическая ассоциация начинает распадаться ввиду того, что в данных условиях подвижными становятся такие микроэлементы, как Mn, Ni, Cu, а также оксиды Ca, Mg и связанная с ними углекислота.

В заключение отметим, что представленная генетическая классификация флювиогляциальных месторождений песков и песчано-гравийного материала подтверждается комплексом различных текстурных показателей и особенностями их вещественного состава. Исследования, направленные на выявление генезиса флювиогляциальных отложений, рекомендуется проводить по следующей схеме: определение типов слоистости, ориентировки и падения косых слоев, опробование песчано-гравийных и песчаных отложений, детальный гранулометрический анализ с вычислением статистических характеристик распределения зерен,

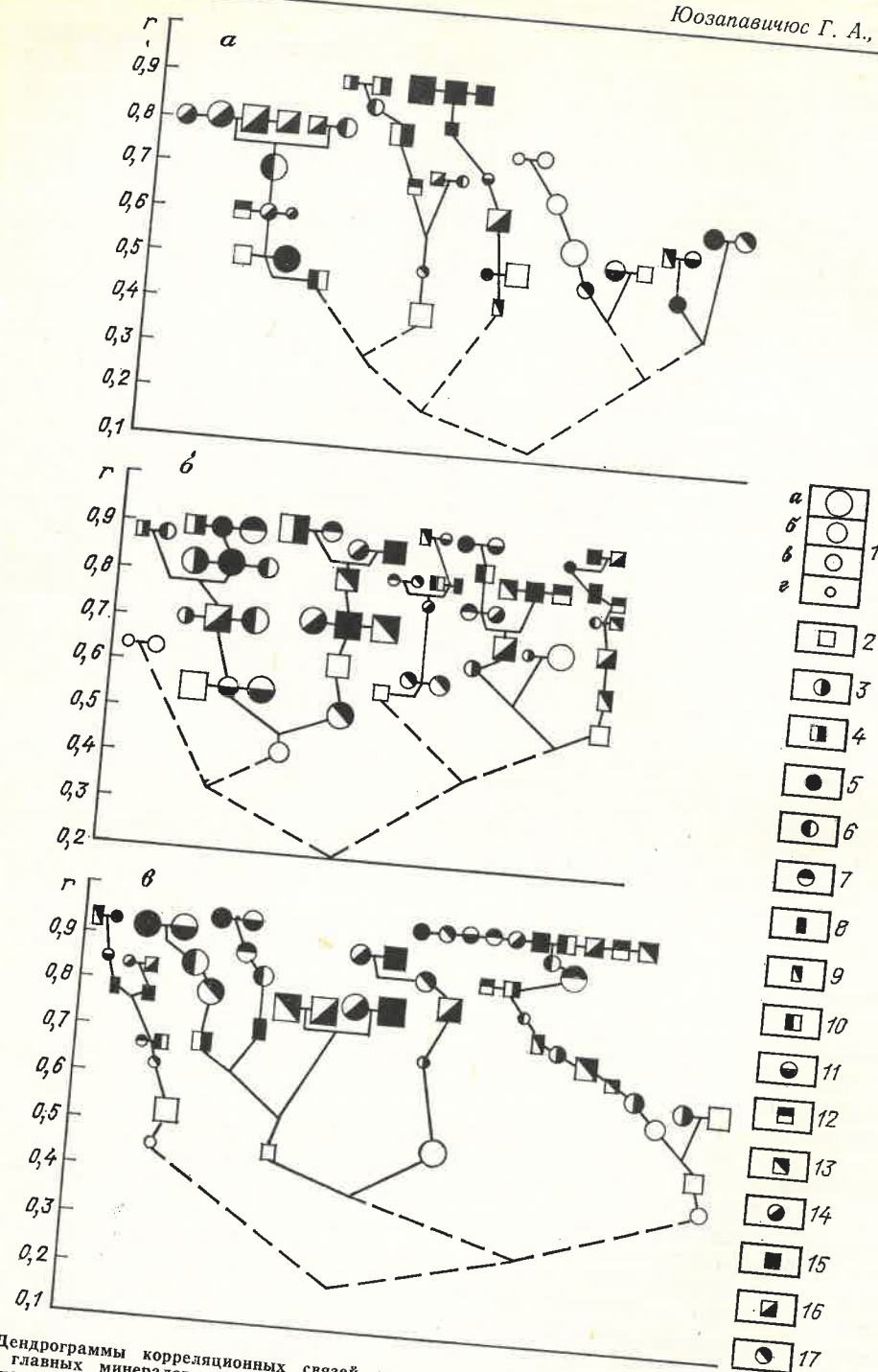


Рис. 3. Дендрограммы корреляционных связей содержания главных минералов в моренах (а), песчаных смешанных камах (б) и флювиогляциальных террас (в):
1 — кварц (размеры знаков соответствуют фракциям, мм: а — 0,4—0,315, б — 0,315—0,2, в — 0,2—0,1, г — 0,1—0,005); 2 — полевые шпаты; 3 — зерна карбонат-

определение вариации содержания отдельных размерных фракций по геологическому телу, изучение минерального состава нескольких фракций, опре-

деление содержания минералов и их интерпретация методами математической статистики, системный анализ полученных результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Микалаускас А. П. Флювиогляциальные равнины Литвы. — Вильнюс: Мокслас, 1985.
2. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — М.: Наука, 1966.
3. Юозапавичюс Г. А., Юргайтис А. А., Зимкуте Ю. З. Особенности литогенеза отложений краевых флювиогляциальных гряд и их значение при палеогеографических исследованиях // Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты, 1981. С. 23—30.
4. Юозапавичюс Г. А., Экман И. М. Особенности формирования структуры и состава четвертичных обломочных отложений Балтийского щита // Природа и хозяйство Севера. Мурманск, 1984. С. 14—25.
5. Юргайтис А. А., Юозапавичюс Г. А. Литологические критерии определения генезиса четвертичных песчаных и песчано-гравийных отложений // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 5. С. 142—146.
6. Юргайтис А. А., Микалаускас А. П., Юозапавичюс Г. А. Слоистые текстуры флювиогляциальных отложений Прибалтики. — Вильнюс: Мокслас, 1982.
7. Юргайтис А. А. Литогенез флювиогляциальных отложений области последнего материкового оледенения. — М.: Недра, 1984.

8. Banerjee J., McDonald B. C. Nature of esker sedimentation. — Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. publ. 1975. Nr. 23. P. 132—154.
9. Embleton C., King C. Glacial Geomorphology. — London, 1975. 573 p.
10. Flint R. F. Glacial and Quaternary Geology. — New York, 1971. 892 p.
11. Jęwtuchowicz S. Struktura sandru. — Lodz, 1955. 56 p.
12. Jurgaitis A. A. Genetic classification of glaciofluvial deposits and methods of their investigation. X INQUA Congress. Birmingham, Abstracts, 1977. P. 231.
13. Lundqvist J. Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. Sver. Geol. Unders., C. 767. 72 p.
14. Niewiarowski W. Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. — Rep. of the VI Intern. Congr. of Quaternary. Warsaw, 1963. Vol. 3. P. 475—485.
15. Price R. J. Glacial and fluvio-glacial landforms. — Edinburg, 1973. 242 p.

Принята редколлегией 26 октября 1987 г.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.7(083.133)

А. И. ЖАМОЙДА (ВСЕГЕИ)

О подготовке второго издания Стратиграфического кодекса СССР. Основные положения проекта

Первый Стратиграфический кодекс СССР [14] издан в 1977 г. Более чем десятилетняя практика его применения в значительной мере способствовала упорядочению стратиграфических работ, обеспечила унификацию и стабильность стратиграфической терминологии и номенклатуры. На основе и с учетом требований Кодекса составлены многочисленные региональные стратиграфические схемы, прошедшие апробацию Межведомственного стратиграфического комитета (МСК), и разных масштабов геологические карты, принятые Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ. Положения Кодекса легли в основу методического пособия «Практическая стратиграфия» (1984 г.). После издания Кодекса дискуссии по

общим вопросам стратиграфии продолжались и довольно интенсивно. Составители Кодекса анализировали и обобщали отечественный и зарубежный опыт применения его требований. За последнее десятилетие только в СССР опубликовано свыше 250 работ, в той или иной мере затрагивающих проблемы стратиграфической классификации и терминологии, а также организации стратиграфической службы. Были изданы специальный сборник [13], объединивший статьи составителей Кодекса и сторонников иных концепций; отдельные статьи, разъясняющие основные положения Кодекса [2, 18] и предлагающие дополнения к нему [1, 3, 5, 9, 12 и др.]; обзоры зарубежных национальных кодексов [6, 7]. В на-

шей стране и за рубежом появились или оформились новые подходы к решению ряда проблем теоретической и прикладной стратиграфии.

Переход отечественной геологической службы к новому этапу изучения геологии и полезных ископаемых — составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 — поставил перед стратиграфами новые задачи. Это и определило, прежде всего, необходимость составления второго издания Стратиграфического кодекса СССР.

Работа в этом направлении началась с подготовки проекта Кодекса. Была составлена и разослана соответствующая анкета-вопросник. Результаты предварительного анализа ответов, а также различных публикаций изложены в докладе составителей Кодекса на пленуме МСК в 1985 г. [11].

Проект второго издания Стратиграфического кодекса СССР [15] составлен во ВСЕГЕИ при участии сотрудников ВНИГРИ и ПГО «Ямалгеофизика». Составители — Ю. Р. Беккер, А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, И. И. Краснов, М. С. Месежников, А. И. Моисеева, В. И. Яркин, а также Л. Ш. Гиршгорн, Н. М. Задорожная, А. Н. Храмов и В. К. Шкатова.

Проект второго издания Кодекса основан на тех же принципах, что и первое его издание. Это было поддержано большинством специалистов, так же как и три основные категории стратиграфических подразделений, отличающиеся в том числе и по географическому распространению [13]. Дополнения и изменения внесены с целью практики крупномасштабных геологических работ, прежде всего геологической съемки и учета дополнительных методов, широко и успешно применяемых в стратиграфии. Следует отметить, что многие специалисты являющиеся сторонниками наибольшей стабильности таких документов, как Кодекс. С. В. Мейен по этому поводу писал: «В целом я не вижу оснований менять стратиграфический кодекс сколько-нибудь радикально. Лучше иметь в чем-то несовершенный, но стабильный кодекс, чем непрерывно меняющиеся варианты». Составители солидарны с этими соображениями.

Отметим три основных положения, на которых построен проект Кодекса. 1. Исходя из принципа Стенона, признается первичность пространственных отношений геологических тел, по которым определяются временные отношения между ними, т. е. примат собственно стратиграфии.

2. Определение стратиграфии учитывает не только временные отношения стратиграфических подразделений, но и их характеристику (содержание) и положение в разрезе земной коры. Стратиграфия — раздел геологии, изучающий последовательность нормально пластуемых комплексов горных пород, слагающих земную кору, первичные их соотношения в пространстве и отражаемую ими периодизацию геологической истории [15].

3. Объектом стратиграфии является стратиграфическое подразделение (стратон) — реальное стратифицированное (пластообразное) геологическое тело, имеющее геосистемную природу, поскольку оно отражает некий этап в развитии геосферы в целом или ее участка с учетом эволюции био-, гидро- и атмосфер. Именно поэтому основные стратоны имеют комплексную характеристику. Именно поэтому признается единая стратиграфия, а не множество независимых друг от друга «стратиграфий». Такая единая стратиграфия только и может обеспечить проведение геологической съемки и картирование. Число же методов стратиграфических исследований или методов, применяемых в стратиграфии, может быть значительным.

В проекте приводится следующее определение стратиграфического подразделения: это совокупность горных пород, составляющих определенное единство и обособленных по признакам, позволяющим установить их пространственно-временные соотношения, т. е. последовательность формирования и положение в стратиграфическом разрезе [15].

Из немногих предложений иных принципов стратиграфической классификации следует выделить четыре.

Т. Н. Спичарский под стратиграфией понимает раздел геологии, изучающий только временные соотношения между геологическими телами. При этом к объектам стратиграфии отно-

сятся и все магматические образования, вплоть до интрузивных тел, поскольку они несут хронологическую нагрузку. А. А. Григалис поддерживая такое расширенное определение стратиграфии. Этой точки зрения придерживается председатель Международной подкомиссии по стратиграфической классификации А. Сальвадор, который включает в новое издание Международного руководства по стратиграфии особую категорию литодемических стратиграфических подразделений (lithodemic stratigraphic units, igneous stratigraphic units). В Стратиграфическом кодексе Северной Америки [7] они определяются как нестратиформные тела плутонического, тектонического и метаморфического происхождения.

И. И. Краснов предлагает строить стратиграфическую классификацию на основе геологического времени — «дления» и указывает на прямую зависимость ранга стратиграфического таксона от длительности его формирования. Он выделяет 15 уровней-таксонов от мегатемы до наслоя, время формирования которого 1—5 тыс. лет. Если не определяющую, то все-таки значительную роль в установлении ранга таксона отводит времени и В. В. Меннер [8].

Ю. Н. Карогодин [5] строит классификацию на основе выделения ритмов разного ранга (литмостратиграфия) и предлагает ввести числовую зависимость между подразделениями общей стратиграфической шкалы, а именно: эонотема делится на две эратемы, эратема — на три дитемы, дитема — на две системы. Свою классификацию ритмостратиграфических подразделений предлагает В. А. Зубаков [3].

В. К. Иванов [4] считает, что основание стратиграфической классификации должно быть сформулировано математически однозначно и что такой классификацией может быть предложенная им гидродинамическая (водообменная) классификация бассейнов седиментации.

Перечисленные предложения не были приняты составителями проекта. Решено не включать в проект особую категорию ритмостратиграфических (циклостратиграфических) подразде-

лений, поскольку нет единого ее понимания и, главное, единообразного применения. Анализ ритмичности должен быть частью литолого-фациальной характеристики стратона.

Принципиальные различия существующих подходов к пониманию и классификации климато-стратиграфических подразделений [3, 17] не позволили включить их в проект. Они отсутствуют и в Североамериканском кодексе [7].

Из других рассматриваемых подразделений не вошли в проект так называемые тектоно-стратиграфические, с несогласными границами, которые предлагаются в новом издании Международного руководства по стратиграфии, поскольку они являются скорее тектоническими телами. Тектоно-литостратиграфические подразделения В. А. Зубакова [3] по существу объединяют вспомогательные местные стратоны. Почвенные или педологические подразделения [9], так же как технические, нельзя признать самостоятельными, поскольку на практике они охватываются другими категориями стратонов. Не введены в проект так называемые переходные слои в качестве самостоятельных подразделений [16]. Вопрос о принадлежности эвстатических подразделений [9], точнее, эвстатических уровней к объектам стратиграфии требует обсуждения. Остался неразработанным вопрос о перерывах как особых стратиграфических подразделениях. Характеристика разных типов границ стратонов признана компетенцией методических пособий по геологической съемке.

Ниже перечислены основные изменения и дополнения, внесенные в проект.

1. Построение проекта в целом осталось прежним, однако учитывая предложения многих геологов, определения важнейших понятий и терминов из Приложения перенесены в начало и помещены перед текстом Кодекса. Добавлены определения следующих терминов: стратиграфия, стратотипическая местность, таксономическая шкала, специальные стратиграфические шкалы, схема стратиграфической корреляции. Сформулированы основные задачи стратиграфии и уточнены некоторые определения.

Первая группа. Основные стратиграфические подразделения

Общие стратиграфические подразделения и их геохронологические эквиваленты		Региональные стратиграфические подразделения	Местные стратиграфические подразделения
Акротема	Акрон	Надгоризонт*	Комплекс
Эонотема	Эон		Подкомплекс
Эратема	Эра		Серия
Система	Период		Подсерия
Отдел	Эпоха	Горизонт	Свита
Ярус	Век		Подсвита
Зона (хронозона)	Фаза	Подгоризонт	Пачка
Раздел	?	Слой (с географическим названием)	Слой (пласт)
Звено	Пора		
Степень	Термохрон		

Вторая группа. Стратиграфические подразделения частного обоснования

Биостратиграфические подразделения — биостратиграфические зоны
 Магнитостратиграфические подразделения — магнитозоны
 Сейсмостратиграфические подразделения — сейсмокомплексы и сейсмогоризонты
 Морфостратиграфические подразделения — террасы; органогенные постройки

* Курсивом даны наиболее часто употребляемые дополнительные региональные и местные подразделения.

2. Вместо трех групп стратиграфических подразделений (основные, зональные биостратиграфические и вспомогательные) предлагаются две: основные, содержащие три категории — общие, региональные и местные, и частного обоснования (таблица). Подчеркивается как важный признак основных подразделений их картируемость. Подразделения частного обоснования выделяются по методам исследований.

3. Таксономическая шкала общих, потенциально планетарных подразделений сверху дополнена «акротемой» [8], снизу — «ступенью» [17]. Между «зоной» и «звеном» введена таксономическая единица «раздел», примерно соответствующий подзоне [17]. Этот таксон автору представляется излишним и, кроме того, неудачным терминологически. Отмечается, что раздел,

* От греческих слов акрон — вершина и thema — то, что лежит в основе.

звено и степень используются для четвертичной системы, отложения которой к настоящему времени соответствуют по стратиграфическому объему приблизительно одной зоне (хронозоне) или ее части. Возможно их приращение для верхней части неогена. Высшие таксономические единицы в применении к докембрию могут быть реализованы следующим образом. Архей и протерозой получают ранг акротема, нижний протерозой и рифей (верхний протерозой) — эонотема. Тогда три подразделения рифея можно рассматривать как эратемы, пока не получившие общепринятые собственные наименования. Венд выступает как акротему и эонотему он будет помещен. С кембрия (или венда) начинается третья акротема и фанерозойская эонотема.

Составители, за исключением И. И. Краснова, пришли к выводу, что таксономические единицы выше яруса не

поддаются сколько-нибудь удовлетворительным определениям, кроме указания на их иерархическую соподчиненность. Авторы Международного руководства по стратиграфии и других национальных кодексов также не решились дать им содержательные определения.

Надо признать, что несколько переработанные определения яруса и зоны (хронозоны) также нельзя назвать удачными.

4. Как показала практика составления региональных стратиграфических схем, подчиненность лон (провинциальных зон) региональным горизонтам является частным случаем. Лоны как биостратиграфические подразделения самостоятельны. Поэтому в категорию региональных подразделений возвращены «слои с географическим названием», на которые могут делиться по разрезу горизонты или подгоризонты. Более дробные таксономические подразделения, предлагаемые В. В. Меннером и Ю. Б. Гладенковым [9], вряд ли могут иметь региональное распространение, кроме предусмотренных маркирующих горизонтов, которые являются вспомогательными и не заполняют стратиграфического объема слоев, подгоризонтов или горизонтов. В проекте дано примечание о стратогоризонтах*, выделяемых на литолого-фациальной основе, и регионалусах, устанавливаемых биостратиграфически.

5. Глава, посвященная местным стратиграфическим подразделениям, во многом переработана и дополнена. Поскольку она является важнейшей в практической стратиграфии, составители продолжают ее разработку и ждут соответствующих конкретных предложений по ее улучшению.

С учетом многих предложений таксономический ряд основных местных подразделений дополнен пачкой, которая вместе с подсвитой может быть основной картируемой единицей при крупномасштабной геологической съемке, и слоем (пластом). Дана характеристика подсвиты и развернуто определение свиты с явным введением критерия картируемости.

* Термин введен Ю. Н. Андреевым (1986 г.) для обозначения регионального изохронного стратона комплексного обоснования.

Свита — основная таксономическая единица местных стратиграфических подразделений, основная картируемая единица при среднемасштабной геологической съемке и первичном расчленении разреза по скважинам. Она представляет собой совокупность разлитых в пределах какого-либо геологического района отложений, отличающихся от ниже- и вышележащих свит специфическими литолого-фациальной и палеонтологической (при наличии остатков организмов) характеристиками, внутренним вещественным и структурным (отсутствие значительных перерывов) единством и характером границ.

Как стратиграфическое подразделение, имеющее историко-геологическую природу и занимающее определенное положение в разрезе, свита отражает специфический этап геологического развития участка земной коры [15].

Предложение Л. П. Нестеренко [10] о введении, кроме свиты, еще хроносвиты, т. е. местного подразделения с доказанными изохронными границами, не включено в проект, как практически неосуществимое. В проекте отмечается, что в связи с трудностями различения собственно стратиграфических и латеральных границ принято говорить вообще о границах местных подразделений, которые в этом случае могут быть изохронными и диахронными.

Толща и маркирующий горизонт остались вспомогательными местными стратиграфическими подразделениями в прежнем понимании.

6. В специальной главе охарактеризованы биостратиграфические подразделения. Основными единицами этой категории по их содержанию предлагается считать следующие виды биостратиграфических зон: биозона (общая биозона), зона локального распространения (частная биозона), зона совместного распространения, интервал-зона, филозона, акме-зона, ценозона и экзона.

Биостратиграфическая зона определяется как совокупность горных пород, охарактеризованная определенным комплексом древних организмов (зональный комплекс), отличающимся от комплексов в подстилающих и перекрывающих слоях, и имеющая

нижнюю и верхнюю границы, установленные биостратиграфическими методами [15]. Вспомогательными являются слои с фауной (флорой).

На палеобиогеографической основе выделяются зоны (провинциальные зоны) и местные зоны. Первые отражают определенный этап развития фауны (флоры) в пределах палеобиогеографической провинции или области; распространение вторых ограничивается палеобиогеографическим районом или его частью.

7. Магнитостратиграфические, сейсмостратиграфические и морфостратиграфические подразделения вместе с биостратиграфическими являются подразделениями частного обоснования.

Магнитостратиграфические подразделения — это совокупности горных пород в их первоначальной последовательности, объединенные по магнитным характеристикам, отличающим их от подстилающих и перекрывающих слоев. Основные магнитостратиграфические подразделения — магнитозоны — основаны на магнитных параметрах, отражающих характеристики изменения геомагнитного поля во времени; при этом главным критерием выделения является изменение полярности последнего. Магнитостратиграфическая шкала полярности в настоящее время используется только для фанерозоя и ее пять таксономических подразделений (от мегазоны до субзоны) примерно отвечают подразделениям общей стратиграфической шкалы — от эратем до зоны. Магнитостратиграфические подразделения вводятся и в новое издание Международного руководства по стратиграфии.

Сейсмостратиграфическими подразделениями предлагается считать сейсмогоризонты и сейсмокомплексы. Их сопоставление с собственно стратиграфическими основными подразделениями возможно лишь при условии проведения литолого-стратиграфического анализа опорных разрезов.

Из морфостратиграфических подразделений охарактеризованы террасы и органогенные постройки, не «вписывающиеся» в разрезы основных местных подразделений.

В Стратиграфическом кодексе Северной Америки [7] террасам посвящена специальная глава. Эти подраз-

деления названы аллостратиграфическими.

8. Две последние главы проекта, посвященные общим правилам установления и номенклатуре стратиграфических подразделений, несколько перестроены по сравнению с первым изданием Кодекса. В одной из них сформулированы понятия валидности стратиграфических подразделений и авторства, общие правила номенклатуры и правила опубликования, в другой — показано применение права приоритета. Несколько ослаблено требование о недопустимости гомонимии: в качестве исключения гомонимы могут быть сохранены, если соответствующие стратона распространены в разных регионах и не совпадают или не смежны по возрасту.

В заключение остановимся на некоторых нерешенных вопросах, в разной мере связанных с содержанием Стратиграфического кодекса.

Хотя в проекте оставлены региональные подразделения, составители не решились дать в нем определение геологического региона. Представляется, что распространение региональных и местных стратиграфических подразделений контролируется прежде всего площадью соответствующих палеобассейнов седиментации (или их частей) с учетом палеобиогеографического районирования [13]. Эта точка зрения не является бесспорной, но она принята в проекте.

Еще при составлении первого издания Кодекса были пожелания и попытки сформулировать особенности стратиграфической классификации в применении к докембрию и четвертичным отложениям. Однако не удалось подготовить что-либо принципиально отличное, специфическое по сравнению с уже имеющимися в проекте требованиями, кроме различной степени детальности и применимости различного набора методов.

Активно обсуждался вопрос об особенностях стратиграфии зон фациальных переходов. Большинство участников дискуссии в принципе поддерживали включение в проект такого специального раздела, но никто из них не дал соответствующих конкретных предложений. Не смогли это сделать и составители. Представляется, что

такой раздел в Кодексе все-таки не обходимо.

До сих пор остается неясным вопрос о требованиях к стратиграфическим исследованиям на шельфе, где сейчас развертываются работы по геологической съемке разных масштабов. Достаточно ли для них общие требования, изложенные в проекте, или необходимы какие-либо дополнения и уточнения?

По-видимому, возникнет необходимость включить в Кодекс требования к выделению и корреляции стратиграфических подразделений, установленных по керну скважин, исходя из практики нефтяной геологии.

Такому популярному в настоящее время понятию как событийная стратиграфия формально не нашлось места в проекте. Но по существу в стратиграфической практике в нашей стране давно используется этот подход к изучению разрезов и стратиграфических подразделений. Комплексность характеристики геологического развития и соответственно комплексно охарактеризованных границ между этапами, учет взаимоотношений организма и среды обитания, наконец, единство стратиграфии, о чем сказано выше, — все это слагаемые того подхода, который получил наименование событийной стратиграфии. С другой стороны, возможно, что так называемая событийная стратиграфия — уже не столько стратиграфия, сколько часть исторической геологии. Вопрос этот требует дальнейшей разработки.

Можно ли утверждать, что в проекте второго издания Стратиграфического кодекса СССР нет никаких внутренних противоречий и соблюдены требования формальной логики? Конечно, нет. И этому имеются вполне объективные объяснения (но не оправдания).

Во-первых, на основе такого документа, как Кодекс, могут быть найдены какие-то новые пути, однако в нем прежде всего должен быть сконцентрирован имеющийся опыт с учетом национальных традиций, выработанных на протяжении многих десятилетий и широко применяемых в стратиграфической практике. Кардинальные пересмотры устоявшейся практи-

ки, введение многочисленных новых терминов, попытки построить строго логические системы в стратиграфии пока оказываются нежизнеспособными.

Нежизнеспособность таких систем в какой-то мере объясняется тем, что достаточно разработанной теории стратиграфии, на которую можно было бы опереться, пока нет. Это обстоятельство и является вторым, может быть, самым существенным объяснением несовершенства стратиграфических кодексов вообще. В то же время именно при подготовке стратиграфических кодексов наиболее наглядно выявляются важнейшие неразработанные проблемы стратиграфии, ее «болевые точки», неопределенности. В этом, в частности, заключается и теоретическое значение стратиграфических кодексов. Подобные документы не менее полезны и необходимы для таких же целей и в других отраслях геологии, в первую очередь в петрологии, металлогении, тектонике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуари Ф. Г. О некоторых проблемах стратиграфии // Сов. геология. 1984. № 5. С. 56—61.
2. Жамойда А. И., Моисеева А. И. Международное руководство по стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР — сходство и различие // Сов. геология. 1980. № 1. С. 55—65.
3. Зубаков В. А. Ритмостратиграфические подразделения. — Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
4. Иванов В. К. Математическая модель седиментогенеза как средство прогнозирования полезных ископаемых // Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, 1973. С. 206—215.
5. Карогодин Ю. Н. Региональная стратиграфия (системный аспект). — М.: Недра, 1985.
6. Ковалевский О. П. Зарубежные стратиграфические кодексы // Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Общая и региональная геология; геологическое картирование. 1984. Вып. 2. С. 1—25.
7. Ковалевский О. П. Новый Североамериканский стратиграфический кодекс // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 130—135.
8. Меннер В. В. Общая шкала стратиграфических подразделений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 8—15.
9. Меннер В. В., Гладенков Ю. Б. К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 5—17.
10. Нестеренко Л. П. О свитах палеозоя До-нецкого бассейна // Проблемы палеонтологии

- и стратиграфии докембрия и палеозоя Украины. Киев, 1982. С. 7—8. (Препринт/Ин-т геол. наук АН УССР; 82—10).
11. О подготовке второго издания «Стратиграфического кодекса СССР»/А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, А. И. Монсеева, В. И. Яркий//Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1980. Вып. 23. С. 27—30.
 12. Предтеченский Н. Н. Задачи и правила изучения и описания опорных стратиграфических разрезов.— Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
 13. Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме//Тр. Межведомственного стратиграфического комитета. Л., 1980. Т. 7.
 14. Стратиграфический кодекс СССР.— Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
 15. Стратиграфический кодекс СССР. 2-е изд. Проект.— Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
 16. Тесленко Ю. В. Некоторые вопросы стратиграфической классификации//Тектоника и стратиграфия. Киев, 1984. Вып. 25. С. 40—47.
 17. Шанцер Е. В., Краснов И. И., Никифорова К. В. Стратиграфическая классификация, терминология и принципы построения общей стратиграфической шкалы применительно к четвертичной (антропогенной) системе (Проект).— М.: ГИН АН СССР, 1973.
 18. Zhamoïda A. I. Comparing the Soviet Stratigraphic Code with the International Guide//Episodes. 1984. Vol. 7. N 1. P. 9—11.

Принята редколлегией 21 ноября 1988 г.

УДК 551.79(47+551.1/5)
Е. П. ЗАРРИНА (ВСЕГЕИ)

Корреляция четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и Сибири

В 1984 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР (МСК) утверждены новые стратиграфические схемы четвертичных отложений для десяти крупных регионов Восточно-Европейской платформы (европейской части СССР) — северо-запада и северо-востока платформы, Прибалтики, Белоруссии, Центра РСФСР, Предуралья, Молдавии, Украины, а также Нижневолжского и Приазовского регионов. Таким образом, вся европейская часть СССР представляет собой суперрегион. Региональные схемы, в которых обобщен материал по стратиграфии четвертичных отложений, полученный за последние 10—15 лет, служат стратиграфической базой для Государственной геологической съемки среднего и крупного масштабов и других видов геологических работ.

В названных регионах выделено от трех до девяти районов, для которых разработана местная (районная) стратиграфическая схема. На основе наиболее представительных стратотипов зонтичные шкалы для каждого региона. Сопоставительная таблица региональных шкал опубликована в 1986 г. [7, 9]. Новые региональные схемы отражают гораздо более детальную стратификацию, чем представлялось ранее.

Усложнилось обоснование стратиграфического положения, возраста и объема слоев, пачек, серий и т. д., выделяемых в разрезах в качестве стратотипических.

Для большинства регионов Восточно-Европейской платформы появились дополнительные сведения по нижнему плейстоцену и эоплейстоцену (Прибалтика, Север и Северо-Запад РСФСР, Белоруссия). Коренным образом изменилась стратиграфическая позиция слоев в среднем и нижнем плейстоцене центральных районов РСФСР. Практически заново на основании огромного фактического материала разработана детальная стратиграфия субэаральных отложений Украины с выделением горизонтов лесовидных пород и погребенных почвенных комплексов в плиоцене и плейстоцене. Впервые в рамках региональной схемы проведено стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Молдавии. В Предуралье по степени стратиграфической изученности полный и детальный разрез эоплейстоценовых осадков существенно отличается от менее изученного плейстоцена. Наибольшие трудности возникли при составлении схем для Нижневолжского и Приазовского регионов. Здесь в ряде районов в разрезе четвертичных

отложений переслаиваются морские и континентальные осадки. При этом неоднозначно коррелируются не только морские и континентальные фации, но и морские отложения Черноморского и Каспийского бассейнов. Поэтому, несмотря на проведенные исследования, фактический материал по стратиграфии этих районов и его интерпретация во многом дискуссионны.

Детализация и усложнение схем способствуют более обоснованному проведению исследований, чем ранее. Однако эти обстоятельства, наряду с разной степенью изученности регионов, значительно осложняют корреляцию стратиграфических разрезов как внутри регионов, так и межрегиональную, а также разработку единой шкалы для Европейского суперрегиона и страны в целом.

На современном этапе исследований межрегиональные сопоставления корректны только на уровне звеньев. Сопоставления на уровне горизонтов удовлетворительны лишь для верхнего плейстоцена. При этом микулинский горизонт является реперным и четко прослеживается практически во всех регионах Восточно-Европейской платформы, кроме Предуралья. Для среднего плейстоцена таким горизонтом служит днепровский (кроме Центра РСФСР). В Центральном регионе, где расположены главные стратотипические разрезы, пересмотрен (понижен) возраст основной толщи морены, слагающей донской ледниковый язык, и одиновских (рославльских) осадков. В результате из региональной схемы Центра РСФСР исчез реперный днепровский горизонт, а оставшийся московский горизонт, помещенный в верхах среднего плейстоцена, представляет собой отложения единственного, по мнению исследователей, оледенения, которое было между лихвинской и микулинской межледниковыми эпохами. Этот ледниковый комплекс считается синхронным морене днепровского ледникового языка на Украине.

В нижнем плейстоцене лишь два верхних горизонта (окский и беловежский) уверенно прослеживаются во всех регионах. В центральных районах РСФСР, а также во внеледниковой зоне (Молдавия, Украина, Приазовье,

Предуралье) нижний плейстоцен сейчас расчленяется на шесть горизонтов в соответствии с отраженной в осадках климатической ритмикой. По числу и характеру климатических ритмов нижний плейстоцен сопоставляется с क्रомером Западной Европы. Межрегиональная корреляция вновь выделенных (по сравнению со схемой 1964 г.) горизонтов нижнего плейстоцена требует дальнейшего уточнения.

Во внеледниковой зоне по существующим материалам возможно погоризонтное расчленение и эоплейстоценовых отложений. Почти во всех регионах выделены пять горизонтов, в Предуралье — шесть. Однако для ледниковой зоны таких данных еще недостаточно, поэтому погоризонтное сопоставление эоплейстоценовых отложений ледниковой и внеледниковой зон пока невозможно. Для решения этой проблемы необходимы дальнейшие исследования, тем более, что понятие «горизонт» для эоплейстоцена в настоящее время достаточно условно.

Поскольку отдельные регионы Восточно-Европейской платформы являются частями единой геологической структуры, историю ее геологического развития следует рассматривать не только по отдельным регионам, но и в целом. Поэтому, как и в схеме 1964 г., составлена единая для европейской части СССР (Восточно-Европейской платформы) стратиграфическая шкала. В отличие от схемы 1964 г. подразделения этой шкалы нужно считать межрегиональными, а территорию Восточно-Европейской платформы — суперрегионом. При этом межрегиональная шкала (схема) имеет более высокий ранг по сравнению с региональной схемой европейской части СССР 1964 г. Шкала межрегиональных подразделений (горизонтов) разработана в результате синтеза и сопоставления региональных подразделений всех десяти регионов Русской равнины. Для нее выбраны наиболее валидные горизонты из региональных схем. При этом в верхнем и среднем плейстоцене сохранились некоторые горизонты прежней схемы европейской части СССР. Названия ряда горизонтов заменены новыми, так как выявлены более достоверные стратотипы (табл. 1).

Стратиграфическая корреляция четвертичных отложений Европейского и Западно-Сибирского регионов СССР

Таблица 1

Таблица 1									
Межрегиональная схема Восточно-Европейской платформы 1984 г.									
Горизонт		Озкая шкала		Региональные стратиграфические подразделения		Горизонт		Местные схемы	
Натюр-зонт	Горизонт	Раздел	Эпоха	Натюр-зонт	Горизонт	Комплексы мелководно-гипоцианной литологии (по Р. Е. Г. 1978 г.)	Горизонт	Горизонт	Местные схемы
Голоценовый		Голоцен		IV		Современный		Район слияния Оби и Иртыша (по данным С. А. Архипова, А. Е. Бабушкина, Ф. А. Капаянковой, А. И. Некрасова, В. Д. Тарноградского, К. П. Черепанова, 1974—1985 гг.)	
Осташковский		III ₄		Сартанский		Мамонтовый (поздний)		Серия климатических террас в долинах (число и возраст разных авторов различны)	
Ленинградский		III ₃		Каргинский				Покровные образования	
Подпорожский		III ₂		Ермаковский				Современные почвы	
Микулинский		III ₁		Казанцевский		Не выделен		Баганский Л	
Московский (сожский)		II ₄		Тазовский		Мамонтовый (ранний)		Суминский ПК	
Шкловский		II ₃		Ширинский		Не выделен		Ельцовский Л	
Днепропетровский		II ₂		Самаровский		Хазарский		Искитимский ПК	
						Самаровская морена		32780 ± 670	
						Чулымский лимногляциал		33100 ± 1600	
						ТЛ 180 ± 40 тыс. лет		Тулинский Л	
						ТЛ 110 ± 27 тыс. лет		Бердский ПК	
						ТЛ 130 ± 24 тыс. лет		Сузгунский Л	
						ТЛ 380 ± 67* тыс. лет		Койнинский ПК	
						Сузгунский лимноаллювий		Чулымский Л	

Лихвинский	II ₁	Сред	Плейсто	Чембакинский («тобольский»)	Татарский	ТЛ 280 ± 58 тыс. лет Чембакинский аллювий ТЛ 390 ± 80 тыс. лет	ТЛ 180 ± 40 тыс. лет Чулымский лимногляци-ал ТЛ 380 ± 67* тыс. лет	Шпунцовский ПК (три почвы и два горизонта лёсса)
Белорусский	I ₆	I ₆	I ₆	Не выделен	Не выделен	Низямская морена	ТЛ 380 ± 65 тыс. лет Кинский гляциолимний ТЛ 600 ± 70* тыс. лет	Тобольский аллювий
				Талагайкинский	Талагайкинский	ТЛ ~ 1,5 млн лет*	Талагайкинский аллювий	
				Шайтанский	Шайтанский	Шайтанская морена	Шайтанский	
				Не выделен	Не выделен			
				Не выделен	Не выделен			
Вильнюсский	I ₅	I ₅	I ₅	На климатостратиграфические горизонты не подразделяются	Раздольский			Смирновская свита (средняя и верхняя части)
					Кизинский			
Одесский	I ₄	I ₄	I ₄	Верхнекошарковский	Подпук-лебяж-инский			
				AQ ₅				
				AQ ₄				
				AQ ₃				
				AQ ₂				
Таманский	I ₃	I ₃	I ₃	AQ ₁				
Фарладянский	I ₂	I ₂	I ₂	Акчагыл				
Одесский	I ₁	I ₁	I ₁	Акчагыл				

Примечание. ТЛ — термолуминесцентные датировки по С. А. Архипову и др. (1982 г.), значения со звездочкой даны по «Геохронологии СССР», т. III (1974 г.). Л — горизонт лёссовых пород, ПК — педокомплекс, ПМ — палеомagnetизм.

В нижнем плейстоцене в межрегиональной схеме установлены шесть подразделений в ранге горизонтов. Эоплейстоценовые отложения пока расчленены только на уровне звеньев: выделены два звена, соответствующие одесскому и таманскому фаунистическим комплексам. Расчленение эоплейстоцена на горизонты в целом для Европейского суперрегиона представляется преждевременным. Для проведения корреляции с остальными регионами СССР, в частности с сибирскими, можно и нужно использовать именно эту сводную межрегиональную шкалу европейских горизонтов.

Западно-Сибирская равнина наряду с Русской — основная область распространения в пределах СССР мощных толщ четвертичных отложений, стратиграфия которых также отличается сложностью. В табл. 1 приведены местные схемы района слияния Оби и Иртыша и Новосибирского Приобья, составленные В. Д. Тарноградским по данным исследований, проведенных в 1974—1985 гг.

В целом расчленение эоплейстоценовых осадков на горизонты в Западной Сибири, так же как и в европейской части СССР, преждевременно. Наиболее существенные изменения отмечаются в стратиграфии нижнего плейстоцена. Данные по стратиграфии ледниковых отложений в центральной части Западно-Сибирской низменности позволяют отказаться от деления нижнего плейстоцена на два горизонта, как было принято в схемах 1967 и 1978 г.

На основании новых, а также имеющихся материалов по низовьям Енисея С. Л. Троицкий [12, 13] впервые высказал мнение о трехчленном строении нижнего ледникового комплекса, выделив два моренных горизонта и межстадиальные слои между ними. По Нижнеиртышскому району также появились данные, свидетельствующие о сложном строении нижнеплейстоценовых осадков и возможности расчленения их на четыре климатостратиграфических горизонта [4].

В Новосибирском Приобье главным образом благодаря исследованиям И. А. Волкова и В. С. Зыкиной [2, 3] покровные субаэральные отложения расчленены на несколько горизонтов,

которые вполне можно увязать с «лессовой стратиграфией» южных районов Русской равнины и Средней Азии. При этом, если с чембакчинским горизонтом (аналогом лихвинского) соотносить только две верхние почвы шипуновского педокомплекса, а нижнюю — сопоставить с нижнеплейстоценовым талагайкинским аллювием, то расчленение нижнего плейстоцена Приобья вполне будет отвечать делению нижнего плейстоцена на шесть горизонтов в европейской схеме.

По мнению С. А. Архипова [1, 14], появились данные, позволяющие и в ледниковой зоне Западной Сибири, кроме верхнего, выделить еще два ледниковых горизонта в нижнем плейстоцене. Необходимо отметить, что хотя расчленение нижнего плейстоцена на несколько горизонтов очевидно, валидные стратотипы имеются пока лишь для двух горизонтов Западно-Сибирской равнины.

Таким образом, наиболее вероятной представляется следующая корреляция горизонтов нижнего плейстоцена Европейского суперрегиона и Западно-Сибирского региона: с окским горизонтом европейской шкалы можно коррелировать горизонт морены под аналогами чембакчинских отложений на Белогорском материке (обнажение у с. Троицкое). Региональное название горизонта дается по низямской морене [8] в долине р. Обь. Нижележащие талагайкинский и шайтанский горизонты сопоставляются с беловежским межледниковым и донским ледниковым горизонтами. Для увязки с тремя нижними горизонтами европейской схемы пока имеются данные только по Приобскому плато. С известной долей условности шадрихинский педокомплекс можно коррелировать с ильинским межледниковым горизонтом, салаирский лёсс — с покровским, а евсинский педокомплекс — с михайловским (петропавловским) горизонтом. В последнем случае правильность корреляции подтверждается по установлению палеомагнитной инверсии Брюнес—Матуяма [6].

Представления о количестве и характере региональных горизонтов в среднем плейстоцене Западно-Сибирской равнины, об их корреляции с горизонтами европейской части СССР

не претерпели существенных изменений по сравнению с принятыми в унифицированной схеме 1978 г. Необходимо изменить лишь название нижнего среднеплейстоценового горизонта — тобольского. Тобольские слои в стратотипическом районе [С. А. Архипов, 1969 г.; 4] имеют гораздо больший стратиграфический диапазон, а первому среднеплейстоценовому межледниковью (лихвинскому горизонту) соответствуют лишь чембакчинские слои. По-видимому, и в региональной шкале Западно-Сибирской равнины тобольский горизонт следует заменить чембакчинским [4, 5].

Наиболее удовлетворительно коррелируются горизонты верхнего плейстоцена: все четыре горизонта хорошо сопоставляются по палеонтологическим данным, климатическим характеристикам и надежно подкрепляются радиоуглеродными датировками.

Для Средней Сибири (табл. 2) разработана региональная стратиграфическая схема, утвержденная МСК в 1981 г. [10]. Поскольку наиболее изученные и представительные разрезы находятся в долине Енисея, региональные горизонты обеих сибирских схем практически совпадают. Почти во всех местных схемах выделяемые слои и пачки не имеют собственных названий. Часто нет и хороших стратотипов. Поэтому даже при внутрирегиональной корреляции возникают значительные трудности, особенно при сопоставлении и датировке аллювиальных толщ террас. Это связано с тем, что многие реки внеледниковых районов со стоком на север периодически подпруживались ледниками, что приводило к перестройке гидрографической сети. Развитые в Иркутском амфитеатре и Южной Якутии лёссовидные покровные субаэральные отложения слабо изучены и их не удалось удовлетворительно сопоставить между собой и со шкалой лёссов и почв Западной Сибири. В местной стратиграфической схеме Алданского нагорья, составленной Е. Б. Хотиной в 1982 г., впервые довольно детально расчленены осадки горно-склонового ряда, что свидетельствует о возможности стратификации гравитационных и других склоновых отложений в горах.

К эоплейстоцену в различных частях Средней Сибири относится аллювий верхних частей некоторых свит, характеризующихся широким стратиграфическим диапазоном. Они пока не расчленяются на слои и пачки и не имеют обоснования для выделения их в качестве региональных горизонтов.

В верхней половине нижнего плейстоцена можно выделить три стратиграфических подразделения на уровне горизонтов, но без собственных названий, так как еще не выявлены достаточно представительные разрезы, которые могли бы служить стратотипами для региональных горизонтов. Однако выделяемые в Якутии тустахская, пеледуйская и оручанская свиты [8] по объему могут соответствовать трем верхним горизонтам нижнего плейстоцена. Лебедский горизонт схемы 1981 г., с которым сопоставляются указанные свиты, следует в этом случае отнести к надгоризонту. То же нужно сказать и о талагайкинском горизонте схемы 1981 г., который фактически охватывает всю нижнюю половину нижнего плейстоцена (Q_{1-3}). Возможно, в свитах, сопоставляемых с талагайкинским горизонтом, позднее будут обнаружены слои, связанные с ледниковым и межледниковым ритмами. В настоящее же время расчленение этой части разреза на горизонты преждевременно. Итак, нижний плейстоцен Средней Сибири изучен слабо и погоризонтная корреляция отложений с таковыми Западной Сибири и европейских районов практически невозможна.

В среднем плейстоцене в региональной шкале Средней Сибири выделены четыре горизонта, из которых наибольшее значение для межрегиональной корреляции имеет самаровский, соответствующий максимальному оледенению. Отложения тазовского горизонта коррелируются с образованиями Западной Сибири в основном по геоморфологическим данным. Разрезы «межледниковых» горизонтов (тобольского и в особенности ширгинского) представлены значительно хуже, чем на Русской и Западно-Сибирской равнинах. Соответственно и корреляция этих горизонтов менее надежна.

Расчленение верхнего плейстоцена лучше всего обосновано в пределах

Статиграфическая корреляция четвертичных отложений Европейского и Среднесибирского регионов СССР	Объект
Межрегиональная схема Восточно-Европейской платформы 1984 г.	Объект
Региональная схема Средней Сибири	Объект

Межрегиональная схема
Восточно-Европейской
платформы
1984 г.

Таблица 2

[illegible][illegible]

Северо-Сибирской низменности. Хронологические рубежи верхнеплейстоценовых горизонтов в основном установлены по этому району. Региональные и межрегиональные сопоставления горизонтов верхнего плейстоцена проводятся главным образом с учетом радиоуглеродных датировок.

Из горных регионов Южной Сибири наиболее исследована Алтае-Саянская область. По степени изученности четвертичных отложений этот регион, благодаря применению комплекса различных методов, пожалуй, не уступает Западно-Сибирскому и значительно превосходит Среднюю Сибирь. Выделенные стратиграфические подразделения местных схем надежно обоснованы. Региональная шкала имеет по горизонтное деление, начиная с нижнего плейстоцена. Эоплейстоцен разделен на две части по фауне млекопитающих и хорошо коррелируется с данными по Восточно-Европейскому суперрегиону. Нижний плейстоцен изучен как в ледниковой, так и во внеледниковой зонах, причем в региональной шкале теперь выделены пять горизонтов, вполне сопоставимых с горизонтами европейской схемы. Нечеткая нижняя границы плейстоцена, которая устанавливается только в среднем регионе (Новосибирское Приобье). В среднем и верхнем плейстоцене в Алтае-Саянской горной области выделены два ледниковых и два межледниковых горизонта, которые вполне согласуются с горизонтами соседних регионов.

Межрегиональная общевосточная схема Восточно-Европейской платформы с погоризонтным делением на настоящем этапе исследований может считаться общесоюзным эталоном для корреляции плейстоцена во всех регионах СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов С. А. Актуальные проблемы изучения и картирования четвертичных отло-

- жений Сибири//Стратиграфия плейстоцена Сибири. Новосибирск, 1985. С. 5—12.
2. Волков И. А. Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений//Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 30—39.
3. Волков И. А., Зыкина В. С. Субэральная толща и природные процессы в плейстоцене//Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Кишинев, 1986. С. 124.
4. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. А. Средний и нижний плейстоцен низовья Иртыша//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1977. Т. 214. С. 1—160.
5. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. А. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. Западно-Сибирская равнина.— М., 1984. С. 227—270.
6. Красненков Р. В. Плиоценовые террасы Среднего Дона//Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., 1984. С. 157—167.
7. Краснов И. И., Заррина Е. П. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и проблема составления общесоюзной схемы//Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Кишинев, 1986. С. 37—39.
8. Ледникова геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина. Нижнее Приобье/Сост. С. А. Архипов, В. А. Панычев, Т. Г. Шелехова, В. Н. Шелкопьяс.— Новосибирск, 1978.
9. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы.— Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
10. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979).— Л., 1983. Ч. 3.
11. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. Сибирская платформа/С. М. Цейтлин, М. Н. Алексеев, С. М. Бардеева и др.— М., 1984. С. 351—394.
12. Троцкий С. Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия.— Новосибирск: Наука, 1979. С. 265—292.
13. Троцкий С. Л., Шумилова Е. В. Стратиграфия и минерало-петрографические особенности четвертичных отложений в разрезе Воронцовского яра в низовьях Енисея//Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, 1974. С. 5—37.
14. Arkhipov S. A. Pleistocene chronostratigraphy in northern Siberia. Proceedings on the first intern. colloq. on quatern. stratigr. of Asia and Pacific area. Osaka, 1987. P. 163—179.

Принята редколлегией 25 января 1988 г.

ТЕХНОЛОГИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

при поисках залежей нефти и газа, связанных с органогенными постройками

Предлагается по лицензии технология сейсморазведочных работ при поисках залежей нефти и газа, связанных с органогенными постройками (ОП).

ОБЛАСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ

Технологию рекомендуется применять при проектировании и проведении полевых работ, обработке и интерпретации сейсмических данных с целью поисков и разведки залежей углеводородов, приуроченных к ОП в различных зонах палеобассейнов.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

При заданной надежности выявления ОП и связанных с ними залежей объект лицензии позволяет минимизировать затраты на поисковые сейсмические работы. Эффект достигается за счет выбора оптимальной поисковой сети профилей, рациональной методики наблюдений, обеспечивающей реально достижимые отношения сигнал/помеха и разрешенности записи, измеряемые сейсмозондированиями, и надежного прогноза зон проявления признаков обнаружения ОП, уточняемых сейсмомоделированием.

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Исходными материалами для технологии служат данные сейсмозондирования в пределах различных зон палеобассейна, сейсмомоделирования, выполненного с учетом реальных значений отношения сигнал/помеха и разрешенности записи, измеренных сейсмозондированиями. Собственно выявление и картирование ОП и связанных с ними ловушек нефти и газа выполняются по динамическим временным разрезам, полученным в результате обработки материалов сейсми-

ческих работ на поисковой сети профилей. При выявлении ОП используются признаки обнаружения и зоны их проявления на исследуемой площади.

Результаты применения технологии — структурно-формационные разрезы, блок-диаграммы и карты, на которых отображаются положение объекта в пространстве и в плане, внешняя и внутренняя структура ОП и связанной с ней ловушки углеводородов. Дополнительная обработка по программам прогнозирования геологического разреза (ПГР) и прямых поисков позволяет также получить прогнозные оценки нефтегазоносности объекта. Попутными результатами могут являться карт-вероятности обнаружения ОП и соответствующие им оценки отношения сигнал/помеха и разрешенности записи по площади исследований.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ

Экономический эффект от применения технологии обусловлен увеличением надежности выявления и точности картирования ОП и связанной с ней ловушки углеводородов. Повышается надежность сейсмических прогнозов, за счет чего удается понизить непроизводительные затраты глубокого поискового и разведочного бурения. При заданной надежности обнаружения ОП гарантируются минимальные затраты на проведение поисковых сейсмических работ.

О ПАТЕНТНОЙ ЧИСТОТЕ ОБЪЕКТА

Объект патентно чист в отношении СССР, США, Канады, Японии, ФРГ, Франции. В отношении других стран проверка не производилась.

ПО ЛИЦЕНЗИИ ПРЕДЛАГАЕТСЯ «НОУ-ХАУ».

По техническим вопросам обращаться по адресу: СССР, 123812, ГСП, Москва, Бол. Грузинская, 4/6, Министерство геологии СССР, Главное научно-техническое управление.

**ВСЕСОЮЗНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ЭКОНОМИКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
И ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ (ВИЭМС)
МИНГЕО СССР И АН СССР**

ВИЭМС — наиболее авторитетный в СССР научный центр, специализирующийся в области: геолого-экономической оценки минеральных ресурсов на различных стадиях их изученности геологоразведочными работами;

долгосрочных комплексных прогнозов рационального использования минерального сырья, территориальных концентраций и сочетаний полезных ископаемых в интересах обеспечения быстрых темпов экономического роста, наиболее эффективного удовлетворения потребностей в минеральном сырье страны и отдельных регионов; оптимальных структур и методов управления геологоразведочными работами, увязанных со спецификой природных и экономических условий их проведения;

распространения научно-технической информации по поискам, разведке и оценке минеральных ресурсов.

ВИЭМС — крупнейший в стране центр подготовки кадров высшей квалификации в области экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. При институте действуют аспирантура, совет по присуждению ученой степени доктора экономических наук.

В составе ВИЭМСа — ведущие специалисты в области экономики минерального сырья, геологоразведочных работ, информатики и автоматизации процессов обработки геологических данных, высококвалифицированные специалисты по переводу зарубежной научно-технической литературы.

**ВИЭМС оказывает
как экспертно-консультационные услуги,
так и услуги на договорных условиях.**

**Наш адрес:
123853, Москва, 3-я Магистральная, 38.
Телетайп: 113430 ГАББРО.**

**Справки по телефонам:
259-39-07, 259-58-74, 259-69-88.**

ВИЭМС

**предлагает организациям и предприятиям отрасли
следующие виды научной продукции:**

разработка геолого-экономического прогноза минерально-сырьевых баз регионов с выдачей рекомендаций для проведения геологоразведочных работ и оценки прогнозных запасов на основе многовариантных расчетов с применением микроЭВМ;

разработка долгосрочного прогноза развития минерально-сырьевых ресурсов отдельных территорий с выдачей рекомендаций по плано-му вовлечению ресурсов в хозяйственный оборот с учетом достижений научно-технического прогресса;

геолого-экономическая оценка рудопроявлений и месторождений твердых полезных ископаемых с учетом региональных особенностей на основе эвристических оперативных методов;

проведение исследований по совершенствованию организационно-функциональной структуры производственных геологических объединений для обоснования оптимального размещения и интенсивного использования производительных сил, их размеров и уровней концентраций и специализации работ;

разработка долгосрочного прогноза научно-технического прогресса в геологии в отраслевом и региональном аспектах с выдачей рекомендаций по развитию наиболее эффективных видов и комплексов геологоразведочных работ на перспективу; оценка научно-технического и экономического эффекта от внедрения достижений науки и техники;

разработка рекомендаций по комплексному освоению минеральных ресурсов на основе экологически чистых технологий;

проведение комплексного анализа производственно-хозяйственной деятельности геологических организаций и создание экономических нормативов в условиях хозрасчета и самофинансирования;

методическое обеспечение при разработке нормативной базы материально-технических ресурсов и нормирования труда на геологоразведочных работах;

организационно-методические работы по технологии оперативного автоматизированного решения геолого-экономических задач, включая подсчет запасов полезных ископаемых; экспертно-консультационные услуги в части создания автоматизированных информационно-поисковых систем по всем предметным классам геологии, техники и технологии геологоразведочных работ.

Крупные научные достижения института широко внедрены в производственных геологических организациях. На основе проведенных ВИЭМСом исследований и разработок значительно повышены эффективность выполняемых в СССР геологоразведочных работ, качество подготовки разведанных запасов полезных ископаемых в недрах.

Внимание читателей!

В 1989 г. издательство «Недра» выпускает в свет книгу
Аковецкий В. И.
Экологический бум. Аэрокосмос и ноосфера.
5,5 л., ил. 1 р. 20 к.

Книга посвящена проблеме ноосферы — сферы разума, которой суждено стать основой прочного мира, без войн и расовых различий, единой в экономическом и информационном отношении, построенной на основе нравственности.

Приведены не только примеры вмешательства человека в природу, повлекшие за собой необратимые экологические катаклизмы, но и дан анализ альтернативных возможностей разумного природопользования. Впервые раскрыты возможности аэрокосмовизуального эколого-экономического мониторинга на семи уровнях как основного источника информации ресурсов.

Представляют интерес исследования автора об определяющей роли аномальных физических полей в формировании и развитии ландшафта и зон обитания человека, проиллюстрированные редкими космическими снимками.

Книга привлечет внимание широкого круга специалистов, проектирующих крупные промышленные объекты и занимающихся вопросами охраны окружающей среды.

Заказы принимают магазины, распространяющие научно-техническую литературу. Книга объявлена в «Книготорговом бюллетене» (декабрь 1988 г.).

Не упустите время!



УДК 550.8 : 528 : 551.79

Р. И. ГОЛОУДИН (ВСЕГЕИ)

Принципы геологического картирования четвертичных отложений

Необходимость изучения и картирования четвертичных отложений обуславливается практическими потребностями ряда направлений хозяйственной деятельности, связанных с землепользованием — строительства, мелиорации, сельскохозяйственного производства и т. п. Разработка методики геологической съемки молодых покровных образований начата Геологом в 1928 г. под руководством С. А. Яковлева. В 1932 г. издана карта четвертичных отложений европейской части СССР и сопредельных территорий масштаба 1:2 500 000 [8]. Стратиграфия четвертичных отложений в то время была практически не разработана, и в основу их расчленения был положен не возраст, а генезис пород. В дальнейшем по мере изучения стратиграфии плейстоцена была создана стратиграфо-генетическая легенда, позволяющая показывать на карте как генезис, так и возраст отложений. Цветовая гамма в ней используется для отображения генетических типов отложений, а интенсивностью «генетического» цвета показывается их возраст (древние более темные), при этом значки черного цвета служат для обозначения вещественного состава. По такому принципу — стратиграфо-генетическому — составляются карты четвертичных отложений в СССР и в ряде зарубежных стран [4].

На современном этапе развития геологическая наука претерпевает серьезные изменения, что связано, в первую очередь, с появлением новых средств и методов получения и обработки информации, внедрением системного подхода, а также с успехами планетологии и морской геологии. С современных позиций пересматриваются и по-новому осмысливаются некоторые традиционные положения геологической науки и, в частности, геологической

картографии: «В развитии каждой науки наступает этап, когда ее представители начинают задумываться над основами своей отрасли знаний, т. е. обращаются к анализу исторического, методологического и теоретического фундамента здания науки. Думается, что такой этап переживает сейчас геокартография» [5, с. 186].

Как известно, геологическая карта, в самом общем ее понимании, представляет собой проекцию на горизонтальную плоскость следов пересечения рельефа местности и геологических тел, или, иначе говоря, графическое изображение в определенном масштабе геологических образований, выходящих на земную поверхность [7]. Под геологическим телом обычно понимается ограниченное, оформленное геологическое вещество, обладающее определенным составом и структурой [12]. При составлении геологической карты геолог-съемщик имеет дело прежде всего с реально существующими в природе материальными вещественными составляющими земной коры (геологическими телами), пространственное положение и взаимоотношения которых и отображаются на карте. Исходная, фактическая геологическая карта, карта геологических тел, есть образно-знаковая модель геологического пространства, которая должна находиться в определенном объективном соответствии с ним [2, 6].

Такая карта может служить основой для создания различных вторичных, аналитических карт геологического содержания, карт-выводов — тектонических, минерогенетических, прогнозных и т. п. Мера объективности геологической карты, ее адекватности моделируемому участку земной коры и, как следствие, практической значимости является функцией тех принципов, которые положены в основу создания карты. Для геологической кар-

ты таким принципом является литолого-стратиграфический, т. е. в качестве примата выступают вещественный состав геологических тел и последовательность их образования. Состав большинства геологических тел, которые отображаются в масштабе геологической карты, достаточно надежно устанавливается геологом-съемщиком в процессе полевого изучения и описания обнажений: на карту наносятся границы распространения песчаников, известняков, гранитов и т. п.

Такие основные характеристики горных пород (а с позиций геологической съемки основным видом геологических тел, подлежащих картированию, являются главным образом горные породы и их сообщества), как минеральный состав и структура, могут быть установлены точными аналитическими физическими и химическими методами и формализованы. Поэтому любой геолог, вне зависимости от того, к какой научной школе он принадлежит и каких теоретических концепций придерживается, однозначно определяет гравелит, базальт и т. п. и отображает на карте объективно существующую геологическую реальность. Несколько сложнее обстоит дело с установлением последовательности образования геологических тел. Однако и здесь имеются достаточно объективные критерии: положение в разрезе, характер контактов, руководящие органические остатки, радиологические определения возраста и пр.

Таким образом, составление карт геологического содержания по литолого-стратиграфическому принципу позволяет получать картографические модели геологического пространства, максимально удовлетворяющие потребности практики. Рассмотрим теперь, насколько этим потребностям отвечают модели, построенные по стратиграфо-генетическому принципу. Основной объект изображения на картах четвертичных отложений — «генетический тип отложений» [1]. Применительно к задачам геологической картографии под генетическим типом понимаются отложения, сформированные одним (простой тип) или двумя (сложный тип) геологическими процессами [10]. Генезис отложений определяется «по процессам образова-

ния обломочного или растворенного материала, по агентам его переноса и по условиям накопления осадков... определение генезиса основывается на непосредственных наблюдениях за особенностями их состава, условиями залегания и геоморфологического выражения» [9, с. 16]. Другими словами, согласно цитируемому инструктивно-методическому руководству по геологической съемке четвертичных отложений, геолог-съемщик должен изучить состав отложений и образованные ими формы рельефа, на основании этого реконструировать механизм и условия образования отложений и отобразить результат реконструкции на карте. В итоге мы получаем не картографическую модель расположения объективно существующих в природе вещественных геологических тел, а модель представлений конкретного автора об их происхождении, т. е. мы картируем не объекты природы, а умозрительные категории, и получаем не фактическую, а аналитическую (вторичную, интерпретационную) карту. По существу, такая карта не может быть названа геологической, скорее она палеоландшафтная или палеогеографическая. Попытаемся выяснить, насколько адекватно такая карта отображает реальную действительность.

Надежно установить механизм образования (ведущий геологический процесс), за редким исключением, можно только для тех отложений, которые формируются в современных условиях — непосредственно наблюдается руслового потока, приобия и т. п. Применительно к более древним отложениям мы имеем дело лишь с результатами деятельности того или иного процесса. Однако хорошо известно, что сходные или практически одинаковые отложения могут возникать в результате проявления различных процессов, а один и тот же процесс может послужить причиной образования существенно различных отложений. Так, Е. В. Шанцер писал: «Темные, обогащенные органическим веществом алевропелитовые или практически тождественной текстуры и чрезвычайно близкие по остальным литологическим характеристикам, возникают и в речных старицах, и в не-

которых генетически не связанных с реками озерных водоемах, и в реликтовых озерах и лагунах морского побережья» [13, с. 63]. В то же время «солифлюкционные накопления весьма разнообразны по своему составу, варьируют от глин и суглинков до щебней и валунов в зависимости от слагающих склоны горных пород» [14, с. 75].

Показателен и многолетний спор гляциалистов и маринистов, когда формирование одних и тех же отложений связывается или с деятельностью покровных ледников, или с разномом обломочного материала плавающими морскими льдами. Решить этот спор невозможно, поскольку в исторической геологии практически исключен эксперимент, и ретроспективные генетические модели не поддаются объективной проверке. Выделить и закартировать генетические типы сложно еще и по той причине, что они, как правило, «не представлены строго индивидуализированными объектами. Чаще всего они связаны взаимопереходами, выраженными образованиями, в весьма различных комбинациях соединяющими признаки двух, а то и трех генетических типов» [13, с. 69].

Как известно, основную массу пользователей карт покровных образований интересуют, в первую очередь, вещественный состав отложений (минеральный, гранулометрический, химический), их структура, мощность, механические свойства и некоторые другие физические характеристики, но никак не генезис или ведущий геологический процесс. Однако при существующих принципах составления таких карт изучение вещественного состава отложений подчинено задаче установления генетического типа. Широкое использование в практике геологосъемочных работ материалов дистанционных съемок позволяет дешифрировать и наносить на карты площади развития некоторых генетических типов отложений (коллювиальных, ледниковых, эоловых и пр.) без маршрутных исследований. Вследствие этого на карте нередко показываются генетические типы отложений, а их состав остается практически неизученным. Парадоксальность ситуации заключается в том, что если изначально

но расчленение отложений по генезису было средством картирования, то впоследствии оно стало его главным содержанием и целью, т. е. цель и средство поменялись местами.

Безусловно, установление генезиса отдельных типов четвертичных отложений, главным образом ледникового ряда, важно для изучения палеогеографии четвертичного периода, и на определенном этапе развития четвертичной геологии генетический подход был оправдан как метод разработки климатостратиграфии плейстоцена. Однако этот этап благополучно завершен, периодизация четвертичной системы разработана достаточно детально, и пришла, по-видимому, пора задуматься о том, насколько генетический принцип картирования четвертичных отложений соотносится с современным уровнем развития науки (в 1977 г. этот вопрос уже поднимался Б. Г. Федоровым). Кстати, некоторые типы отложений (в частности, лессы) и без расшифровки генезиса могут служить как показателями климата, так и стратиграфическими реперами [14].

Как уже говорилось, составление карт четвертичных отложений вызвано практическими соображениями. Действительно, значение изучения и картирования молодых покровных образований для рационального природопользования чрезвычайно велико, и с ростом народонаселения и интенсификацией промышленного и сельскохозяйственного производства оно будет, очевидно, еще более возрастать. Следует, по-видимому, критически переосмыслить сложившуюся ситуацию именно под углом зрения практической значимости карт четвертичных отложений, поскольку составляемые сейчас карты генетических типов далеко не в полной мере удовлетворяют потребности хозяйственной деятельности. В самом деле, с практической точки зрения трудно считать оправданным такое положение, когда в единый генетический тип озерных отложений (лимний), закрашиваемых на карте одним цветом, объединяются такие несхожие образования, как илы, обогащенные Fe-Mn-конкрециями (озерные руды); сапропели (торфянистые и водорослевые) и диатомиты; биохемогенные карбонатные илы и самоса-

дочные соли; пески, алевроиты, глины [14].

Неубедительны достоинства карт генетических типов и в случае, когда потребителя интересует сырье для производства стройматериалов: «Месторождения глин и суглинков для производства кирпича и черепицы связаны с отложениями приледниковых озер (ленточные глины), озерными, аллювиальными и морскими осадками, покровными суглинками, элювиальными и делювиальными образованиями. Иногда в качестве кирпичной глины используются маловалунные разности морен, а в южных районах наиболее глинистые разности лессов и лессовидных пород» [9, с. 70]. В последние годы все большее внимание уделяется акваториям, главным образом в связи с их нефтегазоносностью. Как показал Б. Г. Федоров, карты генетических типов проигрывают в сравнении с литолого-стратиграфическими в том, что касается выявления на шельфе областей новейших поднятий [11].

На современном этапе геологическая служба страны в основном закончила геологосъемочные и картосоставительские работы мелкого и среднего масштабов и приступила к созданию Государственной геологической карты масштаба 1:50 000. Естественно, что с переходом на более крупный масштаб изменилась и информационная нагрузка карт, причем это связано не столько с разрешающей способностью масштаба, сколько с отображением на них качественно иной информации. Так, если мелкомасштабная геологическая карта, по существу, является хроно-стратиграфической, то карта масштаба 1:50 000 должна быть преимущественно лито-стратиграфической, т. е. картой конкретных геологических тел, выделенных в рамках местной стратиграфической шкалы [1].

Если на обзорной карте четвертичных отложений правомерно показывать генерализованные контуры образований крупных генетических рядов — склонового, эолового, ледникового и т. д., то на средние и крупномасштабных — следует отображать реальные геологические тела, а не логические категории вроде генетических типов, фаций и т. п. Думается,

что это рациональнее делать в литолого-стратиграфической, а не в стратиграфо-генетической легенде, т. е. составлять именно геологическую карту четвертичных отложений. Естественно, такая карта лишь в отдельных случаях может быть совмещена с собственно геологической, с которой по возможности стараются «снять» четвертичные отложения.

Для большинства районов съемки потребуется составление двух геологических карт: дочетвертичных образований, на которой четвертичные отложения существенно редуцированы или полностью сняты, и карты поверхности, на которой в полном объеме отображены четвертичные отложения, а коренные дочетвертичные породы показаны в истинных контурах. Идея создания подобной карты ранее высказывалась В. Д. Вознесенским [3]. Составление такой «реальной» геологической карты, на которой все геологические образования показаны в естественных границах, потребует, по видимому, некоторого изменения методики геологической съемки и переработки инструктивно-методических документов, регламентирующих картирование четвертичных отложений в среднем и крупном масштабах.

Прежде всего следует изменить требования к полноте и детальности изучения вещественного состава геологических образований четвертичного возраста. При существующем положении дел он изучается лишь в той степени, в какой это необходимо для установления генетической принадлежности отложений, о чем прямо говорится в методических руководствах по геологической съемке: «Основные особенности изучения четвертичных отложений связаны с необходимостью установления условий накопления осадков» [7, с. 437]; «... исследование глини... необходимо для восстановления фациальных особенностей их формирования» [8, с. 131]. Думается, что это неправильно — изучение состава геологических тел должно быть одной из основных задач съемки, а не средством генетических реконструкций. Это особенно важно сейчас, когда происходит существенная «экологизация» наук о Земле. Чтобы наладить действенный контроль за изменениями

среды обитания, прогнозировать их и вовремя предотвращать негативные последствия антропогенного воздействия на природу, мы должны как можно больше знать о том субстрате, на котором развивается цивилизация — геологическом веществе, слагающем земную поверхность. А поскольку это вещество в подавляющем большинстве случаев — молодые нелитифицированные образования, именно они и должны изучаться в первую очередь, причем всесторонне и комплексно. Кроме того, многие четвертичные отложения являются полезными ископаемыми (песок, глина, торф, сапропель и пр.), что также обуславливает необходимость углубленного изучения их вещественного состава с точки зрения практического применения.

Изменение должно коснуться и изобразительных средств геологических карт четвертичных отложений. Сейчас наиболее эффективное из них — цвет — используется для обозначения генезиса картируемых образований, вследствие чего геологическая карта в значительной мере теряет одно из главных свойств — структурность. Пестрая мозаика пятен «генетических» цветов зачастую скрадывает, затушевывает неотектонические структуры. Переход на литолого-стратиграфическую легенду, в которой цветом показывается возраст отложений, позволит сделать карту поверхности более информативной в отображении геодинамики. С большей полнотой и детальностью (в пределах разрешающей способности масштаба) должен отображаться на карте вещественный состав геологических тел, для чего можно использовать традиционный «литологический» крап. Сейчас же, согласно новой Инструкции ГСР-50 (1986 г.), состав четвертичных отложений показывается лишь в качестве характеристики, отражающей их принадлежность к той или иной генетической категории.

Безусловно, установление генезиса четвертичных отложений — один из важных аспектов их изучения, и автор не ставит под сомнение необходимость генетических исследований и палеогеографических реконструкций. Речь идет о том, чтобы при картировании геологических образований четвертич-

ного возраста сместить акценты и основной упор сделать не на генезис, а на возраст и вещество, перестроив соответствующим образом систему изобразительных средств. Что же касается информации генетического характера, то на карте генезис отложений можно обозначать буквенными индексами, дополняющими возрастную индексацию, а в легенде давать развернутое название генетического типа, как это и рекомендуется Инструкцией ГСР-50 (приложение 52). Например, dQIII — верхнее звено, делювиальные щебнистые суглинки.

Как известно, геологическая картография — важнейший метод познания строения и истории развития Земли, и ее состояние в значительной мере определяет состояние всей геологической науки в целом. Эффективность геологической службы существенно зависит от того, какими картографическими моделями оно располагает. Поэтому так важен анализ принципов, которые мы используем при составлении карт геологического содержания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе/Отв. ред. А. И. Жамойда, Р. И. Соколов. — Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
2. Берлянт А. М. Образ пространства: карта и информация. — М.: Мысль, 1986.
3. Вознесенский В. Д. Принципы подготовки к изданию материалов крупномасштабных геологосъемочных работ//Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1973. Т. 221. С. 164—169.
4. Ганешин Г. С. Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геологосъемочных работах. — М.: Недра, 1979.
5. Забродин В. Ю., Оноприенко В. И., Соловьев В. А. Основы геологической картографии. — Новосибирск: Наука, 1986.
6. История геологической картографии/Отв. ред. В. В. Тихомиров. — М.: Наука, 1982.
7. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000/Под ред. А. С. Кумпана. — Л.: Недра, 1974. Т. 1.
8. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений/Под ред. Г. С. Ганешина. — Л.: Недра, 1987.
9. Организация и производство работ по геологической съемке четвертичных отложений в масштабе 1:200 000 и 1:100 000/Сост. С. В. Эпштейн. — М.: Недра, 1971.
10. Типовые условия обозначения для карт разного геологического содержания. Карта четвертичных отложений/Под ред. Г. С. Ганешина. — Л.: ВСЕГЕИ, 1986.

11. Федоров Б. Г. О содержании карт новейших отложений при геолого-геоморфологических исследованиях на нефтегазоносных акваториях шельфа // Труды ВНИГРИ. 1977. Вып. 393. С. 40—52.
12. Черкасов Р. Ф. Тело, структура и форма в геологии // Методология геологических исследований. Владивосток, 1976. С. 88—100.
13. Шанцер Е. В. Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных

отложений // Литология в исследованиях геологического института АН СССР. М., 1980. С. 56—95.

14. Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных отложений // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М., 1982. Полуттом 1. С. 61—94.

Принята редколлегией 29 февраля 1988 г.

УДК 550.36 : (551.73+551.76) (574.1)

Т. З. ЧАДОВИЧ (ВСЕГЕИ), И. А. ПОЛОВНИКОВА (ВНИГРИ)

Геотермические условия мезозойско-палеозойских отложений Западного Казахстана

В осадочных отложениях Западного Казахстана раздельно для платформенного чехла и промежуточного палеозойско-триасового комплекса проведены исследования теплопроводности пород, геотермического градиента (ГТГ) и плотности теплового потока (ПТП). По данным непрерывных температурных измерений в 10 скважинах рассчитаны ГТГ и с помощью экспериментально полученных значений теплопроводности* пород определены ПТП [2]. Впервые для Западного Казахстана измерены теплопроводность и плотность пород из керна скважин, пробуренных на Южном Мангышлаке, на площадях Оймаша и Ракушечная (Адыр), на п-ове Бузачи, на площадях Северо-Бузачинская, Каламкас, Жаман-Орпа, Аралды и Южный Култу, а также в пределах Северного Устьурта на площади Ащитайпак и прилегающей к нему с севера площади Северный Мынсуалмас (табл. 1, рисунок). Проанализированы 296 проб песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, мергелей, известняков, туфоаргиллитов, глинистых сланцев и гравелитов, отобранных с глубин 759—4506 м из отложений девона, карбона, перми, триаса, юры и мела. Отбор керна, литолого-фациальное изучение отложений и стратификации разрезов выполнены А. К. Калугиным [3].

Современные температуры (СТ) по глубинным срезам скважин Оймаша,

* Измерения теплопроводности выполнены на приборе «Лямбда» ВНИИ метрологии с относительной погрешностью $\pm 5\%$.

Ракушечная, Северный Бузачи, Каламкас, Жаман-Орпа, Аралды, Южный Култу, Ащитайпак и Северный Мынсуалмас меняются на глубине 1000 м от 64—85 °С на Южном Мангышлаке до 42—49 °С на п-ове Бузачи и 46—55 °С на площади Северный Мынсуалмас; на глубине 2000 м от 91—105 °С (Южный Мангышлак) до 60—70 °С (п-ов Бузачи) и 63—75 °С (Северный Устьурт с прилегающей с севера площадью Северный Мынсуалмас). На глубине 3000 м СТ снижаются от 116—120 °С (Южный Мангышлак) до 84—93 °С (п-ов Бузачи) и 82—98 °С (Северный Устьурт); на глубине 4000 м — от 135—153 °С до 105—114 °С и 110—123 °С соответственно. Максимальные СТ характерны для скважин Южного Мангышлака, приуроченных к максимально приподнятым блокам фундамента во всем диапазоне вскрытых бурением глубин. Наиболее интенсивно нарастание СТ с глубиной в скв. Оймаша и Южный Култу. На границе платформенного чехла и промежуточного комплекса (в подошве юрских отложений) СТ достигают наивысших значений также в разрезах Южного Мангышлака: 119 °С (Оймаша, глубина 3200 м) и 137 °С (Ракушечная, 3618 м); минимальные СТ — на п-ове Бузачи: 45 °С (Северный Бузачи, 800 м), 49 °С (Каламкас, 1181 м), 43 °С (Жаман-Орпа, 537 м), а также 70 °С (Аралды, 2585 м) и 105 °С (Южный Култу, 3608 м). Скважина Ащитайпак Северного Устьурта характеризует промежуточное значение — 111 °С на глубине

Таблица 1

Теплопроводность, Вт/(м·К), и плотность, 10^3 кг/м³, осадочных пород Западного Казахстана

Порода	Число образцов	$\bar{\lambda} \pm S$ $\lambda_{\min} - \lambda_{\max}$	$\bar{\lambda}$ $\lambda_{\min} - \lambda_{\max}$ по [4]	Число образцов	$\bar{\sigma} \pm S$ $\sigma_{\min} - \sigma_{\max}$	$\bar{\sigma}$ $\sigma_{\min} - \sigma_{\max}$ по [5]
Гравелит	7	1,85±0,27 1,40—2,10	1,92 1,05—3,86	8	2,59±0,01 2,57—2,61	— 2,1—3,0
Песчаник	109	1,81±0,60 0,32—3,49	1,81 0,24—4,41	93	2,60±0,03 2,24—2,73	2,5—2,6 2,0—2,9
Алевролит	41	1,82±0,51 0,55—3,31	1,65 0,22—3,79	38	2,64±0,07 2,50—2,78	2,3—2,5 1,8—2,8
Аргиллит	110	1,79±0,50 0,51—3,56	1,32 0,25—3,12	110	2,72±0,08 2,36—2,92	2,3—2,4 1,7—2,9
Глина	9	1,30±0,50 0,63—2,08	1,60 2,12—3,10	7	2,55±0,07 2,09—2,68	— 1,2—2,4
Известняк	11	2,65±0,75 1,83—3,56	2,37 0,64—4,37	11	2,64±0,04 2,57—2,71	2,6—2,7 1,8—2,9
Мергель	2	2,10 2,00—2,10	1,96 0,50—3,61	2	2,60 2,60—2,61	2,2—2,4
Туфоаргиллит	4	2,30±0,50 1,78—2,88	—	4	2,48±0,06 2,58—2,68	—
Сланец черный	2	4,61 4,50—4,72	—	2	2,70 2,62—2,79	—
Сланец глинистый	1	1,98	1,32 0,25—3,12	1	2,60	2,4—2,6 2,3—3,0

Примечание. $\bar{\lambda}$, $\lambda_{\min}$, $\lambda_{\max}$, $\bar{\sigma}$, $\sigma_{\min}$, $\sigma_{\max}$ — среднее, минимальное и максимальное значения теплопроводности и плотности соответственно; S — среднеквадратическое отклонение.

3445 м, при 83—76 °С для обеих скважин площади Северный Мынсуалмас на глубине 2404 и 2480 м.

Теплопроводность осадочных пород мезозойско-палеозойских отложений Западного Казахстана по результатам статистической обработки данных составляет, Вт/(м·К): для песчаников $1,81 \pm 0,60$; аргиллитов $1,32 \pm 0,50$; алевролитов $1,82 \pm 0,51$. Плотность этих пород (10^3 кг/м³) достигает: для песчаников $2,60 \pm 0,03$; аргиллитов $2,72 \pm 0,08$; алевролитов $2,64 \pm 0,07$. Следовательно, теплопроводность и плотность песчаников Западного Казахстана примерно такие же, а аргиллитов — выше приведенных в справочной литературе.

Анализ изменений теплопроводности и плотности с увеличением глубины и

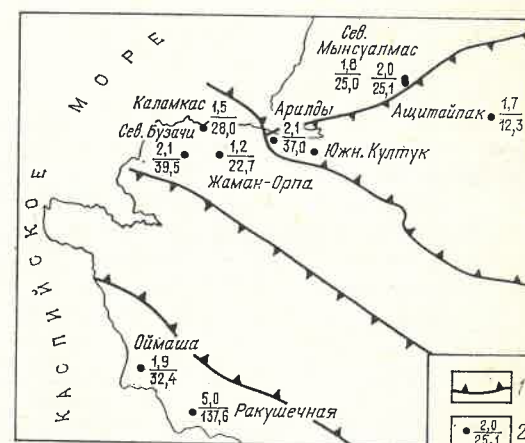


Схема плотности теплового потока промежуточного палеозойско-триасового структурного комплекса: 1 — контуры структур первого порядка; 2 — скважины (в числителе — геотермический градиент, °С/100 м; в знаменателе — плотность теплового потока, мВт/м²).

Изменение теплопроводности мезозойско-палеозойских пород с возрастанием глубины залегания, Вт/(м·К)

Таблица 2

Район	Порода	Глубина, м			
		до 2000	2000—3000	3000—4000	более 4000
Южный Мангышлак	Песчаник	—	—	$1,82 \pm 0,72$ (6)	—
	Алевролит	—	—	$1,16 \pm 3,20$	—
	Аргиллит	—	—	$1,79 \pm 0,54$ (5)	—
П-ов Бузачи	Аргиллит	—	—	$0,90 \pm 2,92$	—
	Аргиллит	—	—	$1,81 \pm 0,60$ (7)	$2,63$ (2)
	Песчаник	$2,23 \pm 0,50$ (4)	$1,86 \pm 0,40$ (9)	$1,25 \pm 2,53$	$2,31 \pm 2,95$ (2)
	Алевролит	$1,63 \pm 2,55$	$1,02 \pm 2,42$	$2,12 \pm 0,51$ (34)	$2,21 \pm 0,39$ (8)
	Аргиллит	$1,87$ (2)	$2,34 \pm 0,75$ (5)	$1,16 \pm 3,49$	$1,66 \pm 2,80$ (8)
Северный Устюрт	Аргиллит	$1,24 \pm 2,50$	$1,56 \pm 3,10$	$1,96 \pm 0,45$ (9)	$2,26 \pm 0,65$ (5)
	Аргиллит	$1,88 \pm 0,62$ (12)	$1,91 \pm 0,56$ (17)	$1,34 \pm 2,54$	$1,59 \pm 3,31$ (5)
	Аргиллит	$0,79 \pm 2,31$	$0,84 \pm 3,08$	$2,09 \pm 0,41$ (31)	$2,20 \pm 0,43$ (12)
	Песчаник	0,45	$1,57 \pm 0,45$ (16)	$1,42 \pm 3,36$	$1,66 \pm 3,08$ (12)
	Алевролит	0,84	$0,85 \pm 3,03$	$1,45 \pm 0,42$ (21)	$1,63 \pm 0,53$ (12)
	Аргиллит	0,63	$1,24 \pm 0,37$ (6)	$0,32 \pm 2,52$	$0,90 \pm 3,36$
	Аргиллит	0,63	$0,73 \pm 1,81$	$1,58 \pm 0,90$ (5)	$1,93$ (2)
	Аргиллит	0,63	$1,16 \pm 0,32$ (20)	$0,74 \pm 2,84$	$1,80 \pm 2,07$ (2)
	Аргиллит	0,63	$0,55 \pm 1,85$	$1,24 \pm 0,43$ (14)	$2,48$ (2)

Примечание. В числителе — среднее значение и среднеквадратическое отклонение, в знаменателе — интервал изменения теплопроводности. В скобках — количество изученных образцов.

Изменение плотности мезозойско-палеозойских пород с возрастанием глубины залегания, 10^3 кг/м^3

Таблица 3

Район	Порода	Глубина, м			
		до 2000	2000—3000	3000—4000	более 4000
Южный Мангышлак	Песчаник	—	—	$2,52 \pm 0,06$ (6)	—
	Алевролит	—	—	$2,43 \pm 2,63$	—
	Аргиллит	—	—	$2,60 \pm 0,06$ (5)	—
П-ов Бузачи	Аргиллит	—	—	$2,51 \pm 2,69$	—
	Аргиллит	—	—	$2,68 \pm 0,11$ (7)	—
	Песчаник	$2,66 \pm 0,05$ (4)	$2,61 \pm 0,09$ (9)	$2,52 \pm 2,92$	—
	Алевролит	$2,61 \pm 2,73$	$2,45 \pm 2,68$	$2,70 \pm 0,01$ (36)	$2,63 \pm 0,06^*$ (7)
	Аргиллит	$2,70$ (2)	$2,69 \pm 0,04$ (5)	$2,39 \pm 2,73$	$2,58 \pm 2,73$
Северный Устюрт	Аргиллит	$2,69 \pm 2,71$	$2,63 \pm 2,75$	$2,63 \pm 0,06$ (8)	$2,71 \pm 0,05$ (5)
	Аргиллит	$2,70 \pm 0,04$ (14)	$2,68 \pm 0,06$ (18)	$2,57 \pm 2,70$	$2,65 \pm 2,78$
	Аргиллит	$2,56 \pm 2,78$	$2,56 \pm 2,75$	$2,68 \pm 0,08$ (36)	$2,72 \pm 0,04$ (13)
	Песчаник	2,24	$2,58 \pm 0,02$ (4)	$2,36 \pm 2,82$	$2,64 \pm 2,79$
	Алевролит	2,50	$2,57 \pm 2,59$	$2,57 \pm 0,10$ (18)	$2,51 \pm 0,10$ (8)
	Аргиллит	2,50	$2,56 \pm 0,04$ (4)	$2,21 \pm 2,65$	$2,33 \pm 2,69$
	Аргиллит	—	$2,52 \pm 2,61$	$2,65 \pm 0,06$ (6)	2,65
	Аргиллит	—	$2,61 \pm 0,05$ (6)	$2,54 \pm 2,68$	2,65
	Аргиллит	—	$2,53 \pm 2,66$	$2,65 \pm 0,07$ (15)	$2,73 \pm 0,06$ (4)

Примечание. В числителе — среднее значение и среднеквадратическое отклонение, в знаменателе — интервал изменения плотности. В скобках — количество изученных образцов.

* Приведено среднее значение, вычисленное по данным скважин Северный Бузачи и Аралды.

Геотермические условия в мезозойско-палеозойских отложениях Западного Казахстана

Таблица 4

Скважина	Платформенный чехол		Промежуточный структурный комплекс		Глубина залегания кровли фундамента, м [1]
	1	2	1	2	
Оймаша	3200	$2,6$ —	1800	$1,9$ $32,4$	5 000
Ракушечная	3600	$1,7$ —	1400	$5,0$ $137,6$	5 000
Северный Бузачи	800	$2,2$ $42,0$	5200—6200	$2,1$ $39,5$	6 000—7 000
Каламкас	1200	$1,5$ $26,7$	4800—5800	$1,5$ $28,0$	6 000—7 000
Жаман-Орпа	500	$1,3$ —	6500	$1,2$ $22,7$	7 000
Аралды	2000	$1,7$ —	7400	$2,1$ $37,0$	10 000
Южный Култук	3600	— $36,0$	5400	— —	9 000
Ащитайпак	3400	$4,5$ $34,6$	5600	$1,7$ $12,3$	9 000
Северный Мынсуалмас	2400	$1,9$ $22,0$	6600—7600	$1,8$ $25,0$	9 000—10 000
	2600	$1,6$ $13,7$	6400—7400	$1,6$ $13,7$	

Примечание. 1 — мощность, м [1]; 2 — геотермические условия: в числителе — геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$; в знаменателе — плотность теплового потока, $\text{мВт}/\text{м}^2$ (приведены средневзвешенные значения).

по площади региона позволит выявить некоторые закономерности (табл. 2 и 3). Теплопроводность аргиллитов скв. Северный Бузачи (наиболее полно охарактеризованный разрез) возрастает с увеличением глубины. По площади региона (интервал 3000—4000 м по скв. Оймаша, Ракушечная, Северный Бузачи, Каламкас, Жаман-Орпа, Аралды, Южный Култук, Ащитайпак, Северный Мынсуалмас) значения теплопроводности пород возрастают до максимальных при переходе от Южного Мангышлака к п-ову Бузачи и снижаются до минимальных при переходе к Северному Устюрту. По интенсивности эти изменения превышают изменения с увеличением глубины. Отметим, что теплопроводности песчаников, алевролитов и аргиллитов Южно-

го Мангышлака, отобранных с данных глубин, очень близки.

Плотность большинства песчаников, алевролитов и аргиллитов повышается с глубиной. В то же время плотность песчаников из скважин п-ова Бузачи (Северный Бузачи, Каламкас и Жаман-Орпа) понижается при переходе от интервала 2000 м к интервалу 2000—3000 м. Увеличение плотности с глубиной фиксируется по аргиллитам Каламкаса, Ащитайпака, Северного Мынсуалмаса, по алевролитам и песчаникам Северного Мынсуалмаса, по песчаникам Аралды и Ащитайпака. Минимальные плотности имеют породы Северного Устюрта. Плотность песчаников, алевролитов и аргиллитов п-ова Бузачи (скв. Северный Бузачи и Жаман-Орпа) слабее дифференциро-

вана по глубине, чем плотность тех же пород Северного Устюрта.

Наиболее высокие ГТГ характеризуют отложения платформенного чехла, вскрытые скважинами Оймаша, Северный Бузачи и Ащитайпак. Для пород промежуточного комплекса максимальный ГТГ отмечен в скв. Ракушечная (табл. 4).

С помощью метода количественной оценки ПТП нами были определены их современные значения. В ряде случаев они, возможно, мало отличаются от значений палеотеплового потока — в пределах районов, где после аккумуляции потенциально нефтематеринских отложений не проявились складчатые тектонические движения и магматизм [4]. ПТП отложений платформенного чехла была определена для шести скважин и скв. Южный Култук и Жаман-Орпа. Максимальным значением ПТП характеризуется скв. Северный Бузачи. В отложениях промежуточного комплекса наибольшая ПТП отмечена для скв. Ракушечная и Северный Бузачи.

Таким образом, впервые для Западного Казахстана выполнены исследования теплопроводности пород различного литологического состава, залегающих на глубинах 759—4506 м. На основе полученных теплопроводностей были рассчитаны плотности теплового потока для разрезов десяти скважин отдельно для отложений платформенного чехла и промежуточного комплекса. Установлено, что разные в геотектоническом отношении структурные подразделения Западно-

го Казахстана — Южный Мангышлак и Северный Устюрт с прилегающей к нему с севера площадью Северный Мынсуалмас — характеризуются дифференцированными значениями теплового потока как платформенного чехла, так и вскрытой бурением верхней части промежуточного палеозойско-триасового комплекса.

Надо отметить отсутствие прямой зависимости между ГТГ и ПТП, с одной стороны, глубиной залегания фундамента, мощностью платформенного чехла и промежуточного комплекса, с другой (для Южного Мангышлака, п-ова Бузачи и Северного Устюрта). Поиски причин различий геотермических условий в изученных участках мезозойско-палеозойской толщи, связанных, видимо, со спецификой тектонического развития, а именно с наличием процессов динамометаморфизма и т. д., составляют задачу дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Димаков А. И., Таманов А. И. Глубинная структура Мангышлака. — Л.: Недра, 1973.
2. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. — М.: Наука, 1968.
3. Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений полуострова Бузачи и Северного Устюрта // В. В. Грибков, А. К. Калугин, М. Г. Аристаров и др. // Геология нефти и газа. 1981. № 5. С. 34—39.
4. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. — М.: Мир, 1981.
5. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых, петрофизика. — М.: Недра, 1984.

Принята редколлегией 30 ноября 1987 г.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 549.086

В. С. ГАЙДУКОВА (ВИМС), А. Я. ДАНИЛЬЧЕНКО (ГИН АН СССР), Г. А. СИДОРЕНКО (ВИМС)

Количественный минералогический анализ на современном этапе его развития

Фазовый анализ лежит в основе выделения природных разновидностей руд и оценки их свойств, а также служит

обоснованием и средством контроля процессов технологической переработки этих руд. Он устанавливает мине-

ральную форму нахождения полезных и вредных компонентов в руде и ее общей минеральной состав (минеральную ассоциацию), обеспечивает проведение минералого-технологического картирования месторождений с целью оценки пространственного распределения разновидностей руд, зональности самого месторождения.

В практике производственных организаций наиболее активно используется «минералогический метод», известный в двух разновидностях: 1) анализ шлихов и протолок и 2) оптико-геометрический анализ [5, 8]. Следует заметить, что методами именно минералогического фазового анализа, диагностирующими минералы и определяющими их содержания, являются и рентгенографический (РКФА), термический, ИК-спектроскопический и магнитометрический [1]. Однако понятие «минералогические» укрепились за методами оптической микроскопии, так как именно она позволяет наблюдать непосредственно сам минерал или минеральную ассоциацию. Прочими ведутся диагностика и фазовый анализ по измерению каких-либо их «физических» характеристик (дифракционный луч, термоэффект, ИК-спектр и т. п.).

Анализ шлихов и протолок, по метрологическим оценкам НСАМ, является полуколичественным, тем не менее — это самый распространенный в геологии вид фазового анализа. Более высокой метрологической корректностью обладает оптико-геометрический минералогический анализ, появившийся еще в начале XIX в. как метод оценки количественных соотношений минералов в горных породах, поскольку их процентное содержание служит важным классификационным признаком. В 1847 г. французский петрограф М. Делесс обосновал количественный подсчет минералов на полированной поверхности штупа, показав, что соотношение суммы площадей S_1 , занимаемых минералами в плоскости среза, к общей площади S поверхности среза равно соотношению объемов V_1 этих же минералов к общему объему V штупа, т. е. их процентному содержанию. Этим было положено начало планиметрическому методу геометрического количественного анализа — весьма трудоемкому и рассчитан-

ному только на крупные минералы. Через 50 лет А. Розиваль модифицировал этот способ, предложив новый — линейный метод анализа [7], доказав, что отношение сумм отрезков l_1 линий (хорд), проходящих через срезы данного минерала, к общей длине l всех имеющихся линий равно отношению площадей в срезе и, следовательно, объемов этих минеральных агрегатов ко всему объему образца, т. е. $l_1/l = S_1/S = V_1/V$. Стали появляться и различные технические приспособления, отчасти механизующие длительный и трудоемкий процесс оптико-геометрического анализа. Однако метод развивался медленно.

С начала 30-х годов нашего столетия разработка геометрических методов происходила преимущественно в СССР. А. А. Глаголев (1933, 1941 гг.) предложил новый оптико-геометрический метод анализа — точечный, и им же был предложен механический счетчик новой конструкции. Независимо от него такой же счетчик предложил американский исследователь Ф. Чейз, но в своей книге [7] он отдает приоритет советскому ученому.

По методу А. А. Глаголева, на поверхность шлифа накладывается равномерная сетка точек и проводится их подсчет для каждого минерала (при погрешности не более 1 % требуется наложить не менее 1000 точек). Этот метод был положен в основу пуш-интегратора Глаголева. Ученый обосновал корректность точечного метода при анализе различных типов геологических и минералогических объектов, рассмотрел его точность по сравнению с другими, оценил возможные погрешности при равномернозернистой и неравномернозернистой структурах породы, показал применимость его при небольших количествах определяемого минерала в породе, а также показал правомочность использования геометрических методов вообще (и точечного в частности) при анализе сыпучих пород. Он представил на практике хорошую сходимость результатов геометрического и химического анализов, произведя сравнительную оценку ограничений и погрешностей, как специфических, так и характерных для обоих. Работы проводились в петрографической лаборатории ВИМСа, возглавля-

емой В. В. Аршиновым, совместно с И. С. Волинским, Я. Д. Готманом, А. А. Глаголевым и др.

Особенно интересны исследования прикладного характера, осуществлявшиеся Я. Д. Готманом (1936 г.) и А. А. Глаголевым (1934 г.) при помощи геометрических методов. Ими было проведено минералогическое опробование скважин Коунрадского месторождения и разработана методика применения оптико-геометрического анализа для составления минералогических карт на количественной основе. Последние, по мнению авторов методики, будучи результатом систематического опробования, должны стать основой всех расчетов технологического процесса переработки руд и поэтому необходимо составлять их одновременно с разведкой месторождения. Минералогические карты имели не только практическую ценность, но и большое научно-теоретическое значение при решении проблем генезиса месторождения, выделения зон окисления и иных вторичных процессов. По существу, вручную было просчитано 3960 полированных и 100 прозрачных шлифов (понадобилось около полутора лет). Данное исследование по масштабу, значимости и точности, пожалуй, не имеет равного до настоящего времени.

Дальнейшее широкое внедрение описываемого метода тормозилось его инструментальной базой: после разработки пуш-интеграторов и интеграционных столиков не было конструкций, облегчавших процесс анализа шлифов, хотя работы в этом направлении и проводились. Начиная с 1970 г. в СССР было разработано и доведено до заводского изготовления несколько приборов, предназначенных для большей автоматизации подсчета минералов под микроскопом. Объединение ЛОМО по техническому заданию ВИМСа стало выпускать серию полуавтоматических интеграционных устройств МИУ. Приборы этой серии реализуют линейно-дискретный и точечный методы геометрического анализа горных пород и руд в проходящем и отраженном свете при визуальном наблюдении и выделении объектов. Помимо количественного минералогического анализа (процентное содержа-

ние фаз), последние приборы серии МИУ позволяют осуществлять также гранулометрический и морфометрический анализы [6].

Первый советский автоматический минералогический анализатор АМА-Г («Контраст») был разработан около 20 лет назад в ОКБ Мингео СССР конструктором В. В. Бочарниковым по техническому заданию КазИМСа, составленному сотрудником этого института А. А. Глаголевым. Отзывы о технических возможностях данного прибора были неоднозначны и противоречивы [5], что повлекло за собой прекращение разработки и выпуска автоматических анализаторов нашей промышленностью.

За рубежом в последние 10—15 лет появились весьма сложные системы компьютерного анализа изображений (США, Великобритания, ФРГ, Франция и др.), позволяющие изменить методику количественного минералогического анализа оптико-геометрическим методом вплоть до полной его автоматизации. При сравнении различных систем этого типа, установлена наибольшая перспективность английского прибора «Маджискан-2» производства фирмы «Джойс-Лойбл» [3].

Данный прибор — это система типа «видеоробот», имеющая стандартное универсальное математическое обеспечение гибкого программирования и обладающая принципиальной возможностью обеспечения разработки пользователей программ выделения любых объектов на любом изображении (в том числе и в автоматическом режиме работы). В настоящее время в СССР около 30 приборов «Маджискан» используются в медицине, биологии, физике и других отраслях, но лишь один анализатор в системе Мингео СССР. Необходимо глубокое изучение возможностей применения анализаторов изображений для решения различных геолого-минералогических задач [3, 4]. Подобная работа проводится в ВИМСе в течение последних трех лет, для чего пришлось возродить фактически забытый оптико-геометрический метод изучения руд и горных пород.

Результаты уже проведенных исследований выявляют два аспекта открывающихся возможностей: 1) развитие и внедрение в практику на принципах

ально новом уровне оптико-геометрического анализа горных пород и руд; 2) использование современных электронно-вычислительных средств в практике минералогического анализа. Это позволяет, во-первых, на высоком уровне разрабатывать и внедрять количественные методы минералогического анализа, а во-вторых, получать качественно новую минералогическую информацию (например, совокупность любых параметров всех анализируемых минеральных агрегатов). При этом производительность обеспечивает выполнение больших объемов работ, например, при минералогическом картировании месторождений.

Опытные исследования показали, что при помощи анализатора изображений возможны проведение автоматического количественного анализа минерального состава руд или пород с выделением заданных объектов (минералов) и измерением их оптических и геометрических характеристик (площади, периметра, ориентации и т. д.), а также статистическая обработка результатов измерений. При работе на «Маджискан-2» использовалось смешанное математическое обеспечение, состоявшее из стандартных программ фирмы «Джойс-Лойбл» и оригинальных экспертных программ, созданных сотрудником ГИН АН СССР А. Я. Данильченко. Необходимость подобных программ обусловлена наличием принципиальных недостатков фирменных программ: невозможность выделения сложных минералогических объектов и измерения дополнительных параметров, а также крайне низкая производительность минералогических анализов. Оригинальные программы, разработанные с учетом сложности минералогических объектов, повышают эффективность многих анализов (только по производительности в 5 раз).

При помощи анализатора «Маджискан-2» были исследованы руды нескольких месторождений, причем выбирались типы, отличающиеся строением и содержанию рудного минерала: флюоритовые месторождения с количеством флюорита от 20 до 80 %, пироклорсодержащие карбонатитовые руды с пироклором около 1 % и др. Объектами анализа служили также дробленые пробы, оценка которых не-

обходима для подсчета баланса полезных ископаемых. Приведем несколько примеров использования анализатора «Маджискан-2».

1. При изучении месторождений, особенно при подсчете его запасов, очень важен баланс полезных компонентов, т. е. не только их концентрации в собственно рудных минералах, но и количество рассеянного полезного вещества во всех минералах, слагающих руду. Химический анализ позволяет оценить валовые содержания полезного компонента в руде, но не выявляет находящиеся в руде минеральные фазы. Для этого используются количественные фазовые анализы, один из которых — автоматический оптико-геометрический метод с применением анализаторов изображений. Таким образом исследовалась протоколочная проба пироклорсодержащих руд редкометалльного месторождения Восточной Сибири (материал В. В. Архангельской). Целью работы была проверка баланса по Ta_2O_5 , поскольку именно количество тантала в основном минерале-концентрате пироклоре было практически постоянным. Воспроизводимость результатов автоматического фазового анализа на «Маджискане-2» была достаточно высокой (погрешность менее 1 %). В табл. 1 приведены сравнительные характеристики определения процентного содержания минералов в шлифах-брикетах различными методами. После расчета всего баланса установлено, что общие количества Ta_2O_5 в пробе, полученные в результате химического анализа и путем определения концентраций минералов с известным содержанием в них тантала на «Маджискане-2», практически совпадают: 0,0198 % и 0,0205 %. Визуальный (0,0107) и подсчет с помощью «Эпикванта» (0,0104) занизили эту цифру в 2 раза.

2. Для анализа были выбраны руды трех флюоритовых месторождений одного рудного поля Дальнего Востока (материал И. И. Куприяновой), представленные в виде полированных шлифов руды почти биминерального состава: флюорит, слюды и очень мало хризоберилла. Исследовались зерна примесей, поскольку флюорит в руде — основной компонент, занимающий все поле зрения. Руды трех ме-

Содержания минеральных фаз в протоочке из редкометалльных руд в пересчете на всю пробу, %

Таблица 1

Минерал	РКФА	Маджискан-2	Эпиквант	Визуальный подсчет
Амфибол	8,01	8	8	8,4
Эгирин	2,99	3	4	2,8
Кварц	23,5	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Плагиоклаз	30,30	"	"	"
Мусковит	30,01	"	"	"
Пироклор	Не опр.	0,6	0,3	0,3
Циркон	"	2,48	1,44	1,06

Примечание. Легкие фракции анализировались РКФА.

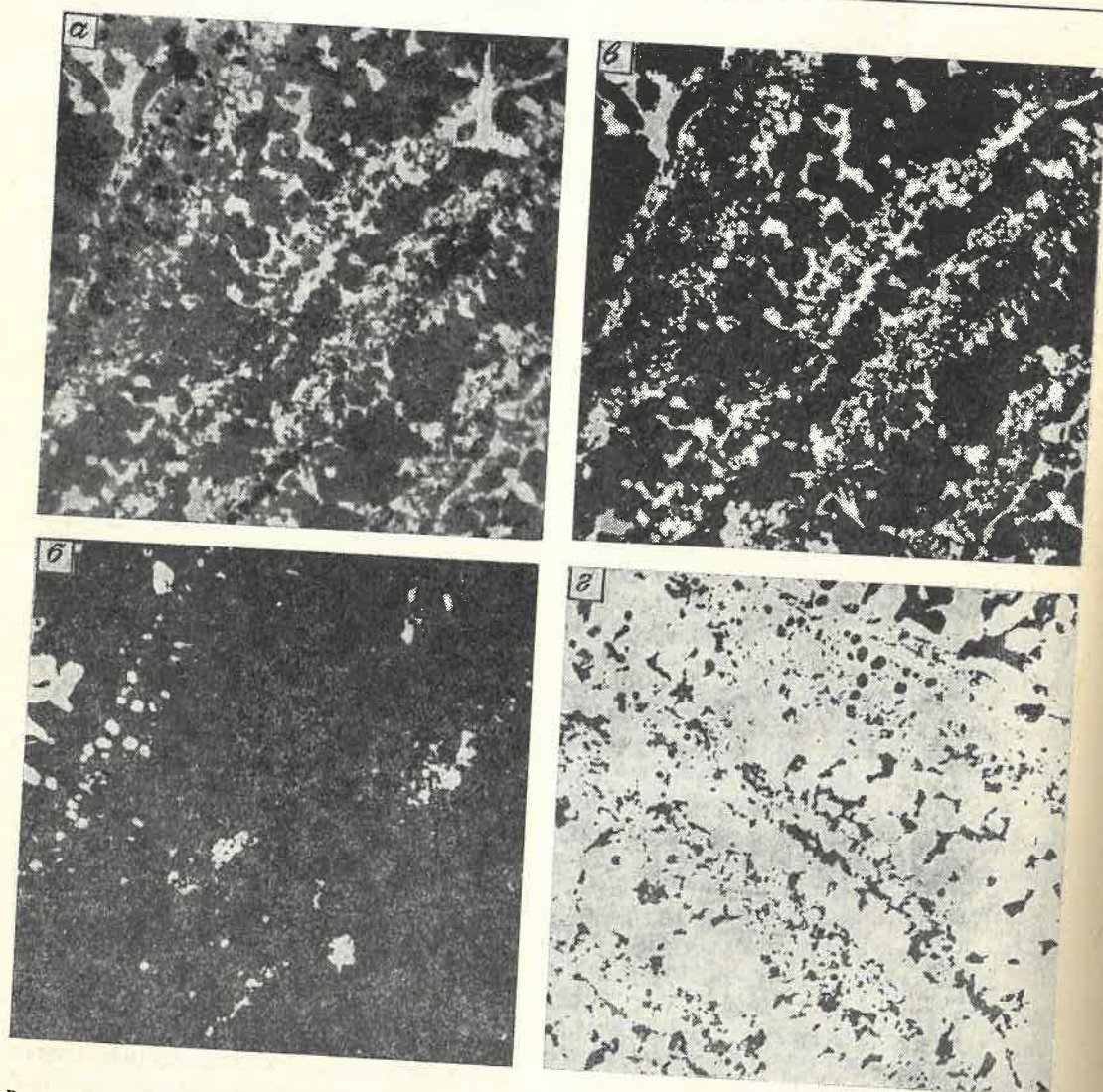
Рис. 1. Последовательное выделение минералов анализатором:
а — общий вид флюоритовой руды; флюорит, слю-
да, хризоберилл (отраженный свет), ув. 40; б — слю-
да, хризоберилл, в — хризоберилл, г — флюорит

Таблица 2

Количественные характеристики примесных минералов во флюоритовых месторождениях Дальнего Востока и пироклора из карбонатитов Сибири

Характеристики	Флюоритовые руды (слюды+хризоберилл)	Карбонатитовые руды (пироклор)	
		Рудная зона I	Рудная зона II
Площадь зерен, максимумы:			
I, мкм ²	5—30	1000—4000	~40
II, мкм ²	39—2500	4000—1·10 ⁷	160—5·10 ⁷
III, мм ²	1—2	—	—
Длина зерен, максимумы, мкм:			
I	~3,5	~70	~6
II	>8	70—4000	~20
III	20—25	—	400—900
IV	>60 (до 1 мм)	—	—
Удлинение зерен, максимумы:			
I	123	~1	1—1,50
II	3—6,5	до 5	~5
III	7—10	—	—
IV	>10	—	—

сторождений, несмотря на необычайную близость по всем параметрам, обнаружили тонкие индивидуальные особенности, которые могли быть выявлены только с анализаторами изображения класса «Маджискан».

Методика выделения примесных минералов при автоматическом анализе иллюстрируется рис. 1, где приведены результаты последовательных стадий анализа, в процессе которого поочередно выявлялись зерна слюд, хризоберилла, обоих минералов вместе (примеси) и, наконец, флюорит.

Были получены статистические таблицы и распределения (гистограммы) параметров: площадей сечений примесных минералов, их длины, ширины, удлиненности (отношение длины к ширине), периметров. Анализ гистограмм характеристик показывает их четко выраженную полимодальность (до четырех пиков, табл. 2), что соответствует генетическим особенностям образования минеральных фаз.

Полученные данные метрических параметров (площади, длины, удлиненности) примесных минералов (в основном слюды) указывают на наличие в рудах следующих обособленных типов выделений этих примесных минералов: а) весьма тонкодисперсные частицы слюды, составляющие 40—

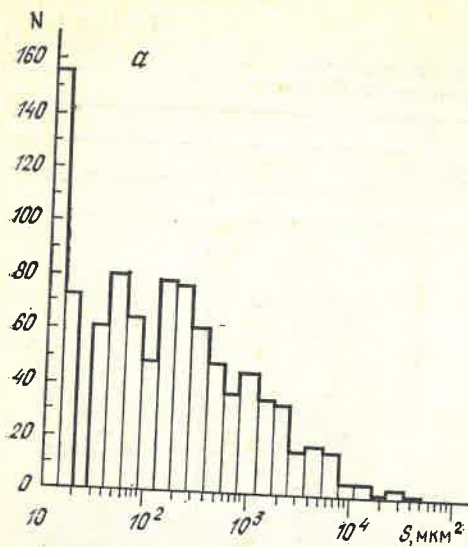
50 % всего количества фазовыделений, хотя их объем в среднем около 0,1 % примеси; б) отдельные кристаллы слюды и хризоберилла; в) агрегаты, цепочки и дендритовидные образования мелкозернистой слюды.

Изложенное выше позволяет предположить наличие в данных рудах нескольких генераций слюды, имеющих индивидуальные характеристики, что фиксируется соответствующими модальными значениями тех или иных измеренных параметров. Это подтверждается и тем, что при изучении образцов отмечены: тонкие зерна серицита, мусковит в виде отдельных боченковидных кристаллов и позднее развитие тонкозернистых агрегатов низкоотражающих слюд.

Для технологов представляет интерес следующее.

1. Самые тонкие классы примесных минералов не могут разубоживать, загрязнять флюоритовый концентрат, даже если все пылевидные частицы останутся в нем, так как их массовая доля слишком мала.

2. Класс более крупных кристаллов мусковита и хризоберилла (до 45 % всех фазовыделений и 10—15 % всех примесей) предположительно является основным среди загрязняющих примесей при получении кондицион-



ных концентратов флюорита, так как они чаще всего находятся в сростках с флюоритом.

3. Поля агрегатов, цепочек, представляющие мономинеральные скопления слюды, при дроблении должны легко вскрываться и таким образом удаляться при обогащении (они составляют 80–87 % всех примесей и 3–4 % всех фазовыделений). На рис. 2 приведены гистограммы площадей сечения зерен примесных минералов (слюды, хризоберилла и обоих минералов вместе).

Необходимо отметить, что количественный минералогический анализ при помощи анализаторов изображений типа «Маджискан-2» позволяет получать значения не только элементарных метрических параметров, но и произвольно вводимых пользователем более сложных аналитических характеристик. Например, внимательное изучение полученных данных показало интересные различия между столь близ-

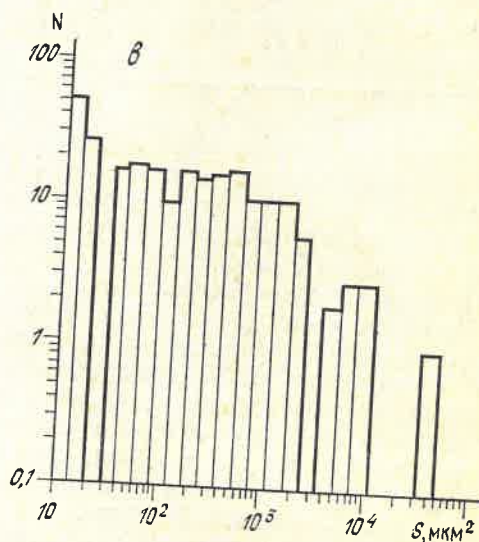
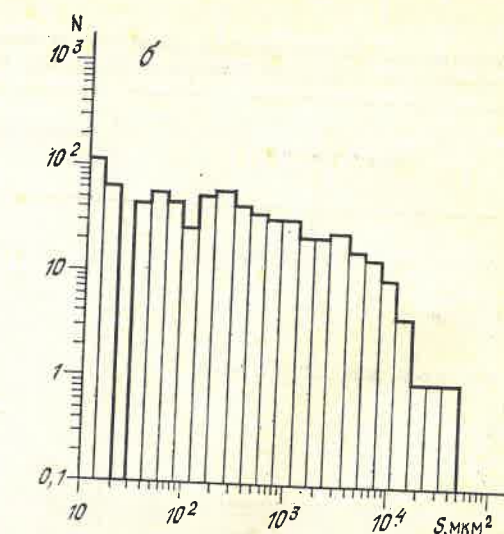


Рис. 2. Гистограммы площадей зерен примесных минералов во флюоритовой руде: а — слюды и хризоберилла вместе, б — слюды, в — хризоберилла

кими по составу и строению биминеральными рудами трех флюоритовых месторождений. Так, наименьшее количество примесных минералов отмечается на месторождении 1 (не менее 400 зерен в одном поле зрения микроскопа), а наибольшее — на месторождении 3 (до 2000 зерен) (табл. 3). Для количественной оценки этого различия был предложен новый коэффициент под условным названием «коэффициент монолитности» ($K_{\text{мон}}$). В основе ее лежит то, что длина всех границ примесных зерен (т. е. их суммарный пе-

Таблица 3

Значения $K_{\text{мон}}$ для месторождений флюорита Дальнего Востока

Месторождение	$K_{\text{мон}}$	Количество зерен примесей в одном поле зрения прибора
1	1,10–1,48	250–400
2	2,48–3,10	800–1000
3	3,38–4,00	1000–2000

риметр) определяет степень монолитности руды: чем больше границ, тем легче вскрываются минералы при дроблении, но и больше образуется сростков. Коэффициент монолитности рассчитывается следующим образом

$$K_{\text{мон}} = 100 \frac{P}{S} \%,$$

где P — суммарный периметр всех зерен примесных минералов; S — суммарная площадь полей зрения прибора.

Итак, чем ниже $K_{\text{мон}}$, тем меньше примесей, особенно тонкого, плохо извлекаемого класса.

Судя по табл. 3, наиболее монолитная руда месторождения 1, где количество зерен в одном поле зрения не превышает 400. Месторождение 3 имеет руду весьма загрязненную примесями (до 2000 зерен в поле зрения). Руда месторождения 2 занимает промежуточное положение. Очевидно, что при таком различии в количестве примесей, дробление руд должно проводиться по-разному, соответственно их составу и строению.

Анализ серий шлифов из двух рудных зон карбонатитового пироклорсодержащего месторождения Сибири: зона 1 (75 шлифов) сложена кальцитовыми пегматоидными карбонатитами; зона 2 (35 шлифов) представляет собой смешанный материал из кальцитовых и анкеритовых карбонатитов. В результате экспрессного (весь объем работ занял не более 2–3 дней) оптико-геометрического анализа представленного материала (110 шлифов) при помощи анализатора изображений были получены следующие данные.

Размеры зерен пироклора колеблются от десятков микрометров до нескольких миллиметров. Многие пироклоры близки к изометричным, либо их удлиненность незначительна (1,5–2). Зерна с удлиненностью более 2 (до 5) сильно уплощенные, что может быть связано, во-первых, с приуроченностью к микротрещинам и, во-вторых, с деформацией пород после образования пироклора. Анализ гистограмм округлости $4\pi S/P^2$ показывает, что большая часть зерен пироклора зоны 1 имеет весьма извилистые границы (меньше 0,4), 55–57 % зерен пироклора рудной зоны 2 близки к

изометричным, т. е. имеют значения округлости большие 0,4 (0,5–1), а остальные выделения в обеих зонах обладают сильно изрезанными границами со значением округлости в пределах 0,39–0,06. Поскольку проба рудной зоны 2 составлена из кальцитовых карбонатитов III стадии и анкеритовых карбонатитов IV стадии карбонатитизации, естественно предположить, что более крупные изометричные зерна относятся к пироклору из кальцитовых карбонатитов III стадии. Мелкие зерна, очевидно, связаны с поздними изменениями пироклора, его перераспределением в виде более мелких зерен. Пылевидные частицы — сильно корродированный измененный пироклор и его уран-танталовая разновидность — гатчеттолит.

Сравнение данных анализа по рудным зонам 1 и 2 карбонатитового месторождения показал, что в последней пироклор значительно мельче и с менее сложной морфологией, чем в зоне 1, а это очень важно для определения технологических свойств минерала.

Из приведенного материала очевидно следующее. Количественный минералогический анализ при помощи современных систем анализа изображений может быть использован для экспрессного и детального изучения различных горных пород, типов руд, технологических продуктов. При этом могут решаться как теоретические, так и прикладные задачи в области генетической, поисковой и технологической минералогии. Для их решения используется во многом аналогичная методика автоматических исследований оптико-геометрическим методом, что обуславливает возможность разработки унифицированных методик аналитического экспрессного изучения многих классов объектов.

Принципиальное отличие автоматических анализаторов класса «Маджискан» от самых совершенных полуавтоматических приборов при проведении количественного минералогического анализа заключается в возможности полностью автоматического выделения («машинной диагностики») большого класса минералогических объектов и получения такой количественной информации о них, которая доступна лишь при использовании си-

стем, полностью компьютеризированных и способных обрабатывать мощные массивы данных. При этом в качестве образцов могут быть использованы как стандартные петрографические препараты — шлифы (прозрачные и полированные) и шлиф-брикеты (из зерен минерала) — так и фотографии, рисунки и т. д. Разумеется, при проведении автоматических исследований качество препаратов должно быть высоким.

Оптико-геометрический метод имеет свои ограничения, связанные прежде всего с разрешающей способностью используемых оптических систем. Так, при исследовании шлифов ограничения связаны с разрешением микроскопа. В этих случаях обычно требуется изменение или замена системы ввода изображения. Например, в комплексе с «Маджисканом» может быть использован электронный микроскоп, что резко увеличит разрешающую способность всей системы.

В настоящее время в ВИМСе ведутся исследовательские работы, позволяющие выявить наиболее перспективные области применения этих систем в геологии, минералогии и технологии. Перечислим задачи, решаемые только в минералогии.

1. Количественный минералогический (фазовый) анализ: определение процентных содержания мономинеральной фазы (рудной, примесной и пр.) в пределах исследуемого геологического объекта (аномалии, месторождения, участка и т. д.); определение процентных содержания сложного минерального комплекса (несколько рудных минералов, различные примесные минералы, минералы-спутники рудных образований и др.) вплоть до полного количественного минералогического анализа.

2. Структурно-морфологический анализ в различных аспектах: определение гранулометрических и количественных морфометрических характеристик, а также других аналитических параметров (в том числе и произвольных) для любой мономинеральной фазы;

одновременное определение всех необходимых оптико-геометрических количественных характеристик и параметров для двух, трех и более минералов, а также минеральных ассоциаций.

3. Любые сопряжения указанных задач, важных в геолого-петрографических и минералогических исследованиях, но особенно — при технологических работах:

определение количеств раскрытых минералов и сростков; установление состава сростков и их количества; определение количественных морфологических характеристик сростков разного состава; сравнительная оценка параметров границ фаз в сростках.

4. Выявление дополнительных (не основных) генераций одного и того же минерала, часто не обнаруживаемых при изучении шлифов. Анализаторы изображений, типа «Маджискан-2», по совокупностям яркостных и микротекстурных параметров помогают выявить дополнительные генерации данной фазы и соответственно определить их количественные характеристики.

Минералогический анализ, проводимый при помощи автоматических анализаторов изображений, дает объемную количественную информацию о самых разных параметрах объектов: площади сечений зерен минералов и их ассоциаций, их длине, ширине, удлинённости, форме и т. д., что позволяет решать качественно новые научно-исследовательские и производственно-аналитические задачи. Все необходимые результаты могут регистрироваться на магнитный носитель и автоматически распечатываться на бумаге непосредственно в процессе анализа в заданной форме (в виде статистических таблиц, гистограмм, графиков корреляции, изображений и т. п.).

Экспрессность анализов, проводимых с помощью автоматических анализаторов изображений, обуславливает увеличение общей производительности работ в несколько десятков раз (в зависимости от сложности анализа). Это определяется, в частности, тем, что количество анализируемых объектов (минеральных зерен или их агрегатов) практически не влияет на общее время проведения автоматического анализа. Например, при изучении флюоритовых руд количество зе-

рен примесных минералов менялось от 400 до 2000 штук в одном поле зрения прибора. Но в любом случае за один рабочий день анализировалось примерно 100 шлифов (в каждом шлифе по 5—7 полей), что составляло анализ $0,5 \cdot 10^6$ — $1 \cdot 10^6$ минеральных зерен (фазовыделений) по шести параметрам.

Таким образом, автоматические анализаторы изображений класса «Маджискан» дают возможность не только полностью автоматизировать традиционные методы микроскопических минералогических исследований, но и выполнять большой комплекс работ, часто не осуществимых иными приборами. Результаты могут анализироваться как традиционными методами (будучи распечатанными на бумажной ленте), так и вводиться в состав любых банков компьютерных данных непосредственно.

Из приведенного в статье материала ясна необходимость широкого внедрения автоматических анализаторов изображений в практику геологических работ. Это нужно также для оценки и выбора конкретных параметров и характеристик автоматических анализаторов, разрабатываемых отечественной промышленностью (по крайней мере для тех модификаций, которые будут использоваться в геологии). Одновременно в интересах на-

родного хозяйства наша промышленность должна как можно быстрее начать разработку, освоение и внедрение аналогичных отечественных систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. — М.: Недра, 1981.
2. К методике количественного анализа форм нахождения урана в горных породах / Л. Ф. Цымбал, Г. Б. Наумов, И. Г. Максимова, А. Я. Данильченко // Геохимия. 1986. № 4. С. 502—511.
3. Обработка радиолокационных изображений Венеры на анализаторе «Маджискан-2» / А. Я. Данильченко, М. С. Марков, М. В. Островский и др. // Геодезия и картография. 1987. № 2. С. 51—55.
4. Применение автоматического анализатора изображений для решения прикладных петрографо-минералогических задач / В. С. Гайдукова, А. Я. Данильченко, Н. А. Данильченко, В. И. Кузьмин // Тез. докл. Всесоюз. конф. Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии. М., 1985. С. 206—208.
5. Румянцев Г. С. Минералогический анализ // Методы минералогических исследований. М., 1985. С. 74—84.
6. Фекличев В. Г. Диагностика минералов. — М.: Наука, 1975.
7. Чейз Ф. Количественный минералогический анализ шлифов под микроскопом. — М.: Изд-во иностр. лит., 1963.
8. Черкасов Ю. А., Рябева Е. Г. Световая микроскопия // Методы минералогических исследований. М., 1985. С. 178—233.

Принята редколлегией 20 января 1988 г.

УДК 549.514.6 : 553.641 (571.56)

А. Р. ЭНТИН, О. А. ТЯН,

В. Ф. МАХОТКО (Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР), С. М. КРАВЧЕНКО (ИМГРЭ)

Титанониобаты в рудах селигдарского типа

Вопросы геологии, петрографии, минералогии и геохимии месторождений апатитовых руд селигдарского типа обстоятельно рассмотрены в многочисленных публикациях [1, 2, 3, 6, 9, 10]. На основании имеющегося фактического материала развиваются гипотезы первично-осадочного [2, 3, 6], метаморфогенного [7], метасоматического [2] и космогонического [5] генезиса этих месторождений.

Авторы, учитывая особенности геологического строения, вещественного и минерального состава, относят апатит-

карбонатные руды к карбонатитовой формации [10, 11]. Однако с позиций карбонатитовой гипотезы трудно объяснить отсутствие в рудах титанониобатов. В связи с этим авторы неоднократно высказывали предположения о существовании невыявленной титанониобатной минерализации. В результате проведенных исследований в одном из типовых проявлений обнаружен бетафит в ассоциации с апатитом.

Особенности геологии и геохимии пород рудного комплекса. Рудные тела локализируются в форме секущих и со-

Rb-Sr датировки флогопитов руд архейских кальцифиров

Таблица 1

Номер пробы	⁸⁷ Rb, мкг/г	⁸⁶ Sr, мкг/г	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн лет*	Модельный возраст, млн лет**
Апатитовые руды						
ДР-1а/85	69,3500	11,4528	0,8605	5,9856	1689 ± 102	—
ДР-1/85	55,1910	2,7279	1,1988	19,9993	"	—
ДР-3/85	1,2982	2,6210	0,7219	0,4896	"	—
ДР-1Б/85	73,6694	11,8005	0,8737	6,1711	"	—
Вмещающие кальцифиров						
ХД-1/85	283,3652	3,6820	2,7757	76,0745	—	1877
ХД-1а/85	288,2293	3,6559	2,8015	77,9328	—	1865
ХД-1Б/85	289,0852	3,5564	2,8025	80,3511	—	1810

* $R_0 = 0,7156 \pm 0,0043$.** При расчете принято $R_0 = 0,710$.

гласных жил в архейском фундаменте. Контакты жил с вмещающими породами метаморфического комплекса резкие, прямолинейные в генеральном направлении, но извилистые в деталях. Экзоконтактно измененные породы представлены калишпатовыми, хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми метасоматитами.

Минералогический состав руд, %: карбонат (главным образом доломит) 80—85, кварц до 2—3, магнетит (мартит) до 5, флогопит 2—3, апатит до 8, серпентин, хлорит, эпидот до 5, титанониобаты до 1, циркон до 2, сульфиды — единичные зерна. Структура гранобластовая, неяснополосчатая, участками брекчиевая, текстура брекчиевая, массивная. Химический состав (среднее из 7 определений), %: SiO_2 3,42, TiO_2 0,03, Al_2O_3 1,04, Fe_2O_3 1,72, FeO 0,63, MnO 0,51, MgO 18,71, CaO 31,14, Na_2O 0,12, K_2O 0,08, P_2O_5 2,78, $\Sigma(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ 40,26, сумма 104,44. Апатит-карбонатные породы изучаемого участка отличаются от руд других проявлений пониженными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$, P_2O_5 , повышенными количествами MnO , MgO .

Во вмещающих породах вблизи рудных тел нередко встречаются кальцифиров, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Кальцифиров, помимо кальцита и доломита, содержат

диопсид, роговую обманку, форстерит; апатит присутствует лишь в виде акцессорий, титанониобаты отсутствуют. Эти особенности обусловили резкое отличие химического состава метаморфизованных карбонатных пород от руд (среднее из 11), %: SiO_2 29,8, TiO_2 0,05, Al_2O_3 0,53, Fe_2O_3 0,12, FeO 0,52, MnO 0,06, MgO 10,46, CaO 38,95, Na_2O 0,06, K_2O 0,32, P_2O_5 0,02, $\Sigma(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ 19,74, сумма 100,63. На одном участке зафиксировано пересечение рудной жилы дайкой диабазы следующего состава, %: SiO_2 53,27, TiO_2 2,36, Al_2O_3 13,37, Fe_2O_3 10,2, FeO 4,46, MnO 0,11, MgO 5,06, CaO 3,93, Na_2O 2,18, K_2O 1,98, P_2O_5 0,39, п. п. п. 2,6, сумма 99,91.

Калий-аргоновые датировки диабазов (1530 и 1560 млн лет*) определяют верхнее значение возраста апатитовых руд. Rb-Sr датировки руд по флогопитам — 1689 ± 102 млн лет. Rb-Sr датировки слюд** из вмещающих архейских кальцифиров (табл. 1) резко отличаются от таковых рудных слюд по содержанию ^{87}Rb и ^{86}Sr и соответственно отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Реальный возраст, видимо, близок к 1900 млн лет. Таким образом, геологические наблюдения и изотопное дати-

* Анализы выполнены Н. И. Ненашевым (Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР).

** Анализы выполнены А. И. Зайцевым (Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР).

Таблица 2

Химический состав апатитов, %

Ассоциация	CaO	P ₂ O ₅	F	FeO	Cl	SO ₃	SrO	Ce ₂ O ₃	ThO ₂	BaO	Сумма
Магнетит-флогопит-доломитовые руды ($T \approx 700^\circ\text{C}$)	54,30	40,40	3,27	0,06	0,07	0,05	0,25	0,26	0,00	0,00	98,66
(Среднее из 3)											
Апатитсодержащие силициты с бетафитом, доломитом, сульфидами ($T \approx 500^\circ\text{C}$)	53,96	40,05	3,14	0,04	0,07	0,55	0,16	0,51	0,07	0,05	98,60
(Среднее из 5)											
Метасоматические микроворстки в бетафите ($T \approx 500^\circ\text{C}$)	54,32	40,92	3,20	0,04	0,24	0,38	0,23	0,23	0,06	0,08	99,70
(Среднее из 12)											

рование указывают на более молодой возраст руд по отношению к породам архейского кристаллического фундамента. U-Pb-Th изохронная датировка апатита из данного района 1880 ± 20 млн лет [9].

В отдельных участках апатит-карбонатные руды замещаются метасоматитами существенно эпидот-хлорит-кварцевого состава с апатитом, сульфидами, титанониобатом, флюоритом. Структура этих силицитов брекчиевая, местами порфировидная. Очковые выделения кристаллов высокофтористого апатита (содержание F иногда превышает 4 %) и титанониобата до 1 см в поперечнике включены в матрикс, состоящий из гранулированного кварца, хлорита, эпидота с сульфидной вкрапленностью. Химический состав силицитов (среднее из 8), %: SiO_2 71,66, TiO_2 0,32, Al_2O_3 9,51, Fe_2O_3 4,42, FeO 1,16, MnO 0,05, MgO 2,14, CaO 6,54, Na_2O 0,33, K_2O 0,87, P_2O_5 0,74, п. п. п. 1,91, сумма 99,65. Содержание Nb 282—349 г/т, Sr 550—980 г/т.

Образование эпидот-хлорит-кварцевых метасоматитов по апатит-карбонатным рудам сопровождалось приносом SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и выносом MnO , MgO , CaO , P_2O_5 . Выносившиеся при метасоматозе CaO и MgO частично связывались в новообразованных эпидоте, хлорите, титанониобате, апатите. По минеральному и химическому составам указанные силициты близки к редбергам карбонатитовых массивов. О температуре, при которой происходило формирование

пород, свидетельствуют максимумы декрептоактивности апатита и кварца в области 500°C . Из изложенного следует, что апатиты из апатит-магнетит-флогопит-карбонатных пород являются более высокотемпературными и более ранними по отношению к апатитам из эпидот-хлорит-кварцевых метасоматитов.

В табл. 2 даны составы разнотемпературных апатитов. В более высокотемпературных крупнокристаллических апатитах из апатит-карбонатных руд содержание Cl ниже 0,1 %, SO_3 до 0,08 %. Эти признаки типичны для карбонатитовой формации. О количестве воды в апатитах можно судить по химическим анализам, приведенным в многочисленных работах Ф. Л. Смирнова, В. Д. Парфенова, Н. И. Юдина и др. (от 0,07 до 1,8 % при среднем 0,35 %). Na_2O составляет не более 0,15 %, SiO_2 0,3—0,6 %. В менее высокотемпературных метасоматических апатитах содержание хлора повышается до 0,24 %. Характерная особенность апатитов архейских магнетиально-скарновых месторождений магнетита и флогопита центральной части Алданского щита — постоянное относительно высокое содержание в них хлора — от 0,8 до 5,5 %.

В апатитах селигдарского типа количество хлора варьирует в пределах 0—0,35 % и, как правило, не превышает 0,5 %, что является их региональным формационным признаком. При этом установлено, что в наиболее высокотемпературных рудах, сформиро-

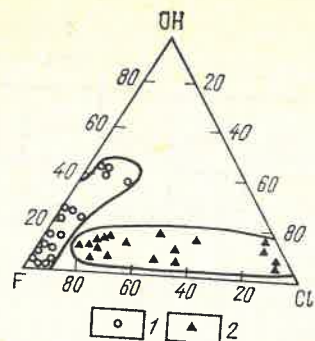


Рис. 1. Содержание F, ОН и Cl в апатитах, %:
1 — метаморфно-метасоматических
скарновой формации архея, 2 — селигдарского типа

вавшихся при температуре 700 °С, содержание хлора в апатитах Селигдарского, Тигрового, Нимгерканского и Усть-Чульманского месторождений и проявлений уменьшается до минимума (ниже 0,1 %). Как видно, и в изучаемом рудном поле проявляется такая же тенденция. Содержание хлора в апатитах, таким образом, указывает на то, что апатит-карбонатные руды селигдарского типа не принадлежат к кристаллическому фундаменту щита, а являются более поздними по отношению к «раме» образованиями, не испытывавшими регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций. Различия химических составов апатитов метаморфического комплекса фундамента и селигдарского типа отражены на диаграмме F—Cl—ОН (рис. 1).

Содержание редкоземельных элементов в апатитах из окварцованных апатит-карбонатных руд, массовая доля от суммы лантаноидов

Элемент	1	2	3	4	5	Элемент	1	2	3	4	5
La	23,62	25,97	15,36	25,24	23,48	Tm	—	—	—	—	—
Ce	58,35	48,09	39,90	49,69	52,29	Yb	—	—	—	—	—
Pr	—	—	—	—	—	Lu	0,58	0,13	0,14	0,13	0,11
Nd	13,91	20,30	23,80	19,33	11,75	Y	0,020	—	—	—	—
Sm	2,79	3,17	12,90	2,58	8,32	ΣLn	3,04	3,69	3,85	Следы	—
Eu	0,69	Следы	—	Следы	—	ΣY	95,88	94,25	79,06	94,26	87,52
Gd	—	2,45	7,90	3,03	4,05	ΣSc	3,52	5,62	20,80	5,61	12,37
Tb	0,04	—	—	—	—	La/Yb	0,60	0,13	0,14	0,13	0,11
Dy	—	—	—	—	—	ΣLn/ΣY	40,72	199,77	110,00	194,15	213,45
Ho	—	—	—	—	—	Eu/Eu*	27,23	16,77	3,8	17,00	7,00
Er	—	—	—	—	—		9,3	—	—	—	—

Примечание. $\Sigma Ln = La + (Ce - Lu) = 100\%$. Eu/Eu* — отношение частных значений содержания европия в апатитах к кларковому. La/Yb — отношение процентных содержаний La и Yb. Содержание Y дано в процентах от ΣLn . Анализ выполнен в ИМГРЭ рентгеноспектральным методом.

Таблица 3

Таблица 4

Содержание стронция и бария в минералах руд и метаморфических кальцифирах «рамы», г/т

Минералы, породы	Ba	Sr
Апатитовые руды:		
карбонат	22	40
"	23	49
апатит	57	>1000
"	43	>1000
"	85	700
флогопит	97	35
"	54	60
кварц	120	220
Метаморфические кальцифиры:		
карбонат	46	540
флогопит	>1000	47

и микровростки сфена, кальцита, серпентина, флогопита. Первичная титанистость магнетитов в рудах селигдарского типа — 1,6—1,8 % (в магнетитах архейских магнезиально-скарновых месторождений провинции количество TiO_2 составляет 0,05—0,08 %). В магнетитах рассматриваемого рудного поля присутствует ниобий (до 0,002 %).

Специфической особенностью руд является повышенное содержание в них циркона, имеющего следующий состав, %: ZrO_2 60, $FeO + Fe_2O_3$ до 2, CaO до 4, UO_2 до 1, ThO_2 до 0,2, K_2O 0,1. Кроме того, присутствуют примеси MnO , MgO , TiO_2 , Nb_2O_5 .

Рудные карбонаты представлены главным образом доломитом (MgO до 19 %). В табл. 4 приведены содержания Ba и Sr в рудных доломите, апатите, флогопите, кварце и в минералах метаморфических кальцифиров вмещающих пород. В кальцифирах содержание Sr и Ba соответственно больше в 13 и 2 раза, чем в рудных карбонатах.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для доломитов апатит-магнетит-флогопит-карбонатных пород составляет 0,7039, для доломита окварцованных руд — 0,7056, для доломита кальцифиров — 0,7067; $\delta^{13}C$ доломитов руд +1,45 ‰, доломитов кальцифиров +0,15 ‰*. Различия изотопных характеристик пород рудного и метаморфического комплексов очевидны. Изотопно-стронциевое отношение и значение $\delta^{13}C$ для карбоната кальцифира попадают в поля составов метаморфических карбонатных пород Центрального Алдана. Значение $\delta^{13}C$ +1,45 ‰ для доломита апатитовых руд в ряде работ [В. С. Самойлов, 1984 г.; 4; 9] трактуется как типичное для осадочных или метаморфизованных осадочных карбонатных пород. Однако для архейских кальцифиров и мраморов Алданского щита наиболее типичны значения $\delta^{13}C$ порядка +2...+3 ‰ при $\delta^{18}O$ от +17 до +28 ‰.

Выявленное для кальцифира значение $\delta^{13}C$ +0,15 ‰ близко к экстремально тяжелому из известных для метаморфических пород Центрального Алдана. В то же время следует отме-

* Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ определялись А. И. Зайцевым (Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР), значения $\delta^{13}C$ — С. П. Ольштынским (ИГФМ АН УССР).

тить, что в карбонатитовых массивах вулканогенной и субвулканогенной фаций глубинности наряду со значениями $\delta^{13}C$ —2...—3 ‰ вполне закономерны карбонаты с $\delta^{13}C$ +1,1...+3,4 ‰, что объясняется фракционированием легкой и тяжелой углекислот соответственно в твердо-жидких и газовых фазах вулканических выделений (К. Сува, С. Оана, С. Вада, С. Осаки, 1975 г.). Установление карбонатов с тяжелым изотопным составом углерода при среднем значении $\delta^{18}O$ +12 ‰ неслучайно и, по мнению авторов, является следствием принадлежности рудных тел к вулканогенной фации глубинности карбонатитов селигдарского типа.

Изотопно-стронциевые отношения 0,7039 и 0,7056 в карбонатах близки к определенным нами ранее в карбонатах генотипического Арбарастаского массива и поэтому могут служить подтверждением принадлежности руд селигдарского типа к карбонатитовой формации.

Характеристика титанониобатов. Титанониобат в рудах образует парагенетическую ассоциацию с апатитом, сфеном и ильменитом. Состав апатита приведен в табл. 2. Сумма редких земель цериевой группы в нем достигает 0,8 %.

В микровростках в титанониобате с помощью микрозонда фиксируется разнородность апатита с неструктурной примесью ZrO_2 (3—4 %). Ильменит

Таблица 5

Номер образца	CaO	SiO ₂	TiO ₂	MnO	FeO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	BaO	MgO	PbO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	ZrO ₂	Прочие элемент- ты, включая UO ₂ , ThO ₂	Сумма
1	19,15	3,66	14,92	0,18	2,86	0,32	0,00	0,00	0,00	0,39	30,39	0,10	0,23	0,00	0,62	1,53	22,19	96,54
2	19,53	2,73	15,17	0,14	2,99	0,44	0,00	0,10	0,00	0,43	31,20	0,00	0,23	0,00	0,82	0,00	22,37	96,15
3	19,88	1,25	16,32	0,15	2,65	0,14	0,00	0,00	0,00	0,49	30,62	0,00	0,73	0,00	0,55	0,00	23,56	96,34
4	19,67	2,60	16,62	0,13	2,69	0,30	0,04	0,18	0,00	0,26	30,63	0,00	0,14	0,00	0,71	0,00	21,12	95,07
5	19,35	2,19	16,71	0,11	2,63	0,29	0,00	0,10	0,03	0,50	30,63	0,20	0,16	0,06	0,55	0,00	20,66	94,17
6	19,30	2,97	16,64	0,22	2,88	0,26	0,00	0,05	0,02	0,43	28,85	0,00	0,50	0,06	0,41	0,21	22,39	95,19
7	18,78	8,11	15,49	0,15	2,72	0,69	0,00	0,27	0,00	0,15	30,33	0,15	0,96	0,06	0,67	0,11	20,10	96,19
8	19,64	4,13	15,36	0,17	2,76	0,36	0,01	0,32	0,00	0,33	29,76	0,00	0,11	0,07	0,55	0,00	20,97	95,58
9	19,81	6,96	15,09	0,08	2,79	0,46	0,02	0,12	0,00	0,31	30,68	0,03	0,20	0,06	0,68	0,00	18,78	94,94
10	18,74	4,96	15,67	0,23	3,13	0,33	0,00	0,15	0,00	0,42	32,75	0,06	0,24	0,05	0,14	0,00	18,92	94,09
11	20,47	0,75	16,28	0,16	2,58	0,19	0,01	0,15	0,00	0,23	32,97	0,21	0,00	0,05	0,15	0,00	19,83	94,08
12	15,57	5,63	16,02	0,26	2,66	0,45	0,03	0,15	0,00	0,23	32,97	0,21	0,00	0,05	0,15	0,00	20,12	94,50

Примечание. Анализы выполнены В. Ф. Махотко на микроанализаторе Camebax-mikro (Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР). Химическим путем из усреднен-ной навески определены F (1,1 %), H₂O+ (3,96 %).

имеет следующий состав (среднее из 4), %: TiO₂ 43,60, MnO 0,15, FeO 50,68, Al₂O₃ 0,07, MgO 0,05, UO₂ 0,10, Ce₂O₃ 0,07, ZrO₂ 0,05, сумма 94,77. Судя по низкому содержанию пирофанитового минала, он образовался в процессе метасоматизма при температуре 500 °С. Результаты исследований титано-ниобатов (табл. 5) позволяют идентифицировать их с бетафитами. Ниже приведен расчет рентгенограммы бетафита. *

Исследованный образец		Ti-бетафит (стандарт)	
I	d _{эксп}	I	d
10	2,960	10	2,975
10	1,818	10	1,828
9	1,550	10	1,559
5	1,150	8	1,155
7	1,048	8	1,053
8	0,988	9	0,993

$$a = 10,27 \pm 0,01$$

$$a = 10,33$$

На основании спектрального анализа бетафита, помимо основных компонентов, в нем обнаружены примеси, %: Sn 0,1, V 0,05, Ag $3 \cdot 10^{-4}$, Zr до 1, Ba 0,7, Ce 0,5, Ta 0,3. Микротвердость минерала 3618 МПа (при нагрузке 100 г), показатель преломления 1,8, массовый вес 4,34 (определен в ИМГРЭ). В ВИМСе получена индикаторная дериватограмма, подтверждающая идентификацию бетафита (рис. 2).

В сосуществующих с бетафитом сферах встречаются типохимические примеси Ta, Nb, Pb, Ce, Zr, в апатите — Ta и Fe, во флогопите и магнетите — Nb, Ta, Sr, в ильмените — Nb и Ta.

На рис. 3 дана изменчивость состава бетафита в одном зерне.

Типохимические особенности титано-ниобатов изучены достаточно хорошо по данным многочисленных отечественных и зарубежных месторождений [С. А. Горжевская, Г. А. Сидоренко, А. И. Гинзбург, 1974 г.; 8]. Выявлена корреляция между типохимическими особенностями и магматическими комплексами различной формационной принадлежности. Так, титано-ниобаты из массивов, связанных с нефелиновыми щелочными породами, как правило,

* Условия анализа: Fe-излучение, Мп-фильтр, камера 57,3 мм, диаметр образца 0,4 мм, внутренний стандарт Si. Бетафит подвергался прокаливанию в различных режимах: при 800 °С — 2 ч, при 900 °С — 30 мин, при 1000 °С — 1 ч.

характеризуются высокими содержаниями Na₂O (6—8 %), фтора (до 5 %), низкими — урана (сотые — десятые доли процента) и тантала (сотые — десятые доли процента). Титано-ниобаты, связанные с семейством формаций щелочных гранитоидов, альбититов, грейзенов, редкоземельных гранитов и пегматитов, обычно обогащены танталом (отношение Ta/Nb 1,5:1 или 1:1,5) и иттрием; рудные комплексы специализированы на олово, вольфрам, молибден, медь.

Изученный авторами бетафит к этим группам не может быть отнесен. Бетафит отличается высокими содержаниями кальция и титана. Отношение Nb/Ta в нем приближается к 300. Содержания фтора, стронция и церия относительно низкие. Эти признаки указывают на связь бетафита с базитовым комплексом повышенной щелочности. По содержанию кальция, титана, урана бетафит близок к кальциобетафиту Флегрейских Полей (Италия), представленному в качестве нового минерала [12]. Кальциобетафит обнаружен в вулканогенной санидиновой породе, что также сближает его с бетафитом.

Итак, полученные новые данные позволяют более обоснованно судить о генезисе апатитового оруденения селигдарского типа. До сих пор основными аргументами против карбонатитовой гипотезы были отсутствие в рудах титано-ниобатов, нестандартные для подобных комплексов изотопные характеристики карбоната и апатита. Нами установлено, что на одном из рудных полей, принадлежность которого к селигдарскому типу признается всеми исследователями, в рудах в ассоциации с апатитом присутствует бетафит, а изотопные характеристики карбонатов близки к индикаторным карбонатитовым значениям. Типохимизм бетафита исключает возможность его генетической связи со щелочными нефелиновыми магматитами и семейством щелочных гранитоидных формаций.

Наиболее обосновано предположение о генетической связи оруденения со щелочными базитами габбро-анортозитового ряда. На это указывают повышенные содержания CaO, TiO₂ и других компонентов, низкое содержание тантала в рудах. Европейский минимум в апатитах также, по мнению

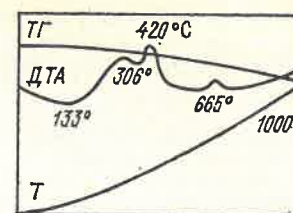


Рис. 2. Дериватограмма бетафита из руд селигдарского типа

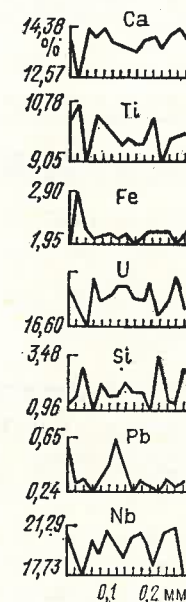


Рис. 3. Вариация содержания основных компонентов в зерне бетафита

С. М. Кравченко, свидетельствует о связи оруденения с магматитами, богатыми основными плагиоклазами.

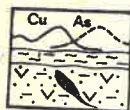
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апатитовые породы Селигдара/В. Б. Василенко, Н. Г. Кузнецов, Л. Д. Холодова и др. — Новосибирск: Наука, 1982.
2. Золотарев А. А., Боброва И. П., Булах А. Г. Минералогия и особенности генезиса апатито-«форстерито»-карбонатных пород Селигдарского месторождения (Алдан)//Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1983. Вып. 3. С. 325—333.
3. Кушнарв И. П., Черкасов А. Д. Структура и вопросы генезиса Селигдарского апатитового месторождения//Методы прогнозирования и оценки эндогенных редкометалльных месторождений. М., 1979. С. 63—85.
4. Магматические горные породы. Щелочные породы/Е. Д. Андреева, В. А. Кононова, Е. В. Свешникова, Р. М. Яшина. — М.: Наука, 1984.

5. Нечаева И. А. К вопросу о привносе метеоритного вещества и о вероятности его ассимиляции земной корой//Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1437—1440.
6. Особенности вещественного состава апатит-карбонатной толщи Селигдарского месторождения/Е. К. Герасимов, Л. Г. Глинская, В. Ф. Козлов и др.//Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М., 1980. С. 29—43.
7. Парфенов В. Д., Юдин Н. И. Метаморфогенная апатитовосность древних толщ Центрального Алдана.— М.: Наука, 1982.
8. Семенов Е. И. Минералогия редких земель.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.

9. Смирнов Ф. Л. Геология апатитовых месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука, 1980.
10. Энтин А. Р., Белоусов В. М., Галкин Г. Ф. Новые данные по геологии Селигдарского апатитового месторождения//Апатиты Алданского щита. Якутск, 1977. С. 5—19.
11. Энтин А. Р., Соболев Э. В., Ольховик Ю. А. Условия формирования Селигдарского апатитового месторождения (Центральный Алдан)//Сов. геология. 1984. № 8. С. 17—27.
12. Mazzi F., Munno R. Am. Miner. 1983. Vol. 68. N 1—2. P. 262.

Принята редколлегией 26 октября 1987 г.



ГЕОХИМИЯ

УДК 549.08

О. Е. ЮШКО-ЗАХАРОВА, Л. Н. СОБОЛЕВА,
А. Б. МАРКЕВИЧ (ИМГРЭ)

Закономерности изменения состава и свойств редкометалльных минералов в сульфидном минералообразовании

Всестороннее изучение редкометалльных минералов Te, Se, Bi, Ge, Cd, Pt, Pd выявило их особенности и индикаторные признаки, которые можно использовать для детальной характеристики комплексности руд и реконструкции условий рудообразования. Существенная специфика исследования редких и особенно халькофильных элементов-примесей заключается в необходимости широкого привлечения данных минералогии и геохимии.

Анализ разных генетических типов месторождений цветных и благородных металлов позволил установить и уточнить для минералов Te, Se, Bi, Ge, Cd, Pt, Pd как общие, так и отличительные черты.

Минералы этой группы элементов образуются в конечные этапы рудного процесса независимо от генетического типа месторождений и общей геологической обстановки формирования в различных геологических эпохи, в различных регионах, вмещающих породах и т. д. (табл. 1). Другая общая особенность этих элементов — две формы их нахождения в рудах — примесная и

минеральная, граница между которыми в достаточной степени условна. Микроскопические и субмикроскопические включения редкометалльных минералов, различаемые в шлифах с помощью оптического микроскопа (<0,01 мм), устанавливаются обычно в участках, отвечающих повышенным на порядок по сравнению с минеральным кларком их содержания [2] в основных рудообразующих минералах. При исследованиях на электронном микроскопе в зернах рудных минералов с кларковыми содержаниями примесей установлены мельчайшие (<0,001 мм) включения редкометалльных минералов (рис. 1) [7]. Поэтому вопрос о формах нахождения их в рудах требует специальных микроминералогических исследований.

Различия редкометалльных минералов можно проследить на примере каждого элемента в отдельности в медно-никелевых, медно-цинково-колчеданных и золоторудных месторождениях (см. табл. 1).

Среди минералов халькофильных редких элементов-примесей наибольш-

Таблица 1

Формы проявления редких элементов в различных генетических типах месторождений

Тип месторождения	Типоморфные элементы	Основной парагенезис	Форма проявления
Медно-никелевые	Se, Te, Bi	I. Пирротин-пентландит-халькопиритовый	Изоморфная: Se, Te, Re
		II. Халькопирит-кубанит-талнахитовый (моихукитовый)	Изоморфная: Se, Te, Bi, Cd, In, Ge, Tl Минеральная: полярит Pd (Pb, Bi)
		III. Халькопирит-борнит-миллеритовый	Изоморфная: Se Минеральная: соболевскит PdBi, фрудит PdBi ₂ , теларгпаит (Pd, Ag) ₄ Te, сопчит Ag ₄ Pd ₃ Te ₄ , алтаит PbTe, креннерит (Au, Ag)Te ₂ , сальванит AuAgTe ₄ , имгрэит NiTe, гессит Ag ₂ Te, клаусталит PbSe, шадлуит (Cu, Fe) ₃ (Pb, Cd)S ₈ , талкусит Cu ₃ FeTi ₂ S ₄ , мончент Pt(Bi, Te) ₂ , майченерит PdBiTe, котульскит Pd(Te, Bi), меренскит (Pd, Ni)(Te, Bi) ₂ , инсизвант (Pt, Pd)(Bi, Te) ₂ , масловит (Pt, Pd)(Bi, Te) ₂ , (Pd, Ag) ₃ (Ag, Pb)(Te, Se)
Медно-цинковые колчеданные	Se, Te, In, Cd, Ge	I. Пиритовый	Изоморфная: Se, Te Минеральная: алтаит PbTe, теллуrowисмутит Bi ₂ Te ₃ , волынскит AgBiTe ₂ , раклиджит (Pb, Bi) ₃ , Te ₄
		II. Халькопирит-сфалеритовый	Изоморфная: Se, In, Cd, Ge, Tl Минеральная: гринокит CdS, алтаит PbTe, колорадоит HgTe, гессит Ag ₂ Te, креннерит (Au, Ag)Te ₂ , калаверит AuTe ₂ , теллуrowисмутит Bi ₂ Te ₃
		III. Пирротин-магнетит-халькопиритовый	Изоморфная: Se, Te, Bi Минеральная: теллуrowисмутит Bi ₂ Te ₃
		IV. Борнит-теннантитовый	Изоморфная: Ge Минеральная: V—As германит Cu ₃ (Ag, Ge, V)S ₄ , реньерит (Cu, Fe) ₃ (Fe, Ge)S ₄ , колусит Cu ₂ (As, Sn, Ge, V)S ₄ , лайтакарнит Bi ₃ (Se, S) ₄

Тип месторождения	Типоморфные элементы	Продолжение табл. 1	
		Основной парагенезис	Форма проявления
Золото-серебряные	Te	I. Пирит-кварцевый	Изоморфная: Te, Se
		II. Золото-пирит-кварцевый	Изоморфная: Te, Se
		III. Золото-теллуридо-кварцевый	Минеральная: петцит Ag_3AuTe , гессит Ag_2Te , креннерит $(Ag, Au)Te_2$, $(Au, Cu, Ag, Pb)_n \cdot (TeO_2)$, алтаит $PbTe$, науманнит Ag_2Se , агвиларит Ag_4SeS

шее число (105) приходится на долю теллура. Теллуриды известны во всех перечисленных типах месторождений.

В медно-никелевых месторождениях наиболее распространены теллуриды и висмутотеллуриды элементов группы платины. Особенно высокие содержания теллура характерны для наиболее поздней халькопирит-борнит-миллеритовой ассоциации, образование которой происходило в типично гидротермальных условиях. Эту минеральную ассоциацию отличает наличие висмутотеллуридов платины и палладия, а также теллуридов серебра, золота и свинца.

В медно-цинково-колчеданных месторождениях Урала преимущественно встречаются теллуриды Pb и Bi. Наиболее распространен алтаит, далее теллуrowисмутит и сходный с ним по свойствам раклиджит. Другие теллу-

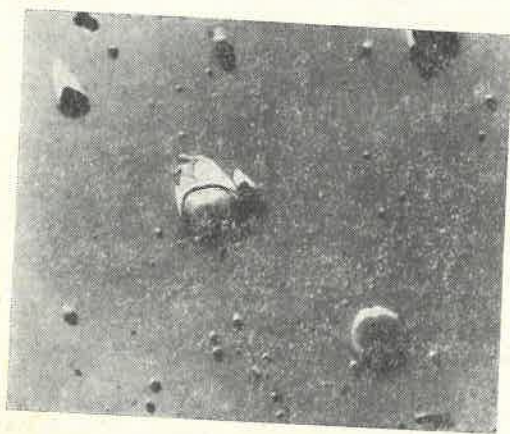


Рис. 1. Бобовидные включения ванадиево-мышьяковистого германита в борните. Ув. 7500

риды проявлены на отдельных месторождениях. Гессит и креннерит в медных и медно-цинковых рудах установлены в месторождениях Карабашском, Гайском, им. III Интернационала, Левихинском и Майском, волюнскит — только в серно- и медно-колчеданных рудах Сибая, колорадоит — в Карабашском месторождении.

На изученном нами золоторудном месторождении наиболее распространены теллуриды золота и серебра: креннерит, петцит и гибридный минерал состава $Au, Cu, Ag, Pb \cdot nTeO_2$, а также теллурид свинца — алтаит.

Среди теллуридов можно выделить две группы: встречающиеся во всех изученных типах месторождений и только в определенных типах месторождений. Минералы первой группы — сквозные: алтаит, гессит, силванит, калаверит, теллуrowисмутит и тетрадимит. Они отражают специфику состава вмещающих их руд через спектр элементов-примесей. Например, гессит из руд медно-никелевых месторождений содержит примеси Pt, Pd, Fe, Ni, Cu, а из золоторудных — Au, Cu, Se и Sb (табл. 2, 3, 4). Такой же характер примесей, зависящий от химизма рудообразующих растворов, отмечен и в других минералах теллура. Например, теллуриды Bi золоторудных месторождений (табл. 5, 6) содержат повышенные количества сурьмы и пониженные — свинца по сравнению с таковыми колчеданных, вследствие чего в золоторудных месторождениях присутствует сурьмяная разновидность теллуrowисмутита — стибитотеллуrowисмутит, а в колчеданных — ракли-

Таблица 2

Химический состав гессита в медно-никелевых месторождениях, %

Номер анализа	Ag	Te	Cu	Ni	Fe	Pd	Pt	Прочие	Сумма
1	62,07	38,38	—	—	—	—	—	Bi 0,59	100,06
2	60,10	37,30	0,20	1,50	0,44	0,40	—	Pb 0,10	99,7
3	58,36	40,64	0,69	—	—	—	0,04	S 0,10	100,42
4	47,40	31,50	—	—	—	—	—	Sb 0,15	97,00
5	61,87	38,31	—	0,09	0,34	—	0,12	Pb 18,1	100,93
								S 0,20	

Примечание. 1 — Октябрьское, Норильский район (А. Д. Генкин, 1981 г.); 2 — Октябрьское (Л. В. Разин, 1973 г.); 3 — Аллареченское, Кольский п-ов (Ю. М. Яковлев, 1981 г.); 4 — Большая Варзуга, Кольский п-ов (С. Ф. Ключин, 1978 г.); 5 — Карикъявр, Кольский п-ов (Ю. Н. Нерадовский, 1982 г.).

Таблица 3

Химический состав гессита в колчеданных месторождениях, %

Номер анализа	Ag	Te	Fe	Сумма
1	64,0	35,4	—	99,4
2	60,0	40,0	—	100,0
3	62,0	38,0	—	100,0
4	62,95	37,0	—	99,5
5	60,0	38,7	—	98,7
6	62,42	36,96	0,24	99,6
7	62,90	36,23	—	99,13
8	61,35	38,73	—	100,08
9	62,31	37,83	—	100,14
10	57,1	40,7	—	97,8

Примечание. 1 — Сибайское, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 2, 3 — Сувенир, Северный Казахстан (М. А. Яренская, 1978 г.); 4 — Кашкачай, Азербайджан (А. М. Кашкай, 1974 г.); 5 — Тишинское, Рудный Алтай (И. В. Покровская, 1971 г.); 6 — Заводинское, Рудный Алтай (И. В. Покровская, 1971 г.); 7—9 — Шайдица, Родопы (Т. И. Гаджева, 1983 г.); 10 — Тагами, Онтарио (Criddle, 1983 г.).

джит — теллурид висмута и свинца вместо теллуrowисмутита [5].

Минералы второй группы являются типоморфными для конкретного типа месторождения. Так, для Cu-Ni месторождений характерны интерметаллические соединения теллура с элементами группы платины. Состав теллуридов в золоторудных, медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях практически одинаков. Минералы теллура в них представлены соединениями с Au, Ag, Cu и Bi. Совпадение составов теллуридов золотых и колчеданных месторождений (см. табл. 1) может быть объяснено родством теллура с Au—Ag—

Си. Все три элемента присутствуют в колчеданных месторождениях в повышенных концентрациях. Степень родства теллура с Au и Ag почти одинакова, а с медью значительно слабее [3]. Вполне вероятно, что именно этот фактор обуславливает масштабы проявления минерализации теллура в золоторудных месторождениях, во много раз превосходящие таковые в рудах колчеданных месторождений. Другая специфическая особенность теллуrowой минерализации собственно золоторудных месторождений — наличие теллуридов более сложного состава (нагигаита, голдфилдита и бамболланта), а также интерметаллидов (билибинскита, богдановита и безсмертновита), представляющих собой многокомпонентные соединения. Только в золоторудных месторождениях были встречены такие теллуриды, как фробергит, эмпрессит, монтебрейт, теллуrowантимон и теллур самородный.

На основании сопоставления химического состава теллуридов из руд медно-никелевых месторождений выявлен изоморфизм между висмутом и теллуром во всех минералах, а между платиной и палладием — в майченерите, меренските, масловите и мончите только из месторождений Кольского п-ова (табл. 7, ан. 1—7), в то время как в тех же минералах из руд месторождений Норильского района он почти или полностью отсутствует (ан. 8). Сравнивая составы аналогичных теллуридов, встреченных в других медно-никелевых месторождениях СССР и зарубежных стран, можно предполо-

Химический состав гессита в золоторудных месторождениях, %

Таблица 4

Номер анализа	Ag	Te	Au	Sb	Se	S	Прочие	Сумма
1	66,9	33,8	—	—	—	—	—	100,2
2	64,0	35,4	—	—	—	—	—	99,4
3	62,64	36,96	0,74	—	—	—	—	100,34
4	61,8	37,8	—	0,2	—	—	—	100,5
5	61,6	37,8	0,5	0,2	—	—	Cd 0,7	100,7
6	60,20	38,26	—	0,19	—	—	Cd 0,6	98,65
7	63,85	38,01	—	—	—	—	—	101,86
8	60,25	36,93	—	—	—	—	—	97,18
9	62,29	39,47	—	—	—	—	—	101,7
10	62,0	36,9	—	—	—	—	—	98,9
11	62,06	37,23	0,26	—	—	—	—	99,69
12	60,39	36,72	1,42	—	—	—	Cu 0,05	98,72
13	63,58	37,35	0,81	—	0,26	0,15	Pb 0,09 Cu 0,15 Cu 0,25, Pb 0,24	102,5
14	60,49	34,66	0,31	0,08	0,56	0,15	—	96,25
15	63,83	35,61	—	—	0,18	0,99	—	100,61
16	61,48	37,8	—	—	0,44	0,09	—	99,81
17	61,62	39,00	—	—	0,06	0,04	—	100,72
18	62,63	38,00	—	—	0,10	0,07	—	100,8
19	62,78	38,00	—	—	0,02	0,05	—	100,85
20	62,6	37,6	—	—	—	—	—	100,2
21	62,6	37,0	—	—	—	—	—	99,6

Примечание. 1, 2 — Камчатка (О. Е. Юшко-Захарова, 1984 г.); 3 — Камчатка (М. Г. Андреева, 1978 г.); 4, 5 — Камчатка (Н. В. Лебедева, 1986 г.); 6 — 9 — Кочбулак, Средняя Азия (В. А. Коваленкер, 1980 г.); 10 — Закарпатье (О. И. Матковский 1979 г.); 11, 12 — Жана-Тюбе, Северный Казахстан (Э. М. Спиридонов, 1974 г.); 13, 14 — Южный Аксу, Северный Казахстан (Э. М. Спиридонов, 1985 г.); 15 — 19 — близповерхностное золото-серебряное (Л. Н. Шишкова, 1979 г.); 20 — Бурвош-Крик, Юкон (E. Stumpf, 1968 г.); 21 — Крипл-Крик, Колорадо (E. Stumpf, 1968 г.).

Химический состав раклиджита и теллуrowисмутита в колчеданных месторождениях, %

Таблица 5

Номер анализа	Bi	Pb	Te	Ag	Сумма
Раклиджит					
1	37,0	17,7	44,5	—	92,2
2	40,0	15,4	45,0	—	100,4
3	40,0	14,0	44,0	—	98,0
Теллуrowисмутит					
4	50—52	—	49—50	—	99—102
5	50,0	—	48,0	—	98,0
6	48,3	—	47,9	—	96,2
7	37,0	26,0	46,4	0,6	110,0
8	52,6	—	47,8	—	100,4
9	47,6	2,0	46,5	—	96,1

Примечание. 1 — Сибай, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 2, 3 — Карабаш, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 4 — Сувенир, Казахстан (М. А. Яренская, 1978 г.); 5, 6 — Сибай, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 7 — Варзуга, Кольский п-ов (С. Ф. Ключин, 1978 г.); 8, 9 — Болиден, Швеция (Е. Н. Завьялов, 1977 г.).

Таблица 6

Химический состав раклиджита и теллуrowисмутита в золоторудных месторождениях, %

Номер анализа	Bi	Pb	Te	Ag	Sb	Cu	S	Se	Прочие	Сумма
Раклиджит										
1	38,1	13,6	44,2	1,1	1,0	—	—	—	—	99,8
2	39,6	9,4	44,9	1,9	2,9	—	—	—	—	98,7
3	37,4	15,4	43,9	1,2	—	—	—	—	—	97,9
4	39,8	12,7	41,4	1,3	0,3	—	—	2,9	—	98,1
5	40,8	11,1	44,8	1,3	0,8	—	—	—	—	98,1
6	37,4	16,6	44,6	—	—	—	—	—	—	98,6
7	40,2	15,2	45,3	—	—	—	—	—	—	100,7
Теллуrowисмутит										
8	50,0	—	47,0	—	—	—	—	—	—	98,6
9	41,45	0,38	50,04	—	8,12	—	—	0,59	—	100,58
10	42,06	0,36	59,64	0,08	7,94	0,02	0,02	0,34	Zn 0,05, Mn 0,001	100,48
11	38,06	0,96	50,99	0,02	10,11	—	0,01	0,23	—	100,38
12	43,91	—	49,98	0,08	6,81	—	—	—	—	100,78
13	40,99	0,46	49,98	0,11	7,66	—	—	—	—	99,20
14	41,01	—	48,92	—	8,67	—	—	—	—	98,60
15	51,90	—	47,38	—	0,14	0,015	0,27	0,05	Fe 0,21	99,97
16	50,11	2,13	47,20	—	—	—	—	0,08	Fe 0,35	100,28
17	50,42	0,24	48,66	0,001	1,47	—	0,02	—	Zn 0,01	100,86
18	52,6	—	48,37	—	0,53	—	—	—	—	101,88
19	41,86	—	49,62	—	7,60	—	—	—	—	99,73
20	47,71	—	49,65	—	3,20	—	—	—	—	100,56
21	50,59	—	48,93	—	1,65	—	—	—	—	101,17
22	46,05	3,49	47,71	—	1,62	0,12	—	—	Hg 0,48	99,47
23	46,04	3,0	48,84	—	3,83	—	0,40	—	—	102,11
24	50,02	0,45	50,04	—	0,72	—	—	—	—	101,23
25	42,64	6,97	46,48	—	1,36	—	0,42	—	Au 0,41	99,28

Примечание. 1, 2 — Зод, Армения (Е. Н. Завьялов, 1977 г.); 3 — Кочкарь, Казахстан (Е. Н. Завьялов, 1977 г.); 4, 5 — Камчатка (М. С. Сахарова, 1984 г.); 6, 7 — Робб-Монтбрей, Канада (J. Rucklidge, 1969 г.); 8 — Зод, Армения (Е. Н. Завьялов, 1977 г.); 9 — 14 — Жана-Тюбе, Казахстан (Э. М. Спиридонов, 1978 г.); 15, 16 — Северный Аксу, Казахстан (Э. М. Спиридонов, 1978 г.); 17 — Джеламбет, Казахстан (Э. М. Спиридонов, 1978 г.); 18—25 — Южный Аксу, Казахстан (Э. М. Спиридонов, 1985 г.).

жить, что разделение или сонахождение платины и палладия в теллуридах зависит от вещественного состава основного оруденения и длительности процесса рудообразования. Различия медно-никелевых месторождений Норильского платформенного типа и кольского тектонически активного подвижного пояса заключаются как в длительности процесса рудообразования, который привел к более полной дифференциации сульфидов в месторождениях Норильского района по сравнению с месторождениями Кольского п-ова, так и в концентрации полезных компонентов — меди, никеля и платиновых металлов. В первых — содержание никеля ниже, чем меди (отношение Ni/Cu, как правило, <1), а

палладия и платины относительно высокое. Во вторых — никеля больше, чем меди (отношение Ni/Cu обычно >2, редко снижается до 1,5), при относительно низком содержании платиновых металлов. Основная масса платиновых минералов в месторождениях Норильского района выделялась в процессе кристаллизации медных руд. Это интерметаллические соединения переменного состава с широким изоморфизмом Pd—Pt (маслениковит (Pt, Pd)₃Sn, звягинцевит (Pd, Pt)₃(Sn, Pb), таймырит (Pd, Cu)₃Sn и др.), которые являются относительно более высокотемпературными и образуются раньше, чем сульфиды, висмутиды и висмутотеллуриды палладия (котульскит, майченерит и др.) и платины (монче-

Химический состав майченерита медно-никелевых месторождений, %

Таблица 7

Район	Номер анализа	Pd	Bi	Te	Pt	Ni	Sb	Сумма
Кольский п-ов	1	11,7	42,3	37,6	8,4	—	—	100,0
	2	16,9	45,0	28,8	9,3	—	—	100,0
	3	12,0	50,0	30,0	10,0	—	—	102,0
	4	18,0	42,0	38,0	—	1,5	—	99,5
	5	26,5	40,0	32,9	1,3	—	—	100,7
	6	21,3	43,9	32,9	2,6	—	—	99,8
	7	24,5	40,6	33,4	1,3	—	—	99,5
Норильский	8	25,2	40,0	32,5	—	—	—	100,5
	9	23,4	40,2	33,4	0,75	—	—	101,5
Забайкалье	10	25,0	45,2	29,7	—	—	0,46	101,7
	11	25,1	42,8	30,0	—	—	1,6	103,5
Камчатка	12	28,3	46,5	28,7	—	—	3,8	105,6
Финляндия	13	32,4	40,8	32,4	—	—	—	100,0
ЮАР	14	24,1	44,5	29,7	—	0,07	—	99,0
	15	24,7	25,4	38,4	—	—	1,0	98,8
Садбери	16	23,8	39,1	29,9	—	—	10,5	99,5
	17	19,9	45,2	28,2	—	0,6	—	99,3
	18	22,4	44,9	29,6	6,1	0,1	—	99,1
	19	14,5	45,3	25,4	2,4	—	—	99,72
	20	21,8	46,1	28,5	13,9	—	—	102,1
	21	20,7	46,9	28,9	3,1	0,02	0,2	100,5
	22	20,3	45,3	28,5	5,6	—	—	100,6
	23	21,1	45,6	28,7	6,3	0,1	—	100,5
	24	19,3	45,1	28,1	5,1	0,1	—	100,6
	25	20,8	45,1	29,7	8,0	0,14	—	100,5
	26	19,3	45,1	28,2	4,9	—	—	100,1
	27	22,9	45,9	29,2	6,9	0,3	0,4	100,8
	28	17,0	45,5	27,2	2,7	—	0,1	100,2
	29	20,3	46,2	29,2	10,4	0,1	—	101,5
	30	22,1	47,7	28,0	5,8	0,06	—	99,1
	31	24,8	41,8	31,0	2,1	—	—	100,5
	32	24,5	40,3	33,6	1,7	—	2,9	99,5
	33	24,6	39,9	33,3	—	—	1,1	99,1
	34	24,6	40,9	30,9	—	0,1	1,6	99,3
	35	25,0	39,0	32,4	—	—	2,9	100,3
	36	24,9	39,5	33,8	—	0,2	3,7	101,2
	37	25,5	37,0	35,8	—	0,4	2,6	101,7
	38	25,2	37,5	35,0	—	0,2	3,2	101,1
	39	23,5	48,0	27,7	—	0,1	3,3	99,2
	40	24,3	39,0	32,4	—	—	—	99,0
	41	23,6	45,4	30,6	—	0,1	3,2	100,9
						0,5	0,8	

Примечание. 1, 2 — Мончегорское (А. Д. Генкин, 1963 г.); 3, 4 — Мончегорское (О. Е. Юшко-Захарова, 1975 г.); 5 — Аллареченское (Ю. М. Яковлев, 1982 г.); 8, 9 — Октябрьское (А. Д. Генкин, 1972 г.); 10, 11 — Чиней (Н. Н. Морозова, 1978 г.); 12 — Чиней (О. Е. Юшко-Захарова, 1987 г.); 13 — Шануч, Камчатка (О. Е. Юшко-Захарова, 1987 г.); 14 — Хитур, Финляндия (Т. Häkli, 1976 г.); 15 — Витватерсранд, ЮАР (K. Feather, 1976 г.); 16 — 41 — Фруд, Садбери (L. Cabry, 1976 г.); в качестве примеси в ан. 8 содержится 1,8 % Ag, в ан. 9 — 1,9 % Pb.

ит), выделившиеся из низкотемпературных поздних растворов [7]. Котульскит, майченерит, мончеит характеризуются изоморфизмом в основном между висмутом и теллуром. В месторождениях Кольского п-ова отсутствие более высокотемпературных медных руд привело, по-видимому, к тому, что все

платиновые минералы (интерметаллиды, висмутотеллуриды) выделялись в наиболее низкотемпературных условиях образования инъекционных халькопиритовых руд. Причем в интерметаллических соединениях (нигглиит, станнопалладинит) изоморфизм Pt и Pd отсутствует, а в висмутотеллуридах

Закономерности изменения состава и свойств редкометаллических минералов

проявлен очень широко как между указанными элементами, так и между Bi и Te.

В результате изучения химических и физических свойств теллуридов группы Pt найдена зависимость состав — свойство для котульскита, мончеита, меренскита и майченерита. По мере увеличения отношения Te/Bi во всех перечисленных минералах возрастают значения одного из параметров элементарной ячейки. Наиболее четко это проявлено в котульските, имеющем по сравнению с остальными минералами более простой трехкомпонентный состав и совершенный изоморфизм теллура и висмута (вплоть до образования ряда котульскит — соболевскит). В результате нашего изучения зависимости состав — свойство на искусственных аналогах котульскита с заранее заданными составами установлено также закономерное изменение отражения и микротвердости этих минералов (рис. 2). Зависимость состав — свойство майченерита, масловита (Pt-аналога майченерита), меренскита и мончеита сложнее, поскольку в этих минералах имеет место изоморфизм еще одной пары элементов — Pt и Pd [6].

Из 82 известных селеновых минералов в Советском Союзе пока встречено только 14, и все они в основном являются редкостью в медно-никелевых,

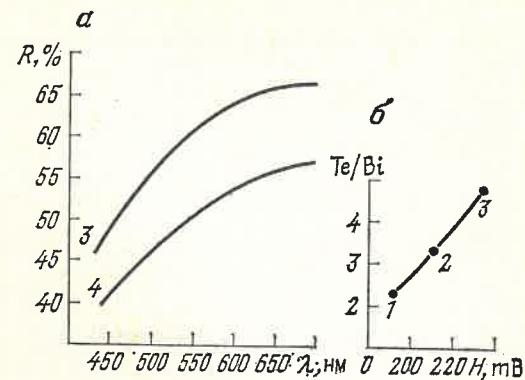


Рис. 2. Изменение коэффициента отражения (а) и микротвердости (б) в зависимости от колебаний Te/Bi в котульските: состав котульскитов, %: 1 — Pd 36,4, Bi 18,9, Te 44,2; 2 — Pd 40, Bi 14, Te 45,9; 3 — Pd 37,4, Bi 11, Te 53,3; 4 — Pd 30,4, Bi 26,5, Te 42

медно-колчеданных и золоторудных месторождениях. В медно-никелевых рудах — это редкие находки таких минералов, как клаусталит и теллуроселенид Pd, Ag состава (Pd, Ag)₃(Ag, Pb)(Te, Se) — Октябрьское месторождение Норильского района; в колчеданных месторождениях — лайтакарит, встреченный и изученный нами в медно-цинково-колчеданном рудопроявлении Вожма, Карелия. В золоторудном месторождении нами установлен минерал группы науманнита — агвиларита (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав науманнита, %

Тип месторождений	Номер анализа	Ag	Se	S	Te	Cu	Сумма
Золото-теллуры	1	78,8	17,1	4,7	—	—	100,6
	2	75,1	21,8	3,5	—	—	100,4
	3	75,6	22,40	2,0	0,11	—	100,04
	4	75,0	23,05	1,6	0,05	—	99,7
	5	74,0	23,00	2,3	—	—	98,3
	6	71,39	25,93	2,4	—	1,44	101,16
	7	72,0	26,0	—	—	—	98,0
Золоторудные	8	77,8	4,3	16,7	—	0,9	99,7
	9	78,9	5,0	16,8	—	0,3	101,0
	10	77,2	16,3	6,5	—	—	100,0
	11	75,7	18,2	6,1	—	—	100,0
	12	74,1	18,5	7,4	—	—	100,0
	13	75,2	18,8	6,0	—	—	100,0

Примечание. 1, 2 — Камчатка (О. Е. Юшко-Захарова, 1984 г.); 3 — Северо-Восток СССР (В. Ю. Орешин, 1981 г.); 4 — Северо-Восток СССР (М. С. Сахарова, 1980 г.); 5 — Кызыл-Алмасай, Средняя Азия (Р. И. Конев, 1982 г.); 6, 7 — Агинское, Камчатка (Л. И. Бочек, 1979 г.); 8 — 13 — Валунистое, Чукотка (Ю. С. Берман, 1968 г.).

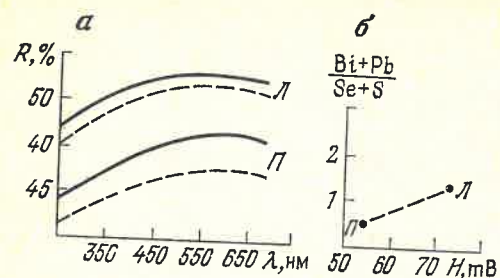


Рис. 3. Зависимость коэффициента отражения (а) и микротвердости (б) от отношения $(\text{Bi}+\text{Pd})/(\text{Se}+\text{S})$ в лайтакарите (Л) и парагуанахуатите (П): состав, %: лайтакарит — Bi 77,2, Pd 3, Se 15,6, S 2,6; парагуанахуатит — Bi 66,4, Se 34,5, S 0,9

Как следует из сравнительного изучения состава и свойств лайтакарита и других внешне похожих висмутовых селенидов — гуанахуатита и парагуанахуатита (музейные образцы В. И. Степанова из Гуанахуато), в зависимости от отношения $\text{Bi}/(\text{Se}+\text{S})$ изменяются параметры элементарной ячейки, отражение и твердость этих минералов (рис. 3) [4].

Особенность селено-висмутовой минерализации месторождений Верхнесеймчанской группы и Невского — широкий изоморфизм селена с теллуром и серой. Вместе с тем состав селенидов из кобальтин-селенид-теллуридных месторождений Верхнесеймчанской группы отличается постоянным присутствием в минералах примесей Ni и Co, а для селенидов из касситерит-сульфидного месторождения Невское характерны примеси Sb и Ag.

В золоторудном месторождении Камчатки селен присутствует как в форме изоморфной примеси, так и в виде собственного минерала — науманнита. Самые высокие концентрации селена отмечаются в золоте из наиболее поздней, золото-теллуровой стадии минерализации. Науманнит (агвиларит) здесь по сравнению с этим минералом из других золоторудных месторождений отличается повышенным содержанием серы (см. табл. 8).

Считалось, что германий в рудах большинства сульфидных месторождений находится в основном в изоморфной форме. В борнитах из Гайского медно-цинково-колчеданного месторождения с помощью прицельного электронномикроскопического метода при увеличении $7500\times$ обнаружены уль-

трамикровключения размером от 0,1 до 1 мкм, по форме совершенно аналогичные более крупным (7–10 мкм) выделениям V—As-германита. Степень германиенности в этих рудах зависит от масштабов проявления сфалерит-халькопиритовой, а также борнит-теннантитовой ассоциаций. В последней наиболее часто встречаются в виде единичных зерен V—As-германит и реньерит.

Сопоставление составов германита из разных месторождений свидетельствует о повышенном содержании мышьяка и ванадия при полном отсутствии железа во всех анализах этого минерала из отечественных месторождений; германит из месторождения Цумеб содержит до 7,8 % железа. Реньериты из колчеданных месторождений в качестве примеси могут содержать цинк в количестве 6 % (табл. 9).

Большинство минералов кадмия гипогенного происхождения. Образованию их в зоне гипергенеза благоприятствует окислительная обстановка, в которой в отличие от восстановительной, приводящей к совместной концентрации кадмия с цинком, пути миграции этих элементов расходятся. Цинк выносятся из зоны окисления, образуя легко растворимые сульфаты. Кадмий, напротив, выделяется в форме сульфидов, селенида и карбоната, осаждаясь вместе с гидрооксидами железа, а также карбонатами и сульфатами цветных металлов (И. Б. Дьячкова, И. Л. Ходаковский, 1968 г.).

Минералы кадмия гипогенного происхождения встречаются значительно реже. Как правило, они приурочены к конечным этапам рудного процесса, когда кадмий, обладающий высокой миграционной способностью в гидротермальном процессе, проявляет тенденцию накапливаться. Известные находки гипогенных минералов (Cd-шадлунита, Mn-шадлунита и хоулиита) были обнаружены в медно-никелевых пентландит-кубанит-талнахитовых и пентландит-кубанит-моихукитовых рудах месторождений Талнах и Октябрьское, где, судя по ассоциирующим с ними минералам (джерфшериту, кадмиевому сфалериту и самородному серебру), они приурочены к конечным этапам рудного процесса [1].

Таблица 9

Химический состав германита и реньерита из различных типов месторождений, %

Тип месторождений	Минерал	Номер анализа	Cu	Ge	Fe	As	V	Zn	S	Сумма
Медно-цинково-колчеданные	Германит	1	47,1	7,6	—	6,1	3,5	—	36,0	100,3
		2	52,0	3,3	—	8,2	3,4	—	33,0	99,2
		3	47,8	10,6	—	2,9	3,1	5,5	32,0	102,7
		4	48,2	5,4	—	8,8	2,5	2,4	30,1	97,4
	Реньерит	5	42,8	7,7	14,1	0,8	—	—	38,4	98,4
Колчеданно-полиметаллические	Германит	6	47,0	6,0	—	9,0	2,4	—	35,0	99,4
		7	47,4	6,1	—	1,0	2,9	—	33,0	100,4
		8	51,0	6,5	—	10,0	2,9	—	29,0	99,4
		9	49,7	2,7	—	9,6	3,2	0,8	30,7	100,4
	Реньерит	10	42,12	10,19	7,80	1,37	—	3,93	31,27	99,49
		11	48,89	8,85	5,61	—	—	—	32,65	96,0
		12	43,16	8,81	16,07	—	—	—	31,96	100,0
		13	40,4	8,1	13,0	0,8	—	3,0	32,6	98,3
Колчеданные	Реньерит	14	42,6	8,7	14,2	0,8	—	—	32,8	99,4
		15	45,7	5,4	17,0	—	—	—	31,0	99,1
		16	40,5	8,0	14,0	—	—	—	32,0	94,5
		17	47,7	8,0	16,3	—	—	—	30,0	102,0
		18	43,6	7,0	4,5	2,0	—	3,5	31,0	101,6
		19	38,6	6,0	13,0	—	—	6,0	32,9	97,4

Примечание. 1 — им. III Интернационала, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 2 — Гайское, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 3 — Уруп, Кавказ (В. М. Качаловская, 1975 г.); 4 — Казахстан (М. А. Яренская, 1977 г.); 5 — им. III Интернационала, Урал (А. Б. Маркевич, 1987 г.); 6–8 — Бестюбе, Казахстан (Н. М. Митряева, 1968 г., 1979 г.); 9 — Пайхой (Н. П. Юшкин, 1975 г.); 10 — Цумеб, Намибия (Клемм, 1927 г., по Гинзбургу, 1959 г.); 11, 12 — о. Вайгач (В. И. Силаев, 1982 г.); 13 — Кипуши, Заир (А. Б. Маркевич, 1987 г.); 14 — Цумеб, Намибия (А. Б. Маркевич, 1987 г.); 15–17 — Карабаш, Урал (О. Е. Юшко-Захарова, 1981 г.); 18 — Уруп, Кавказ (В. М. Качаловская, 1975 г.); 19 — Казахстан (М. А. Яренская, 1971 г.). В качестве примесей присутствуют: в ан. 9 — 1,8 % Sn, 1,5 % Sb, в ан. 10 — 1,85 % Ga, 0,96 % Pb, в ан. 13 — 0,4 % Ga, в ан. 14 — 0,3 % Ga.

По результатам изучения минералогеохимических особенностей халькофильных редких элементов и типоморфизма их минералов можно сделать следующие общие выводы.

1. Для каждого генетического типа месторождений характерно наличие определенных типоморфных минералов селена и теллура: для медно-никелевых — это теллуриды Pd и Pt (котульскит, мончеит, майченерит и др.), для колчеданных — теллуриды и селениды Pb, Bi и Hg (раклиджит, теллуровисмутит, колорадоит и др.); для полиметаллических — теллуриды Pb, Ag и Au (алтаит, креннерит); для золото-теллуридных — теллуриды и селениды Au, Ag, Pb (креннерит, алтаит, науманнит) и др. Гессит, силванит, креннерит присутствуют во всех изученных месторождениях и являются сквозными.

2. В каждом изученном типе месторождений наблюдается свой ряд преимущественно развитых редкометаллических минералов по преобладающим металлам: в медно-никелевых — Pd—Pt—Bi—Ag—Au—Pb—Sb—As—Ni; в Cu—Zn-колчеданных — Bi—Pb—Ag—Au—Hg; в золото-теллуридных — Ag—Au—Pb—Bi.

3. В ходе рудообразования изменяются форма нахождения редких элементов, состав и ассоциации редкометаллических минералов. Так, преимущественно изоморфная форма на ранних этапах сменяется собственно минеральной — на поздних. Причем вначале образуются самородные элементы, интерметаллиды, сульфиды, а затем уже теллуриды, селениды и т. д., распространенность которых различна в разных типах месторождений.

4. Выявленные зависимости между некоторыми физическими свойствами и составом минералов позволяют использовать минераграфические методы для ускоренного определения состава микровключений минералов Pt—Pd—Bi—Te, Bi—Se и др. и выяснения их места в ходе рудообразования.

Таким образом, разностороннее изучение минералого-геохимических свойств редких элементов и типоморфизма минералов и их парагенетических ассоциаций позволяет получить большую информацию о генетических особенностях оруденения и дополнительные индикаторные признаки для прогноза и поисков соответствующих типов месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генкин А. Д., Дистлер В. В., Гладышев Г. Д. Сульфидные медно-никелевые ру-

ды норильских месторождений.— М.: Наука, 1973.

2. Иванов В. В., Белевитин В. В., Борисенко Л. Ф. Средние содержания элементов-примесей в минералах.— М.: Недра, 1973.
3. Маракушев А. А. Петрогенез и рудообразование.— М.: Наука, 1979.
4. О селениде висмута из Вожминского массива/О. Е. Юшко-Захарова, Д. С. Дубакина, Д. К. Щербачев и др.//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 729—732.
5. Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Ганев А. К. Минеральные ассоциации золототеллуридного месторождения Жана-Тюбе (Северный Казахстан)//Геология рудных месторождений. 1974. Т. XVI. № 1. С. 54—65.
6. Юшко-Захарова О. Е. Платиноносность рудных месторождений.— М.: Недра, 1975.
7. Юшко-Захарова О. Е., Беляева И. Д., Дубакина Л. С. О минеральной форме присутствия германия в сульфидных рудах//Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 2. С. 444—445.

Принята редколлегией 28 сентября 1987 г.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.7.02 : 556.3

Л. А. ОСТРОВСКИЙ, В. Н. ОСТРОВСКИЙ,
Р. К. ШАХНОВА (ВСЕГИНГЕО)

Принципы гидрогеологической стратификации

Под гидрогеологической стратификацией понимается расчленение геологического разреза на толщи горных пород, различающиеся по гидрогеологическим свойствам. Это основа составления как общих, так и ряда специальных гидрогеологических карт, позволяющая их унифицировать, что очень важно в связи с широким использованием в гидрогеологии ЭВМ и разработкой региональных гидрогеологических моделей. Данная стратификация в значительной степени основывается на геологической информации. На ранних этапах решения проблемы этот аспект часто выдвигался на первый план, так что некоторые гидрогеологические карты по существу повторяли геологические. Однако еще в конце XIX столе-

тия отечественные ученые, в частности С. Н. Никитин, понимали, что на первых должны отображаться гидрогеологические, а не геологические объекты.

Фундаментальным исследованием, утверждающим эту точку зрения, явилась работа М. Е. Альтовского [3]. Он определил принципы гидрогеологической стратификации, основывающиеся в конечном итоге на оценке значений водопроницаемости пород, разработал типовую легенду гидрогеологических карт масштаба 1:200 000—1:500 000, которая в усовершенствованном виде используется и сегодня. Система М. Е. Альтовского способствовала прогрессу гидрогеологического картографирования, но по мере углуб-

геологических закономерностей были выявлены объекты, не вписывающиеся в разработанную им схему. Так было установлено, что понятие «водоупорные породы» является относительным — значительная их часть способна пропускать воду.

Кроме того, некоторые его определения допускали двойственное толкование. Например, под «водоносным комплексом» он понимал толщу пород, в которой в силу изменчивости их литологического состава, сложности тектонических условий невозможно выделить самостоятельные водоносные горизонты. Он также предлагал выявлять водоносные комплексы в случае, если гидрогеологические условия толщи пород изучены недостаточно.

По мере накопления опыта гидрогеологического картографирования, все актуальнее становился вопрос о совершенствовании стратификации. Этой проблеме был посвящен ряд статей [1, 4, 5], а также специальное заседание научно-технического совета Мингео СССР по вопросам гидрогеологической стратификации (ВСЕГИНГЕО, ноябрь 1979 г.). Наиболее позитивным моментом развернувшейся дискуссии следует считать предложения о выделении промежуточного класса пород между водоносными и водоупорными — слабо-водоносных пород [4, 5]. В то же время выявились существенные расхождения в подходах к гидрогеологической стратификации и их реализации.

При определении основных единиц стратификации Б. Е. Антыпко и Л. Г. Соколовский [1] по существу повторяют М. Е. Альтовского, причем наряду с существенными признаками гидрогеологических подразделений используются и несущественные (например, тип осадконакопления). Не даются градации изменения фильтрационных параметров объектов, что делает стратификацию в значительной мере субъективной. Напротив, Н. М. Фролов [5] предлагает довольно жесткую схему, основанную на количественных определениях водопроницаемости пород, причем подклассы (по степени водопроницаемости) выделяются в градациях одного порядка значений коэффициентов фильтрации пород, что делает схему практически неработоспо-

собной. Стратифицируя гидрогеологические объекты только по водопроницаемости пород, Н. М. Фролов, на наш взгляд, предлагает отказаться от геологической основы, с чем решительно нельзя согласиться. По нашему мнению, он не учитывает структуру геологических тел (слоистая, массивная), которая определяет специфику форм скопления подземных вод, а также типы проницаемости пород, обуславливающие различия некоторых фильтрационных параметров при одинаковых значениях водопроницаемости. Например, при равных средних коэффициентах фильтрации пластов известняков и песков их уровневая проницаемость и водоотдача могут различаться на порядок.

Отмеченные недостатки схем гидрогеологической стратификации авторы старались учесть при разработке Методических рекомендаций по составлению и подготовке к изданию Государственной гидрогеологической карты СССР масштаба 1:200 000 [2], но полностью сделать это не удалось. Так, предложенные определения не охватывают всего разнообразия гидрогеологических подразделений. В частности, в схему плохо вписываются слабо-водоносные породы терригенного флиша, широко развитые в альяпийской зоне складчатости СССР. Некоторые положения сформулированы недостаточно четко; отсутствует иерархическая система единиц.

В данной статье на основании практического использования указанных методических рекомендаций, обсуждения вопросов стратификации на заседаниях ученых советов ВСЕГИНГЕО, обобщения опыта рассмотрения гидрогеологических карт на секции научно-редакционного совета Мингео СССР при ВСЕГИНГЕО предлагаются усовершенствованные методические подходы к гидрогеологической стратификации. Последняя, основываясь на геолого-гидродинамическом принципе, учитывает следующие основные признаки: форма и структура геологических тел, тип проницаемости пород, градация значений проницаемости, ее пространственная изменчивость, характер водоносности пород по площади, обводненность во времени, условия гидравлической взаимосвязи гидрогеологических подразделений.

Геологические тела по форме и структуре делятся на две главные группы: пластовые (слоистые) и массивные. Примером первых могут служить слоистые осадочные толщи артезианских бассейнов, где циркуляция воды в основном происходит по направлению залегания пластов. К массивным телам относятся интрузивные, литифицированные осадочные и метаморфические породы, в которых вода движется в экзогенных или тектонических зонах трещиноватости. Могут быть также промежуточные массивно-пластовые (с преобладанием пластовых) и пластово-массивные (с преобладанием массивных) тела.

Выделяются два основных типа проницаемости — поровая и трещинная. Поровая характерна для слоистых и частично для тел промежуточного типа. Трещинная проницаемость может встречаться в любых геологических телах, включая слоистые (например, пласты трещиноватых известняков — трещинно-пластовые коллекторы по терминологии И. К. Зайцева), а также в пластах молодых эффузивов с каверновой проницаемостью.

На основании многолетнего опыта гидрогеологических съемок и картографирования, по проницаемости пород выделяются градации: проницаемые — водоносные (с преобладающими коэффициентами фильтрации 1 м/сут и более); слабопроницаемые — слабо-водоносные (от 10^{-4} до 1 м/сут*); непроницаемые — водоупорные (менее 10^{-4} м/сут).

Градации проницаемости пород — условные. Учитывая огромное разнообразие природных коллекторов и факторов, влияющих на их проницаемость, обоснование предлагаемых градаций с физическими позициями представляется практически невозможным. Термин «водоносный» характеризует водонасыщенные проницаемые, а «слабоводоносный» — водонасыщенные слабопроницаемые породы.

По характеру изменчивости проницаемости в пространстве геологические

* При наличии фактического материала допускается выделение умеренно-слабопроницаемых — слабо-водоносных пород (с коэффициентами фильтрации от 10^{-2} до 1 м/сут) и весьма слабо-водопроницаемых — слабо-водоносных (от 10^{-4} до 10^{-2} м/сут).

тела могут быть однородными (сложенные преимущественно породами с одной градацией значений водопроницаемости) или разнородными (характерны изменения водопроницаемости в несколько градаций, например, от водопроницаемых до водоупорных). Выделяются однотипные геологические тела (с одним типом проницаемости) и разнотипные, слагаемые породами с поровой и трещинной проницаемостью.

По характеру водоносности (обводненности) пород по площади могут быть отмечены гидрогеологические подразделения: 1) повсеместно водоносные (слабоводоносные), содержащие гравитационную воду на всей площади распространения; 2) водопроницаемые локально водоносные (слабоводоносные), содержащие гравитационную воду на части площади; 3) неводоносные — водопроницаемые, но не содержащие гравитационную воду (сдренированные).

По временному фактору последние могут быть разделены на постоянно обводненные и периодически обводненные.

Таксоны делятся также на гидравлически связанные и несвязанные. Критериями для определения гидравлической связи могут служить: наличие региональных водоупоров, данные по режиму, химическому, изотопному и газовому составу подземных вод, их температуре и т. д.

Условия гидравлической связи водоносных (слабоводоносных) гидрогеологических подразделений, особенно в глубоких горизонтах, в большинстве районов изучены недостаточно. Они могут быть определены экспертным путем с уточнением на следующем этапе исследований.

Предлагается установить два уровня стратификации: субрегиональный (масштаб 1 : 100 000—1 : 500 000) и региональный (масштаб 1 : 1 000 000—1 : 2 500 000). При выделении таксонов регионального уровня объединяются подразделения субрегионального ранга, гидравлически связанные между собой.

Схема гидрогеологической стратификации в обобщенном виде дана в таблице. На каждом уровне (субрегиональном, региональном) выделяются основные элементы гидрогеологической

стратификации. К ним (на субрегиональном уровне) относятся: горизонт, комплекс, свита, зона. На региональном — надгоризонт, надкомплекс, надсвита, надзона, массивно-слоистая и слоисто-массивная системы. Это элементы, которые в зависимости от градаций значений проницаемости, характера обводненности пород во времени и пространстве могут образовывать различные гидрогеологические подразделения.

Не все сочетания отмеченных признаков гидрогеологических подразделений встречаются в природе, поэтому авторы их исключили. Например, маловероятно наличие периодически локально слабо-водоносного горизонта, так как вследствие низких скоростей фильтрации при атмосферном питании образовавшиеся скопления подземных вод будут существовать в течение нескольких лет. Нецелесообразно выделение умеренно слабо-водоносных и весьма слабо-водоносных комплексов, так как комплекс представляет собой тело с разнородной проницаемостью, детальная дифференциация которого затруднительна. В то же время предлагается выделение умеренно слабо-водоносных зон для гидрогеологической стратификации глубоких частей разреза, где породы преимущественно слабопроницаемы.

В названиях гидрогеологических подразделений отражаются: градация степени проницаемости (водоносности); характер водоносности пород по площади; временная характеристика обводненности пород; возраст, генетический тип (или формационная характеристика) пород, которые являются важными косвенными признаками определения значения водопроницаемости пород и ее изменчивости.

Характеристика водоносности (обводненности) гидрогеологических подразделений в пространстве и времени дается в названиях только локально водоносных (слабоводоносных) и временно обводненных подразделений. Если последнее названо водоносным (слабоводоносным), это означает, что оно водоносно (слабоводоносно) на всей площади распространения. Приведем определения основных таксонов гидрогеологической стратификации.

Горизонт — пластовое однотипное и однородное геологическое тело.

Водоносный (слабоводоносный) горизонт — пластовое постоянно обводненное однотипное и однородное геологическое тело. Например, водоносный верхнечетвертичный аллювиальный горизонт (пески крупно- и среднезернистые с маломощными линзами глин); водоносный верхнемеловой карбонатный горизонт (известняки); слабо-водоносный ниже-среднечетвертичный эолово-делювиальный горизонт (лёссовидные суглинки).

Водоупорный горизонт представляет собой однородное однотипное пластовое геологическое тело, сложенное непроницаемыми породами. Он состоит из литологически однородных пород. Например, водоупорный чеганский (эоцен-олигоценный) морской горизонт (глины). Если пластовое геологическое тело сложено водопроницаемыми (слабоводопроницаемыми) породами с однородной и однотипной водопроницаемостью и водоносно лишь на отдельных участках, то устанавливаются локально водоносные (слабоводоносные) горизонты. Если горизонт обводнен периодически, он выделяется как периодически обводненный. Такие подразделения могут быть встречены в интенсивно дренируемых районах с расчлененным рельефом. Если водопроницаемый горизонт практически не содержит гравитационной воды, он относится к неводоносным (сдренированным).

Комплекс — пластовое однотипное разнородное геологическое тело.

Водоносный (слабоводоносный) комплекс — пластовое постоянно обводненное однотипное разнородное геологическое тело. Например, водоносный средне-верхнечетвертичный аллювиально-пролювиальный комплекс (галечники, пески, суглинки); слабо-водоносный верхнедевонский терригенный комплекс (песчаники, алевролиты, аргиллиты).

Водоупорный комплекс — слоистое геологическое тело, сложенное однотипными разнородными непроницаемыми породами. Водоупорный комплекс образуют литологически разнородные породы. Например, водоупорные меловые породы ($K_f 10^{-8}$ м/сут), перекрываемые глинами ($K_f 10^{-5}$ м/сут). Ком-

Схема гидрогеологической стратификации

Уровень стратификации	Форма и структура геологических тел	Гидрогеологические стратона	Признаки выделения				Обводненность по времени
			Типы проницаемости, ее изменчивость	Гидравлическая связь таксонов	Степень проницаемости	Водоносность по площади	
Субрегиональный	Пластовая	Горизонт	Однотипная однородная	—	Водоносный, слабо-водоносный (умеренно слабо-водоносный), водопорный	Повсеместно водоносный (слабоводоносный), проницаемый локально водоносный. Не-водоносный (проницаемый дренированный)	Постоянно периодически
		Комплекс	Однотипная разнородная	—	Водоносный, слабо-водоносный, водопорный	Повсеместно водоносный (слабоводоносный), проницаемый (слабопроницаемый) локально водоносный (слабоводоносный), водопорный локально водоносный (слабоводоносный), неводоносный (проницаемый дренированный)	То же
		Свита	Разнотипная разнородная	—	То же	Повсеместно водоносная (слабоводоносная), проницаемая локально водоносная (слабоводоносная) неводоносная (проницаемая дренированная)	"
		Зона	Однотипная (трещинная) разнородная	—	"	То же	"
I субрегиональный	Пластовая	Надгоризонт	—	Сочетание гидравлически связанных горизонтов	Водоносный, слабо-водоносный	Повсеместно	Постоянно

II региональный	Надкомплекс	—	То же + комплексы	То же	То же	То же
	Надсвита	—	Сочетание гидравлически связанных горизонтов и свит	"	"	"
	Свита	—	То же	"	"	"
	Надзона	—	Сочетание гидравлически связанных зон	"	"	"
	Система	—	То же + комплексы, свиты (при подчиненном значении зон)	"	"	"
	Пластово-массивная	—	Сочетание гидравлически связанных зон, горизонтов, комплексов, свит при преобладании зон	"	"	"

плекс выделяется по преобладающей проницаемости пород. Приведенные определения могут быть применены ко всем телам рассматриваемого типа, в частности к тем, у которых закономерности изменчивости фильтрационных свойств пород выявить очень трудно (конусы выноса). Если проницаемость изменяется по площади закономерно и могут быть выделены локальные участки, отличающиеся по среднему значению проницаемости на общем фоне, то по фактическим данным устанавливаются следующие комплексы: водоносный локально слабо-водоносный; водоносный локально водопорный; слабо-водоносный локально водопорный; водопорный локально водоносный; водопорный локально слабо-водоносный.

По аналогии с горизонтами предлагается выделять также водопроницаемые (слабоводопроницаемые), периодически водоносные и неводоносные (водопроницаемые дренированные) комплексы.

Свита — пластовое разнотипное и разнородное геологическое тело. Водоносная (слабоводоносная) свита — пластовое постоянно обводненное разнотипное и разнородное геологическое тело, сложенное чередованием пород с поровой и трещинной проницаемостью, которое невозможно разделить на отдельные горизонты. Например, слабо-водоносная верхнемеловая карбонатно-терригенно-флишевая свита (тонкое переслаивание алевролитов, аргиллитов, известняков).

Водоупорная свита — пластовое геологическое тело, сложенное разнородными разнотипными непроницаемыми породами. Например, водоупорная верхнепермская свита, представленная переслаиванием глин, мергелей, галогенных пород. Для водоупорной свиты характерно наличие глинистых, карбонатных и галогенных пород. По аналогии могут быть выделены водопроницаемая локально водоносная, слабо-водопроницаемая локально слабо-водоносная, периодически локально водоносная, водопроницаемая дренированная свиты.

Зона — массивное однотипное разнородное геологическое тело.

Водоносная (слабоводоносная) зона — массивное однотипное (трещиноватое) разнородное постоянно обводненное геологическое тело. Например, водоносная нижнедевонская эффузивная зона (миндалекаменные порфиры); слабоводоносная верхнепалеозойская зона гранитоидов. Слабоводоносные зоны могут разделяться на умеренно слабоводоносные и весьма слабоводоносные. Водоносные (слабоводоносные) зоны устанавливаются в магматических, метаморфических и осадочных породах с высокой степенью литификации. Водоупорная зона представляет собой массивное геологическое тело, сложенное непроницаемыми породами. Отмечается в практически нетрещиноватых скальных породах, на больших глубинах или вблизи поверхности (в том числе в интрузивных породах с залеченными трещинами).

По аналогии с другими гидрогеологическими подразделениями устанавливаются водопроницаемые локально водоносные, слабоводопроницаемые, локально слабоводоносные, водоупорные локально водоносные, периодически водоносные, неводоносные (водопроницаемые сдренированные) зоны. На региональном уровне водоупорные подразделения не выделяются, так как они определяют гидравлическую связь таксонов и служат их границами в разрезе.

Надгоризонт водоносный (слабоводоносный) — сочетание водоносных (слабоводоносных) горизонтов, гидравлически связанных между собой. Например, водоносный среднететеричный — современный морской надгоризонт, распространенный в Прикаспийской впадине, включающий в себя новокаспийский, хвалынский, хазарский водоносные горизонты, отделяемые от неогеновых гидрогеологических подразделений водоупорным бакинским нижнететеричным горизонтом. Название надгоризонта дается по преобладающим значениям водопроницаемости слагающих его таксонов субрегионального уровня. Учитывая, что надгоризонт состоит из нескольких горизонтов, по крайней мере один из которых водоносный (слабоводоносный), нецелесообразно выделять локальные или периодически водоносные горизон-

ты. Это замечание касается и описываемых ниже гидрогеологических подразделений.

Надкомплекс водоносный (слабоводоносный) — сочетание гидравлически связанных между собой водоносных горизонтов и комплексов. Например, водоносный верхнемеловой — четвертичный флювиогляциальный терригенно-карбонатный надкомплекс в Московском артезианском бассейне, включающий четвертичные водоносные горизонты, неогеновый, коньяк-сантонский водоносные комплексы, подстилаемые водоупорным комплексом турона; водоносный постэоценовый делювиально-пролювиальный, терригенный надкомплекс в Центральнокаспийской группе бассейнов, включающий четвертичный делювиально-пролювиальный, верхнеплиоценовый и олигоценный терригенные водоносные комплексы, подстилаемые водоупорным эоценовым горизонтом.

Надсвета водоносная (слабоводоносная) — сочетание гидравлически связанных между собой водоносных (слабоводоносных) горизонтов и свит. Например, водоносная мел-палеогеновая терригенно-карбонатная надсвета Среднего Поволжья, включающая олигоцен-миоценовые, плиоценовые водоносные комплексы, эоценовую слабоводоносную свиту, залегающие на юрском водоупорном горизонте.

Серия водоносная (слабоводоносная) — сочетание гидравлически связанных между собой водоносных (слабоводоносных) горизонтов, комплексов, свит. Например, водоносная верхнемеловая — четвертичная молассовая, терригенно-карбонатно-эффузивная серия Закавказья, ограниченная снизу верхнеюрским водоупорным горизонтом; водоносная верхнемеловая — палеогеновая терригенно-карбонатная серия Поволжья, включающая палеогеновую водоносную свиту, верхнемеловые водоносные и слабоводоносные комплексы и горизонты.

Надзона водоносная (слабоводоносная) — сочетание гидравлически связанных между собой водоносных (слабоводоносных) зон. Например, водоносная среднекаменноугольная — нижнепермская терригенно-карбонатная надзона (Джезказганская впадина), включающая нижнепермскую терри-

генно-карбонатную и средне-верхнекаменноугольную терригенную зоны.

Массивно-пластовая система водоносная (слабоводоносная) — сочетание гидравлически связанных между собой зон, горизонтов, комплексов, свит с подчиненным значением зон. Примером могут служить водоносные (слабоводоносные) горизонты, комплексы терригенных отложений межгорных впадин, залегающих на водоносных зонах и надзонах палеозойских пород.

Пластово-массивная система водоносная (слабоводоносная) — сочетание гидравлически связанных между собой водоносных (слабоводоносных) зон, горизонтов, комплексов, свит с преобладающим значением зон. Например, водоносные (слабоводоносные) горизонты, комплексы, свиты небольших межгорных впадин, перекрывающие несколько водоносных зон или надзону.

Предлагаемая стратификация может служить базой для составления гидро-

геологических карт различных масштабов, региональной основой для построения постоянно действующих гидродинамических моделей гидрогеологических структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антыпко Б. Е., Соколовский Л. Г. Принципы гидрогеологической стратификации/Сов. геология. 1980. № 7. С. 106—118.
2. Методические рекомендации по составлению и подготовке к изданию Государственной гидрогеологической карты СССР масштаба 1:200 000/Под ред. Л. А. Островского и А. А. Шпака.— М.: ВСЕГИНГЕО, 1985.
3. Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1:1 000 000—1:500 000 и 1:200 000—1:100 000.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.
4. Островский Л. А. Принципы гидрогеологической стратификации и детальность картирования в зависимости от масштаба//Тр. ВСЕГИНГЕО. 1982. Вып. 148. С. 39—46.
5. Фролов Н. М. Многоуровневая система гидрогеологической стратификации. Там же. С. 13—25.

Принята редколлегией 25 января 1988 г.

УДК 528.711(202) : 553.78(575.1)

А. В. САДОВ, А. С. ВИКТОРОВ,
Т. Б. ГРЕБЕНЩИКОВА, Л. И. ПЛАХИНА (ВСЕГИНГЕО)

Дистанционные методы при поисках термальных вод в Зеравшанском артезианском бассейне

Дистанционные методы — перспективное направление при поисках подземных вод [2, 4, 5]. Наиболее широко они применяются для обнаружения неглубокозалегающих грунтовых пресных и слабосолоноватых вод. Во ВСЕГИНГЕО было исследовано использование дистанционных методов при поисках термальных вод на участке Зеравшанского артезианского бассейна. Рассматриваемая территория лежит в предгорьях хр. Южный Нура-тау, частично охватывая низкогорья (массив Каратау). Геологические и гидрогеологические условия охарактеризованы в работах Х. В. Рыскиной, Д. М. Огарева, Ю. И. Лошкина, В. П. Волкова и др.

В геологическом разрезе района преобладают палеогеновые глины и неогеновые алевролиты, песчаники, конгломераты, перекрытые с поверх-

ности чехлом четвертичных лессовидных суглинков. В пределах региона развиты водоносные горизонты и комплексы аллювиальных и аллювиально-пролювиальных четвертичных пород, водоносный комплекс верхнеплиоценовых отложений, воды зоны открытой трещиноватости силурийских осадков и интрузивных пород верхнего палеозоя. В районе преобладают однообразные наклонные эрозионные равнины, сложенные с поверхности пылеватых суглинками, которые местами прорезаются крупными саями с временными водотоками. В отдельных местах развиты расчлененные низкогорья на гранитах (Каратау) и сланцах (гряда Учкура). Растительный покров нарушен выпасом и представляет собой однообразные сочетания сообществ с господством эфемеров, ранга, полыней; древесно-кустарниковая расти-

тельность (миндаль, боялыч, тополь) появляется лишь в саях и на низкогорьях.

Работами Голодностепской ГГЭ на небольшом участке в районе пос. Чилиаш обнаружены термальные воды, приуроченные к гранитам, гранодиоритам и диоритам, которые отличаются интенсивной трещиноватостью. Воды вскрыты на глубинах 110—700 м, их минерализация составляет преимущественно 1,6—1,8 г/л; воды имеют хлоридно-натриевый состав и температуру на изливе 50—70 °С.

Основной задачей на рассматриваемой территории было выявление предварительных участков, перспективных для поисков термальных вод, на которых могли бы локализоваться поисковые геофизические и гидрогеологические исследования.

Изучение геолого-гидрогеологических условий района работ, регионального тектонического строения, а также самого Чилиашского участка, сопоставление имеющихся материалов с данными дешифрирования КФС и определение типа месторождения [1] позволили установить основные поисковые критерии.

1. Существование очага повышенных геотемператур, связанного с гранитоидными интрузиями в фундаменте, которые обычно тяготеют к тектоническим поднятиям, испытывающим восходящие новейшие движения.

2. Наличие пересечения крупных субмеридиональных разрывных нарушений, преимущественно сбросово-раздвиговых структур, которые наиболее благоприятны для проникновения эндогенных флюидов в верхние горизонты.

Методика исследований основывалась на сочетании комплекса дистанционных методов (аэро-, космодетекция, тепловая инфракрасная съемка — ТИКАС) с наземными ландшафтно-индикационными исследованиями и на использовании геофизических данных. Исследования включали следующие основные этапы: тектоническое дешифрирование материалов аэро- и космодетекции; проведение ТИКАС и дешифрирование ее материалов; проверочные наземные ландшафтно-индикационные исследования; сопоставле-

ние с геофизическими данными и заключительная интерпретация материалов.

Тектоническое дешифрирование КФС и АФС проводилось для выделения разрывных нарушений, блоковых структур и оценки их гидрогеологического значения. При этом использовались черно-белые АФС среднего масштаба и спектрозональные отпечатки КФС масштаба 1:200 000. Разломы устанавливаются с помощью анализа ландшафтных рисунков на базе известных признаков: линейная или звездчатая форма контуров, спрямленные участки границ, преобладание одного — трех направлений ориентировки, группировка контуров в прямые линии. Блоковые структуры выявлялись как крупные участки, ограниченные разрывными нарушениями, которые отличались по рисунку изображения и (реже) по фототону или цвету. Такой подход к дешифрированию тектонических блоков базировался на предположении о том, что каждый блок, отличаясь геологическим разрезом, трещиноватостью и характером неотектонического развития, имеет свои наборы ландшафтов и особенности ландшафтных рисунков (как на уровне ландшафтов, так и микроландшафтов).

Оценка гидрогеологической роли тектонических элементов производилась следующими приемами: 1) сопоставлением с положением родников, отражающихся на АФС и КФС; 2) сопоставлением с положением обводненных и необводненных участков саев; 3) фиксацией сходимости на границах блоков эрозионной сети и смены расширенных и суженных участков саев; 4) сопоставлением с данными скважин (дебит, уровень и др.) и другими фоновыми гидрогеологическими материалами, 5) анализом тектодинамических закономерностей, связывающих направление разломов и характер движений по ним с их гидрогеологической ролью [3].

В итоге была составлена предварительная тектоническая схема с оценкой гидрогеологической роли тектонических элементов, а также таблица дешифровочных признаков. ТИКАС выполнялась на всей исследуемой территории как в дневные, так и в ночные часы, в весенний и осенний сезоны с

помощью тепловизора «Вулкан». Съемка предварялась наземными термометрическими наблюдениями с целью получения необходимых характеристик поверхностного температурного поля для выбора времени съемок и настройки тепловизора. В результате проведения ТИКАС были получены черно-белые снимки среднего масштаба.

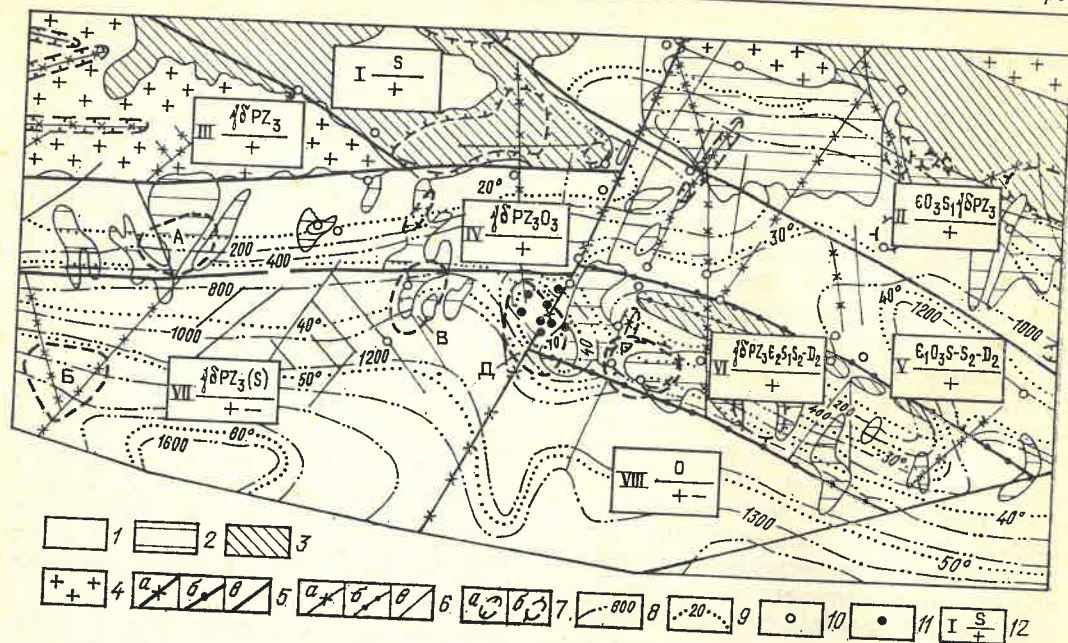
Анализ последних показал, что целесообразно дешифрирование снимков, выполненных только в ночное время суток, так как на дневных все маскирует свето-теневая мозаика, обусловленная рельефом. При дешифрировании ночных снимков аномалии выделялись на малоконтрастном фоне, которым представлена основная часть территории. В соответствии с задачами исследования наиболее интересны площадные положительные аномалии, а также линейные аномалии разных знаков. В результате были составлены предварительная карта тепловых аномалий и каталог аномалий с указанием времени и сезона съемок, их зафиксировавших.

Полевые наземные ландшафтно-индикационные исследования проводились для проверки и уточнения результатов тектонического дешифрирования и отбраковки тепловых аномалий экзогенного происхождения. Они включали дешифрирование АФС, маршруты с производством комплексных описаний, бурение скважин мотобуром и отбор проб воды и грунта; анализировались гранулометрический состав и водная вытяжка проб грунта. Ландшафтно-индикационная карта вещественного состава и засоления поверхностных отложений строилась с использованием индикационных свойств ландшафтных рисунков. Необходимость этого вызвана значительной однородностью отложений и растительного покрова. В ландшафтно-индикационной таблице особенности ландшафтного рисунка фигурируют в описании индикаторов. Для проверки тектонической схемы сопоставлялись ландшафтно-индикационная карта с очертаниями блоковых структур и разрывных нарушений.

Такой метод базируется на возможной связи новейших тектонических движений, в которых участвуют блоки, с процессами формирования состава отложений и с солевыми потоками.

При ландшафтно-индикационных исследованиях проводились геотермические наблюдения в приповерхностных горизонтах, имевшие целью выявление закономерностей строения приповерхностного геотермического поля. Замеры велись в шурфах и скважинах ручного бурения на глубинах 0,05, 0,4 и 2,0 м с помощью термометров с интервалом в два-три часа двухсуточными циклами. Отбраковка тепловых аномалий осуществлялась путем сопоставления их положения с контурами ландшафтной карты, а также на базе установления в процессе геотермических исследований взаимосвязей приповерхностного геотермического поля и экзогенных факторов его формирования. Заключительная интерпретация включала сравнение результатов дешифрирования с геофизическими данными и материалами термокаротажа, а также построение итоговых карт. Имеющиеся фоновые данные сейсморазведки по глубине залегания фундамента и его составу были сопоставлены с материалами тектонического дешифрирования и бурения. Это позволило существенно откорректировать карту глубины залегания складчатого комплекса. На основании термокаротажа и информации о глубине залегания складчатого фундамента были получены сведения о геотемпературном поле поверхности фундамента.

В итоге на базе уточнения представлений о гидрогеологических условиях территории построена карта участков, перспективных для поисков термальных вод. На ней отражены: распространение на поверхности основных водоносных комплексов и вод зон открытой трещиноватости, блоковые структуры и разрывные нарушения разного порядка, эндогенно обусловленные тепловые аномалии, состав пород фундамента и глубина его залегания, геотемпературы поверхности фундамента, а также результаты опробования водопунктов. Для каждого блока приводятся состав пород фундамента (экстраполяция геофизических данных и бурения по блокам, полученная по МДС), глубина залегания фундамента и характер неотектонических движений. Для разрывных нарушений указывается их гидрогеологическая роль.



Карта участков, перспективных для поисков термальных вод:

водоносные горизонты и зоны трещиноватости в отложениях: 1 — аллювиальных и аллювиально-пролювиальных верхне- и среднечетвертичных, 2 — верхнеплиоценовых, верхнемеловых, девонских и нижнекаменноугольных, 3 — силурийских, 4 — верхнепалеозойских интрузивных; разломы: 5 — ограничивающие тектонические блоки, 6 — внутри блоков (а — водоносные, б — экранирующие, в — гидрогеологическое значение не определено); 7 — геотермические аномалии (по данным ТИКАС); а — отрицательные, б —

положительные; 8 — изолинии глубины залегания палеозойского фундамента, м; 9 — изотермы поверхности палеозойского фундамента, °С; 10 — водопункт; 11 — скважина, вскрывшая термальные воды; 12 — индекс тектонического блока: слева — номер, в числителе — возраст преобладающих пород фундамента, в знаменателе — направление движения в неотектонический этап развития; участки: А — Северный, Б — Южный, В — Ачийский (условно перспективный), Г — Чилийский, Д — Учкаринский (условно перспективный)

На карте показано также расположение участков, перспективных и условно перспективных для поисков термальных вод. Они были установлены путем использования выделенных ранее поисковых критериев применительно к исследованной территории. В качестве перспективных выбирались участки в пределах блока с преимущественным развитием в составе фундамента интрузивных гранитоидов, в зоне пересечения наиболее крупных разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний, учитывалось также наличие субширотного нарушения, лежащего ниже участка по потоку и играющего предположительно роль экрана.

Главным результатом проведенных исследований следует считать уточнение гидрогеологического строения исследуемого района на базе выделения блоковых структур (рисунок). Первый блок расположен в северной части района и вытянут на северо-запад. Он

характеризуется преобладанием подземных вод зоны открытой трещиноватости ордовикских отложений (по данным И. А. Пяновской). В пределах блока геологическая съемка позволила выявить решетку разрывных нарушений, однако на материалах дистанционных съемок читаются нарушения преимущественно северо-западного направления. Видимо, основная часть нарушений не активизировалась на неотектоническом этапе развития.

На снимках ТИКАС фототон изображений серый или темно-серый. Исключение составляют участки пересечения блока Майдансаем и Каттасаем — здесь появляются на ночных снимках светлые полосы, свидетельствующие о повышенных температурах за счет возможного глубинного нагревания.

Второй выделенный блок ограничен в пределах рассматриваемой территории протяженными разрывными нарушениями запад-северо-западного и северо-восточного простираний. Первое

нарушение подтверждается резким флексурообразным изменением глубины залегания фундамента, отразившегося в виде резкого изгиба изолиний 200, 400, 600 и 800 м, которое зафиксировано по данным сейсморазведки. Фундамент блока сложен преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя. В то же время в отдельных местах фундамент сложен гранитоидными интрузивными породами.

На материалах ТИКАС в районе пос. Уртакурган проявляется светлый овальный участок, имеющий полосчатую структуру, который располагается в поле развития силурийских пород и огибается саям, что говорит о неотектоническом воздымании. В целом эти данные свидетельствуют о тепловой аномалии, связанной с разогретыми гранитоидными интрузиями. Это подтверждается выделенными по результатам аэрофотогеологического картирования гранитами, положение которых на многокилометровом участке профиля совпадает с аномалией. Часть нарушений, лежащих в пределах блока, водоносны. На это указывают родники, дешифрирующиеся на южной границе блока, которая играет здесь роль экрана. Один из субширотных разломов в восточной части блока прослеживается только по материалам ТИКАС (линейная отрицательная аномалия), он подтверждается уступом фундамента по данным сейсморазведки и согласуется с расположением севернее его увлажненной котловины. Последнее, а также резко пониженный уровень грунтовых вод в скважине, лежащей южнее нарушения, позволяют говорить о его возможной экранирующей роли.

Третий блок представляет собой клин, ограниченный субширотным и северо-западным нарушениями и характеризуется преобладанием подземных вод зоны открытой трещиноватости интрузивных пород. В его пределах дешифрируются крупные субширотные и множество мелких разломов, которые большей частью водоносны. Территория блока выделяется светлым фототоном на материалах ночной ТИКАС. Несмотря на это, в западной его части на сопряжении гранитов и силурийских отложений прослеживается

тепловая аномалия, которая может интерпретироваться как очаг глубинного тепла.

Четвертый тектонический блок вытянут субширотно от Майданса до западной границы участка. Южная его граница трассируется по глубоко врезаным прямолинейным оврагам и выходам неогеновых отложений, резкому изменению направления эрозионных форм и их слиянию, смене увлажненных и сухих участков в руслах Майданса и Каттаса. Правильность выделения блока подтверждают галоиндикационные исследования. Для его территории индицируется преимущественно высокое засоление отложений — на повышениях обычно более 0,7 г/100 г с глубины 1,5 м, в то время как в пограничном седьмом блоке не превышает 0,6 г/100 г. Видимо, такое засоление территории блока может быть связано с тектоническим воздыманием и быстрым обновлением экспозиции, которые обуславливают пониженную мощность пылеватых суглинков, «отмытых» от содержащихся в них солей. Определенную роль играет и близость неогеновых отложений. Проведенными исследованиями впервые обнаружены и уточнены очертания выходов гранитов на отдельных участках южнее Каратауского батолита. Они представляют собой узкие гряды шириной 0,3—0,5 км и длиной до 1—3 км, заметные на всех МДС. Фундамент в пределах четвертого блока сложен преимущественно интрузивными породами кислого состава. Об этом говорят данные дешифрирования, материалы скважин, а также сейсмо- и магниторазведки.

Часть нарушений водоносны, они индицируются прямолинейными саями с древесно-кустарниковой растительностью. Например, существование разлома, прослеживаемого через пос. Чилий, подтверждается высокими дебитами (13,3 л/с), в то время как фоновые составляют десятки доли.

Пятый блок протягивается в субширотном направлении. Его южная граница — разлом вдоль гряды Учкара, который служит экраном. Здесь развиты преимущественно водоносные комплексы четвертичных отложений. Галоиндикационные исследования подтверждают выделение блока (по инди-

кационным данным засоление суглинков не превышает 0,16 г/100 г). Такое засоление следует связать с нисходящими движениями на неотектоническом этапе развития. Фундамент блока сложен в основном осадочными палеозойскими породами; развитие интрузий маловероятно. В пределах блока отмечается ряд водоносных разрывных нарушений, что подтверждается родниками и повышенными дебитами скважин.

На материалах ночной ТИКАС аномалий не обнаружено, за исключением линейной отрицательной вдоль гряды Учкара. Она, по-видимому, отвечает зоне повышенной влажности вдоль барража.

Шестой блок вытянут в субширотном направлении. С юга ограничен разрывным нарушением, играющим, вероятно, роль экрана, что подтверждает наличие увлажненных участков саев (район пос. Учкара, Мурдаш) и солончака, обрезаемых южной границей блока, а также повышение минерализации грунтовых вод.

На площади блока развиты в паритетном соотношении водоносные комплексы четвертичных и верхнеплиоценовых отложений. По данным аэрофотогеологического картирования, фундамент сложен преимущественно алевритами, песчаниками и сланцами позднеордовикского и силурийско-среднедевонского возраста. Однако наличие положительных тепловых аномалий на материалах ночной ТИКАС, согласующееся с данными сейсморазведки и ранее проведенных металлогенических исследований, делают весьма вероятным существование гранитоидов в составе фундамента. Галоиндикационные исследования указывают на преобладание в границах блока относительно высокого засоления грунтов (0,6—1,0 г/100 г), что подтверждает правильность выделения блока.

Седьмой тектонический блок имеет форму изогнутого клина. Здесь развиты в основном водоносные комплексы четвертичных отложений. Решетчатый ландшафтный рисунок отражает соответствующую картину разрывных нарушений, напоминающую третий блок (Каратауский батолит). Это согласуется с данными бурения и позволяет предположить широкое распростране-

ние кислых интрузивов в составе фундамента. Территория блока пересекается крупными водоносными нарушениями и рядом мелких, являющихся участками с повышенной проницаемостью. Положительных тепловых аномалий на материалах ТИКАС не отмечается. На площади структуры в районе пос. Аччи выделяются участки с признаками интенсивного неотектонического воздымания — высокая густота и глубина расчленения, выходы неогеновых красноцветов, хорошая выраженность решетчатого рисунка.

Восьмой блок вытянут в субширотном направлении. Существование обнаруженного по КФС разлома, который служит восточной границей блока, подтверждается (по данным сейсморазведки) уступом на поверхности фундамента. Северная граница трассируется, как на АФС и КФС, так и (по резкому тепловому контрасту) на материалах ночной ТИКАС. В пределах блока развиты водоносные горизонты и комплексы только верхне- и средне-четвертичных отложений. Разрывные нарушения практически отсутствуют. Изображение на материалах ночной ТИКАС мало контрастно. Вероятно, господствуют тенденции тектонического опускания и замедленный водообмен.

Территория девятого блока наименее исследована. Характерная его черта — существование веерно расходящихся разрывных нарушений, выявленных по КФС. В них входят и западная граница блока и нарушение, проходящее через пос. Андак, которое установлено по материалам ТИКАС. Точка схождения нарушений расположена в горах и замечательна тем, что именно здесь при движении с запада на восток исчезают выходы на поверхность гранитных интрузий по оси гор Южный Нуратау, тянувшиеся многие десятки километров. Расположение веера нарушений хорошо согласуется с изгибами изолиний глубины залегания фундамента 500, 600 и 800 м к востоку от пос. Андак, а также с приподнятыми и опущенными участками фундамента на продолжении гряды Учкара. Блок отличается повышенными глубинами залегания грунтовых вод (25—40 м по скважинам) и несколько возросшей минерализацией.

Уточнение гидрогеологических условий района на базе выделения блоковых структур позволило установить ряд участков, перспективных для поисков термальных вод.

Первым участком, на котором выполняются все критерии, является Чилиашский; здесь уже обнаружены термальные воды и поэтому он выступал в качестве эталонного. Два других участка — Северный и Южный — лежат несколько западнее. Они выбирались в пределах благоприятных структур, а именно блоковых структур с фундаментом, сложенным гранитоидными интрузивами. Кроме того, каждый участок приурочен к пересечению двух разломов северо-восточного и северо-западного простираний, а также лежит несколько выше по потоку, чем субширотные разломы, которые ограничивают блоки. Пересечение субмеридиональных нарушений, обладающих повышенной проницаемостью, создает условия для подъема по ослабленной зоне высокотемпературных водных флюидов; субширотный разлом играет экранирующую роль. Следует подчеркнуть, что Чилиашский участок приурочен к пересечению наиболее мощных и водоносных разрывных нарушений, с которыми на других участках сравним только один из сходящихся разломов. На пересечении разломов предполагается наличие штокообразных тел с резким уменьшением глубины залегания фундамента и с локальными зонами высоких температур (на карте не отмечены).

Тепловые аномалии на материалах ТИКАС на участках (в том числе на эталонном) не были выявлены. Видимо, это связано с зоной инфильтрующихся охлажденных вод, обычно экранирующих на территории развития рыхлых отложений глубинный тепловой поток.

Помимо перспективных были определены условно перспективные участки, с менее благоприятным сочетанием признаков. При их выделении материалы ТИКАС также указывали на перспективность, особенно на участке южнее гряды Учкара.

На основании проделанной работы можно заключить следующее.

1. Применение комплекса дистанционных методов (ТИКАС, аэро- и космодетекция) с использованием данных ландшафтно-индикационных и геофизических исследований позволило уточнить гидрогеологические условия района гор Южный Нуратау на базе выделения блоковых структур и оценки их гидрогеологической роли.

2. Уточнение гидрогеологических условий дало возможность отметить участки предгорий, перспективные для поисков термальных вод.

3. Применение ТИКАС оказалось перспективным только в ночное время и для выделения лишь неглубоко залегающих очагов глубинного тепла преимущественно в области развития кристаллических пород, что, вероятно, связано с экранирующим воздействием фильтрующихся вод.

4. В аридных предгорьях Средней Азии целесообразна постановка опережающих исследований по применению дистанционных методов в комплексе с наземными ландшафтно-индикационными и геофизическими исследованиями с целью предварительного выделения участков, перспективных для поисков термальных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г. С. Поиски и разведка месторождений минеральных вод в трещинных массивах. — М.: Недра, 1973.
2. Востокова Е. А. Использование аэрокосмических фотоснимков при гидрогеологических исследованиях в пустыне. — М.: Недра, 1980.
3. Расцветаев Л. М. Закономерности размещения структур на поверхности Земли и их тектодинамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., 1980. Вып. 340. С. 16—25.
4. Садов А. В., Бурлешин М. И., Викторов А. С. Аэрокосмические методы поисков подземных вод. — М.: Недра, 1985.
5. Шилин Б. В. Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. — Л.: Гидрометеоздат, 1980.

Принята редколлегией 26 октября 1987 г.



Памяти Александра Павловича Марковского



Геологическая общественность нашей страны понесла тяжелую утрату. 17 октября 1988 г. на 89 году жизни скончался один из основателей советской научной школы геологической картографии, Герой Социалистического Труда, заслуженный деятель науки Таджикской ССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор Александр Павлович Марковский.

А. П. Марковский родился в 1900 г. в г. Задонске в семье учителя. 18-летним юношей он уходит добровольцем в Красную Армию, участвует в борьбе с Колчаком, затем служит в штабе Орловского военного округа, откуда в 1920 г. командировается на учебу в Петроградский горный институт.

В 1923 г. еще студентом Александр Павлович начинает работать в Геологическом комитете, позже — ВСЕГЕИ, с которым была связана вся его дальнейшая жизнь и деятельность.

Главными направлениями исследований А. П. Марковского на протяжении двух десятилетий стали геология и полезные ископаемые Средней Азии. Поэтому при организации в 1932 г. Таджикско-Памирской экспедиции ее начальник академик Н. П. Горбунов пригласил А. П. Марковского возглавить геологосъемочные работы. По окончании экспедиции он занимается обобщением накопленного материала и руководит составлением ряда региональных геологических карт, завершившихся созданием геологической карты юго-востока Средней Азии.

Во время Великой Отечественной войны А. П. Марковский консультирует геологические поисковые партии в Киргизии. В апреле 1944 г. он по решению Комитета по делам геологии назначается заведующим сектором региональной геологии ВСЕГЕИ, активно участвует в восстановлении института и организует планомерные региональные исследования.

С 1950 по 1963 гг. А. П. Марковский — заместитель директора ВСЕГЕИ по научной работе. С 1955 г. — председатель Научно-редак-

ционного совета (НРС) Мингео СССР при ВСЕГЕИ.

Важнейшим делом жизни Александра Павловича была геологическая картография, ее практическая отдача, повышение качества издаваемых карт, их информативности, целенаправленности, эффективности использования в народном хозяйстве. По инициативе А. П. Марковского, Е. Т. Шаталова, С. А. Музылева в начале 50-х годов была подготовлена всеобъемлющая программа геологического картирования как одной из основных задач отрасли.

А. П. Марковский справедливо считается одним из продолжателей развития отечественной научной школы геологической картографии. В значительной мере его заслугой является переход на составление взаимоувязанных комплексов карт разного геологического содержания, утверждение государственного статуса системы геологического картирования, унификация и комплексирование методов геологической съемки.

Будучи председателем НРС, А. П. Марковский внес большой вклад в дело обучения и воспитания геологических кадров страны. Апробация карт на НРС была полезной школой для всех, кто представлял карты к изданию.

Второе направление деятельности А. П. Марковского было связано с организацией научных исследований. Его умение четко определять перспективы работ и объединять большие научные коллективы, настойчивость в доведении дел до конечного результата способствовали, а нередко и определяли успешное решение крупных проблем региональной геологии. А. П. Марковский являлся членом бюро Межведомственного стратиграфического комитета, членом Комиссии по геологической карте Мира, Национального комитета геологов СССР, Ученого совета ВСЕГЕИ.

В последние годы жизни Александр Павлович живо интересовался историей отечественной геологии. Он был инициатором и организатором создания серии книг о выдающихся геологах нашей Родины, участвовал в составлении юбилейного издания о Геолкоме — ВСЕГЕИ, придавал большое значение патристическому воспитанию молодежи.

А. П. Марковский избирался депутатом Свердловского районного Совета народных депутатов г. Ленинграда, членом ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ.

Заслуги А. П. Марковского в организации планомерного геологического изучения территории СССР, в развитии отечественной геологической картографии были высоко оценены Коммунистической партией и Советским государством. Он был удостоен звания Героя Социалистического Труда, награжден двумя орденами Ленина, орденом «Знак Почета», Почетной Грамотой Президиума Верховного Совета РСФСР. Одному из первых ему был вручен знак «Почетный разведчик недр».

Светлая память об Александре Павловиче Марковском, выдающемся геологе, крупном организаторе науки навсегда останется в сердцах его коллег, последователей и учеников.

Е. А. Козловский, М. Д. Пельменёв,
Ф. К. Салманов, А. И. Бабилов,
В. М. Волков, Н. М. Гавриленко,

В. Ф. Рогов, Е. М. Селифонов,
Р. А. Сумбатов, Н. З. Беденков,
В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов,
А. И. Кривцов, В. А. Максимов,
В. А. Чернов, Н. В. Межеловский,
А. Д. Щеглов, А. И. Жамойда,
Л. И. Красный, Р. И. Соколов,
Г. Н. Шапошников

Памятные даты

100-летие Калистрата Евстафиевича Габуния



Калистрат Евстафиевич Габуния — один из основоположников грузинской геологической школы — родился 22 января 1888 г. в с. Амаглеба Багдадского (ныне Маяковского) района. В 1900 г. он поступил в Кутаисское реальное училище, где проявились его исключительные математические способности и трудолюбие. За организацию антиправительственных выступлений учащихся он на два года был исключен из училища. В 1910 г. поступил на горный факультет Томского технологического института. Способный юноша обратил на себя внимание преподавателей и заслужил их симпатии. И когда в 1911 г. за участие в студенческой забастовке был исключен из института, В. А. Обручев поручил ему проведение гидро-технических исследований в бассейне р. Томь, а через год добился его восстановления.

По окончании института с 1919 г. он работает в Сибирском геологическом комитете, изучает геологическое строение Кузнецкого каменноугольного бассейна.

К. Е. Габуния был инициатором съезда представителей грузинских землячеств Сибири и Дальнего Востока, который состоялся в 1919 г. в Харбине (Китай). Производственную работу он совмещает с педагогической деятельностью в Черемховском техникуме. В 1921 г. преподает в Харбинской гимназии, участвует в организации общества изучения Маньчжурии, исследует минеральные источники края. В 1923 г. К. Е. Габуния по кон-

курсу избирается преподавателем Томского университета. По совместительству продолжает работу в Сибирском геологическом комитете, приступает к изучению археоциатид Кузнецкого бассейна.

В 1924 г. К. Е. Габуния покидает Томск и уезжает в Грузию, где с присущей ему энергией развертывает педагогическую, научную и организаторскую деятельность. Он преподает на политехническом факультете Тбилисского университета, где одновременно с ним читали лекции такие выдающиеся ученые, как А. И. Джанелидзе, А. А. Твалччелидзе, Г. М. Смирнов.

В 1926 г. он основал кафедру прикладной геологии, которой бессменно руководил до конца жизни. Активно участвовал в создании Грузинского политехнического института, многие годы был деканом геологического факультета. Ему принадлежит значительная роль в организации Закавказского геологического управления. Он один из инициаторов учреждения Грузинского геологического общества, председателем которого оставался до конца жизни. В качестве консультанта участвовал в работе Народного комиссариата тяжелой промышленности.

В 20-е годы в результате изучения Чатахского железорудного района К. Е. Габуния определяет генезис Чатахского месторождения. Впервые им установлено наличие отложений лейаса и его трансгрессивное залегание на породах Локского кристаллического массива. Им выделены вулканогенные свиты байоса и верхнего мела и выявлено их трансгрессивное залегание на более древних свитах. По-новому было освещено тектоническое строение региона и история его геологического развития. В пределах Дзирульского массива установлено наличие отложений лейаса, вулканогенной порфириновой свиты байоса и осадочной вулканогенной свиты нижнего альба. На базе изученных К. Е. Габуния Кисатибского месторождения диатомита и Алгетского месторождения литографского камня открыты горные предприятия.

Проходят годы, сменяются поколения геологов, все меньше остается его учеников, поэтому наш долг рассказать о Калистрате Евстафиевиче Габунии — замечательном ученом, прекрасном и обаятельном человеке.

Г. И. Тогонидзе, Г. А. Магалашвили

Производственно-техническая литература

Амарян А. С. Свойства слабых грунтов и методы их изучения. 15 л. 75 к.

Для инженерно-технических работников, занимающихся инженерно-геологическими изысканиями.

Толмачев В. В., Ройтер Ф. Инженерное карстоведение. 10 л. 50 к.

Для специалистов-практиков в области инженерной геологии, горного дела и строительства.

Учебники для вузов

Иванов И. П. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. 20 л. 1 р.

Для студентов горных специальностей вузов.

Ломтадзе В. Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований: Учеб. пособие для вузов.— 2-е изд., перераб. и доп. 20 л. 1 р.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология».

Учебники для техникумов

Фролов А. Ф., Коротких И. В. Инженерная геология: Учебник для техникумов.— 2-е изд., перераб. и доп. 30 л. 1 р. 20 к.

Для учащихся геологоразведочных техникумов.

Геоморфология

Производственно-техническая литература

Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. 12 л. 60 к.

Для геологов-поисковиков и разведчиков, геоморфологов, специалистов, занимающихся дешифрированием материалов космо- и аэросъемки.

Гардинер В., Дакомб Р. Полевая геоморфология: Пер. с англ. 18 л. 1 р. 60 к.

Для геоморфологов, геологов, географов.

Палеонтология

Учебники для вузов

Богоявленская О. В., Федоров М. В. Основы палеонтологии: Учебник для вузов. 15 л. 50 к.

Для студентов геологических специальностей горных, нефтяных и политехнических институтов.

Информация получена, не упустите время заказа!
Желаем Вам удачного выбора!

**Вниманию руководителей
научно-исследовательских организаций,
и предприятий!**

**ЖУРНАЛ
«СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ»
ПУБЛИКУЕТ НА СВОИХ СТРАНИЦАХ
РАЗНООБРАЗНУЮ РЕКЛАМУ И РЕКЛАМНЫЕ ОБЪЯВЛЕНИЯ
ОБ УСЛУГАХ, ОКАЗЫВАЕМЫХ ИНСТИТУТАМИ
И ПРЕДПРИЯТИЯМИ,
О НАУЧНЫХ РАЗРАБОТКАХ,
ВЫПУСКАЕМЫХ СБОРНИКАХ, КАРТАХ И АТЛАСАХ,
А ТАКЖЕ РЕКЛАМУ
ПО ДРУГИМ НАПРАВЛЕНИЯМ.
РЕКЛАМА ОПЛАЧИВАЕТСЯ ПО УТВЕРЖДЕННЫМ РАСЦЕНКАМ.**

МАТЕРИАЛЫ НАПРАВЛЯТЬ ПО АДРЕСУ:

123812 МОСКВА, БОЛ. ГРУЗИНСКАЯ, д. 4/6.

РЕДАКЦИЯ ЖУРНАЛА «СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ».

СПРАВКИ ПО ТЕЛЕФОНУ 254-29-56.

Г и интересные
и объявления

Contents

<i>Khrenov P. M.</i> The 100-th anniversary of the Geological Survey of East Siberia	3
METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT	
<i>Rodionov D. A.</i> Mathematical methods in geology: today's state and prospects for development	8
<i>Chekalin V. M.</i> A procedure of searching for deep-seated pyrite-complex ore deposits in the northwestern part of the Rudniy Altai	14
ENERGY RESOURCES	
<i>Kontorovich A. E., Drobot D. I., Presnova R. N.</i> Naphthides geochemistry and a problem of the Baikal oil genesis	21
<i>Kanana Ya. F., Matveev A. K.</i> Temperature and geological time contribution to the regional metamorphism of coals	30
METALS AND NON-METALS	
<i>Baratov R. B., Litvinenko K. I.</i> Evolution of mineralisation in the South Tian Shan and the Pamir	33
<i>Yuozapavichus G. A., Yurgaitis A. A.</i> Classification and genesis of glacialfluvial sandy-gravel and sand deposits	40
STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY	
<i>Zhamoida A. I.</i> On the preparation of the second edition of the Stratigraphic code of the USSR	49
<i>Zarrina E. P.</i> Correlation of the Quaternary sediments of the East European Platform and Siberia	56

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

<i>Goloudin R. I.</i> Criteria of the geological mapping of Quaternary sediments	65
<i>Chadovich T. Z., Polovnikova I. A.</i> Geothermal environments of Mesozoic-Paleozoic deposits of West Kazakhstan	70
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
<i>Gaidukova V. S., Danilchenko A. Ya., Sidorenko G. A.</i> Quantitative mineralogic analysis on the present stage of its development	74
<i>Entin A. R., Tyan O. A., Makhotko V. F., Kravchenko S. M.</i> Titanio-niobates in the ores of Seligdar type	83

GEOCHEMISTRY

<i>Yushko-Zakharova O. E., Soboleva L. N., Markevich A. B.</i> Variations in rare mineral composition and properties in sulphide mineral formation	90
---	----

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

<i>Ostrovskiy L. A., Ostrovskiy V. N., Shakhnova R. K.</i> Criteria of hydrogeological stratification	100
<i>Sadov A. V., Viktorov A. S., Grebenshchikova T. B., Plakhina L. I.</i> Remote sensing methods in searches for thermal water in the Zeravshanskiy artesian basin	107

NEWS IN BRIEF. INFORMATION

In commemoration of Alexandr Pavlovich Markovskiy	114
---	-----

NOTABLE DATES

The 100-th anniversary of Kalistrat Evstafievich Gabunia	115
--	-----

1 р. 60 к.

Индекс 70824

ISSN 0038 - 5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 2, 1-128