

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

2 / 1984

Антонов А.Е.

Тавис м. ии Асс. Д. р. ии

Стр. 27.



Ежемесячный
научный журнал

УКАЗ
ПРЕЗИДИУМА ВЕРХОВНОГО СОВЕТА РСФСР

О награждении журнала „Советская геология“
Почетной Грамотой Президиума Верховного
Совета РСФСР

За активную и плодотворную работу по пропаганде достижений геологической науки, распространение передового производственного опыта наградить журнал „Советская геология“ **ПОЧЕТНОЙ ГРАМОТОЙ ПРЕЗИДИУМА ВЕРХОВНОГО СОВЕТА РСФСР.**

Председатель Президиума
Верховного Совета РСФСР

М. ЯСНОВ

Секретарь Президиума
Верховного Совета РСФСР

Х. НЕШКОВ

Москва, 23 ноября 1983 года

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ
2/1984
ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **В. М. ВОЛКОВ**

Э. А. Азроянц, Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, Д. А. Венков,
В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекин, И. С. Грамберг,
С. В. Григорян, М. Н. Денис-А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда
(зам. главного редактора), Л. П. Жоголев, В. Ю. Зайченко,
А. Н. Золотов, Г. А. Израилева (зам. главного редактора),
А. Б. Каждан, Е. В. Карус, Н. Э. Краснова (отв. секретарь),
Л. И. Красный, А. И. Кринари, Г. В. Куликов, А. И. Лисицын,
Н. В. Межеловский, В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, И. И. Не-
стеров, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, Н. И. Погребнов,
В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтечен-
ский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович,
Л. Н. Смирнов, П. Н. Сторчак, В. С. Сурков, К. И. Сычев,
М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

РЕШЕНИЯ XXVI СЪЕЗДА КПСС —
В ЖИЗНЬ

Никоноров С. П., Дистанов У. Г., Зайнуллин И. И., Михайлов А. С., Сонкин Л. С.
Возможности использования нетрадиционных видов нерудного сырья для сельского хозяйства 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ
СЫРЬЕ

Баркан Е. С., Тихомиров В. В., Лебедев Б. А., Астафьев В. П.
Новые данные о перспективах поисков водорастворенного газа на больших глубинах 11
Вагин С. Б., Самсонов Ю. В., Донгариан Л. Ш., Шашин А. В.
Палеотектонические и палеогидрогеологические реконструкции при оценке перспектив нефтегазоносности 21

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ
МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Антонов А. Е.
Типы месторождений золото-серебряной формации 27
Трифонов Б. А., Дорошенко Н. И., Шкиль Н. М.
Геолого-структурные особенности оловянного месторождения Учкошкон 32
Белоус И. Р., Кирикилица С. И., Левенштейн М. Л., Родина Э. К., Флоринская В. Н.
Ртутносность в соляных куполах Северо-Западного Донбасса 40
Файзуллин Р. М., Панских Е. А.
Классификация апатитовых руд 48

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Бляхова С. М., Шахвердов В. А.
Расчленение и корреляция палеоцена и эоцена Чу-Сарысуйской депрессии 53
Лобанов А. И.
Оксский горизонт плейстоцена восточной части Рязанской области 66
Граусман В. В.
О находке каменноугольной флоры в Вилуйской синеклизе 70

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА

Кунин Н. Я., Островский М. И.
Соотношение структуры земной коры и крупных зон нефтегазоаккумуляции 72

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ

Суслова С. Н.
Строение и вещественный состав гранулитового комплекса на Кольском полуострове 77

ГЕОХИМИЯ

Иванкин П. Ф., Назарова Н. И.
Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород 90

ГЕОФИЗИКА

Акишев Т. А., Климов А. А., Шмаков Ю. Г.
Строение земной коры Восточного Казахстана по данным сейсморазведки МОВ 100

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Киссин И. Г., Барабанов В. Л., Гриневский А. О., Марков В. М.
О прецизионных измерениях уровня подземных вод 108

XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

Богданов Н. А.
О XXVII Международном геологическом конгрессе 116
70-летие Юрия Григорьевича Старицкого 122

ХРОНИКА

Джанелидзе Т. В., Буадзе В. И.
VI симпозиум. Международной ассоциации по генезису рудных месторождений 123

Решения XXVI съезда КПСС — в жизнь

«Важнейшим условием успешной реализации Продовольственной программы СССР являются ускорение научно-технического прогресса, высокоэффективное использование производственного потенциала и укрепление материально-технической базы сельского хозяйства, всех отраслей агропромышленного комплекса на основе дальнейшего развития механизации и химизации производства, широкой мелиорации земель.»

(Из Продовольственной программы СССР на период до 1990 года)

УДК [553.6.04 : 63].003(47+57)

С. П. НИКОНОВ, У. Г. ДИСТАНОВ, И. И. ЗАЙНУЛЛИН,
А. С. МИХАЙЛОВ, Л. С. СОНКИН (ВНИИгеолнатур)

**Возможности использования нетрадиционных видов
нерудного сырья для сельского хозяйства**

Сложная проблема обеспечения минеральным сырьем сельского хозяйства и связанных с ним отраслей промышленности решается геологической службой на всех этапах экономического и социального развития страны. Общеизвестны успехи в этой области, достигнутые за послевоенные годы, когда в кратчайшие сроки были разведаны и пополнены запасы различных минеральных солей и вспомогательного агрохимического сырья. После мартовского (1965 г.) Пленума ЦК КПСС был взят курс на интенсификацию и химизацию сельского хозяйства, что вызвало усиление геологоразведочных работ прежде всего на фосфатное, калийное и серное сырье для производства минеральных удобрений, более широкое использование в сельском хозяйстве торфа, гипса, известняка и доломита.

Принятая майским (1982 г.) Пленумом ЦК КПСС Продовольственная программа на период до 1990 г. предусматривает гармоничное развитие всех звеньев агропромышленного комплекса. Важная роль в ее реализации принадлежит геологической службе страны. Как отметил министр геологии СССР Е. А. Козловский [6], повышение интенсификации сельскохозяйственного производства в значительной степени зависит от уровня его химизации, укрепления действующих и вновь созданных сырьевых баз для производства минеральных удобрений и улучшения их географического положения. При этом имеется в виду не только расширение сырьевой базы фосфорных и калийных удобрений, но и более активное вовлечение в сельскохозяйственное производство местных видов минерального сырья — карбонатных пород, торфа, фосфатного торфа и др.

Карбонатные породы давно применяются для известкования кислых почв. Только для этих целей в Нечерноземной зоне РСФСР, например, подготовлено и разведано 522 месторождения, из которых 226 разрабатываются. Однако использование карбонатных пород для нужд животноводства и особенно птицеводства как относительно новое направление требует изыскания сырьевых источников с заданными свойствами.

В качестве минеральной кальциевой подкормки скота и птиц применяются известняки, известняки-ракушечники и морская ракушка, содержащие не менее 85 % CaCO_3 , не более 5 % нерастворимого остатка, не более 5 % MgCO_3 и полуторных окислов. Присутствие ядовитых примесей (фтора, мышьяка, свинца) допустимо в количествах, не превышающих тысячные доли процента (ОСТ 21—37—78). Годовая потребность животноводства в сырье для минеральных кормов, определенная Минсельхозом СССР, составляет 1,2—1,4 млн. т.

К настоящему времени специально для производства минеральной подкормки разведано семь месторождений морской ракушки в Дагестанской АССР, Краснодарском крае и Казахской ССР. Предварительно оценены 19 месторождений в Нечерноземной зоне РСФСР, пять из которых находятся в стадии разработки. Кроме того,

Художественный редактор В. А. Андросов. Технический редактор Е. В. Воробьева
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 22.12.83. Подписано в печать 18.01.84. Т-02054. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Уч.-изд. л. 13,27. Усл. кр.-отт. 11,72.
Тираж 3295 экз. Заказ № 671

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

Министерством геологии СССР проведена работа по доопробованию и испытанию высококальциевых известняков ряда эксплуатируемых месторождений. Выявлено еще 50 месторождений, сырье которых отвечает требованиям, предъявляемым к производству минеральных кормов. На этих месторождениях принципиально возможны дополнительная добыча сырья для кальциевой подкормки и использование отходов основного производства.

Как показал анализ качественного состава известняков, для производства минеральных кормов пригодно также сырье большинства месторождений, разведанных и разрабатываемых для нужд металлургической, химической, сахарной, цементной и других отраслей промышленности, расположенных в различных экономических районах РСФСР и союзных республик.

Диатомиты и трепелы нашли массовое применение в сельском хозяйстве и связанных с ним отраслях промышленности. Заслуживает внимания опыт применения диатомитов в качестве опудривающих добавок в производстве минеральных удобрений. При длительном хранении минеральные удобрения подвержены необратимому процессу слеживаемости. В частности, слеживаемость нитроаммофоски, выпускаемой Воскресенским ПО «Минудобрения», при двух-, четырех-, шести- и восьмимесячном хранении составляет соответственно 0,5, 1, 15 и 36 %, а Днепродзержинским ПО «Азот» — 30, 50, 60 % и более.

При существующей системе внесения удобрений в почву около двух пятых их количества выдерживается на складах 4—6 мес. Потери от слеживаемости только для нитроаммофоски, исходя из ее себестоимости и достигнутого уровня производства, оцениваются в десятки миллионов рублей в год. Вместе с тем добавка 1,5—2,0 % порошкообразного необожженного материала (диатомита, трепела или цеолитов) к комплексным или сложносмешанным удобрениям практически полностью предотвращает этот процесс [9]. Сырьевая база диатомитов и трепелов насчитывает почти 60 месторождений.

По качественным характеристикам, в том числе адгезионной активности, гидрофильности и влагоемкости, требованиям на опудривающие добавки отвечает сырье целого ряда месторождений диатомитов и трепелов Центра РСФСР, Поволжья, Урала, Западного Казахстана. Они занимают благоприятное географическое положение, находясь вблизи железнодорожных и водных путей сообщения, неподалеку от действующих и перспективных предприятий по производству комплексных и сложносмешанных удобрений (Новомосковское, Куйбышевское, Днепродзержинское ПО «Азот»).

Важным источником повышения продуктивности земледелия и животноводства являются бентониты. За рубежом (США, Канада) бентонитовые препараты уже давно и во все возрастающих масштабах используются в качестве наполнителей, адгезивов и добавок, улучшающих агротехнические свойства почв (структуру и водообмен), как биостимуляторы роста, а также применяются для упаковки и хранения продовольственных товаров.

В нашей стране проведены многочисленные разработки в области использования для сельского хозяйства щелочных и щелочноземельных бентонитов, получены положительные результаты опытно-производственных испытаний, доказан их большой экономический эффект [1, 7]. Однако в практику производства они внедряются недостаточно быстро.

Лишь с 1975 г. бентониты в небольших масштабах стали применяться в качестве биологически активного связующего материала в производстве комбикорма, в частности, карбамидного концентрата [1]. Кондиционным сырьем служат высокосортные щелочные бентониты, к которым предъявляются очень жесткие технологические требования.

Советский Союз располагает достаточно мощной сырьевой базой бентонитов, удовлетворяющей потребностям сельскохозяйственного производства. Балансом запасов в настоящее время учтено 26 месторождений. Добыча особо ценного и дефицитного щелочного сырья ведется на шести месторождениях — Асканском, Даш-Салахлинском и Саригюхском в Закавказском, Огланлинском и Азкамарском в Среднеазиатском и Келесском в Казахском экономических районах.

Близок к бентонитам по технологическим свойствам и направлению использования в сельском хозяйстве новый вид минерального сырья — сапонит (группа монтмориллонита). Насыщенность макро- и микроэлементами делает его особенно ценным для регулирования минерального баланса в кормовом рационе скота. Опыты, выполненные в ряде хозяйств УССР совместно с УкрНИИкормов Минсельхоза УССР, показали, что скармливание сапонита в количестве 15 г на 1 кормовую единицу вместе с кормами, дефицитными по минеральному питанию, способствует повышению среднесуточного привеса свиней на 29 %. Согласно предварительным подсчетам, потребность в сапоните животноводства только Украинской ССР оценивается в 15 тыс. т, а годовой эффект, который может быть получен, в 15—20 млн. руб.

Залежи сапонита открыты в 1971—1973 гг. в Хмельницкой области (ПГО «Сев-укргеология»). Как показали рекогносцировочные работы, проведенные в 1981 г., сапонит приурочен здесь к коре выветривания туфов берестовецкой свиты верхнего протерозоя. Распространен он в виде полосы шириной 8—10 км между верхним течением р. Случь на юге и широтой г. Ровно на севере. Во многих местах пласты сапонита залегают неглубоко или выходят на дневную поверхность.

Весьма перспективны для использования в сельском хозяйстве палыгорскитовые глины. При производстве удобрений они служат для покрытия частиц и изоляции их друг от друга. Такие удобрения, содержащие всего 0,5—1 % палыгорскитовой глины, долго не теряют сыпучести, даже при хранении под открытым небом. Это позволяет использовать палыгорскитовые глины и для грануляции семян, особенно мелких, например сахарной свеклы и моркови, что делает возможным их механический сев. При этом удобрения можно наносить непосредственно на семена.

Весьма перспективно применение палыгорскитовых глин в качестве суспензирующих и стабилизирующих добавок для получения жидких удобрений. Обычно достаточно добавить 2 % таких глин, чтобы суспензии сохраняли постоянные свойства. Так, в США еще в 1972 г. для этих целей было израсходовано около 200 тыс. т палыгорскитовых глин.

Привлекает внимание и возможность использования палыгорскитовых глин для уничтожения вредных насекомых и в качестве подстилки для скота. Предварительно обожженные гранулы из этих глин не только хорошо впитывают влагу, но и полностью уничтожают запах, они совершенно безвредны для животных.

Выявлены значительные перспективы сырьевой базы палыгорскитовых глин. Выделены три крупных палыгорскитовых провинции: Центральная девонско-каменноугольная, Юго-Западная неогеновая в европейской части СССР, Южная мезо-кайнозойская в азиатской.

Наиболее перспективна Центральная провинция, расположенная преимущественно в Московской синеклизе. Здесь установлены четыре продуктивных горизонта — данковский в девоне, стешевский, верейский и каширский — в карбоне; мощность слоев палыгорскитовых глин в них достигает 5 м и более. Представляет интерес пласт палыгорскитовых глин, выявленный разведочными работами на комплексном Борщевском месторождении строительных известняков и керамзитовых глин в Калужской области. Кроме Борщевского месторождения, промышленные залежи палыгорскитовых глин встречены на ряде других поисковых участков северо-восточной части Калужской области, а также в действующих карьерах в Тульской (Жаличненский), Московской (Калиново-Дашковский) областях и в других местах.

Юго-Западная провинция включает территорию Украинского кристаллического щита, к центральной части которого приурочено единственное разрабатываемое в настоящее время Черкасское месторождение среднемиоценовых палыгорскитовых глин. Глина, добываемая здесь, используется главным образом при бурении скважин — для приготовления солевых промывочных растворов.

Южная палыгорскитовая провинция территориально совпадает с зоной распространения мезо-кайнозойских отложений в межгорных впадинах складчатых областей Кавказа, Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Особенно многочисленны проявления палыгорскитосодержащих пород в Средней Азии, где они приурочены к отложениям среднего палеогена Ферганской и Таджикской впадин.

Представляется весьма перспективным применение в различных отраслях сельского хозяйства и сельского строительства вермикулита. Обожженный верми-

кулит — легкий, инертный, стерильный и химически устойчивый материал, обладающий прекрасными тепло- и звукоизоляционными, адсорбционными и ионно-обменными свойствами. В США — крупнейшем производителе вспученного вермикулита — 33 % (115,5 тыс. т) его потребления приходится на сельское хозяйство. В таких странах, как Австралия, Япония, ФРГ, ЮАР, доля использования вермикулита в сельском хозяйстве еще выше.

Широкое применение вермикулита в сельском хозяйстве за рубежом и опытные работы, проведенные в СССР, показали, что большой эффект дает использование вермикулита для физико-химической мелиорации почв, улучшения их структуры и аэрационных свойств, особенно таких тяжелых почв, как глины (ФРГ) и пустынные пески (Кувейт); в гидропонике для выращивания овощей, рассады, цветов; в качестве подсыпки, улучшающей плодородие почв и повышающей урожай сахарной свеклы в открытом и овощей — в закрытом грунте; как наполнителя удобрений, предохраняющего их от слеживания; как наполнителя гербицидов и инсектофунгицидов; для хранения и перевозки овощей [3, 4, 8].

В открытом грунте термовермикулит проявляет себя как мелиоратор широкого спектра действий (нейтрализует почвенную кислотность, служит источником магния и микроэлементов, стимулирует деятельность микроорганизмов, улучшает физические свойства почв). Так, четвертый год успешно применяется гидрофлогопит в качестве подсыпки в гидропонических теплицах совхозов Марфино (Московская область) и Тепличный (Ленинградская область).

Термовермикулит как припудривающая добавка к минеральным удобрениям при внесении смеси (суперфосфат, аммиачная селитра и калийная соль) способствует повышению урожайности на 15—20 %. Исследованиями Северодонецкого ПО «Азот» установлена высокая экономическая эффективность использования термовермикулита (на примере мелкочешуйчатого термовермикулита Каменноугольского месторождения объемом весом 400—450 кг/м³) в качестве наполнителя к аммиачной селитре. По заключению специалистов ВНИИУИФ, кондиционирование обожженным вермикулитом эффективно для многих сложных удобрений при его добавке от 0,5 до 1 %.

Стерильность, биостойкость, теплоизоляционные и другие свойства термовермикулита обуславливают также высокую эффективность его использования для хранения и транспортировки растительных материалов. По данным Кольского филиала АН СССР, при хранении в термовермикулите сохранность клубней картофеля составила 100 % (обычные потери 13—15 %), потери клубней георгинов уменьшились в 5—7 раз. Значительный эффект получен и при переслаивании термовермикулитом овощей и маточников овощных культур в постоянных хранилищах, буртах и траншеях.

Запасы вермикулита в СССР значительны и не уступают запасам развитых капиталистических стран. Сосредоточены они в Мурманской и Челябинской областях, Якутской АССР и Казахской ССР. При этом 97,6 % общесоюзных запасов категорий А+В+C₁ уже переданы промышленности и вполне могут удовлетворить нужды сельского хозяйства.

Из новых видов минерального сырья в настоящее время большое значение имеют цеолиты — водные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов. Многочисленными лабораторными, опытно-промышленными и промышленными испытаниями как в СССР, так и за рубежом доказана высокая эффективность применения их в различных отраслях сельского хозяйства и особенно в животноводстве. В частности, установлено, что при внесении природных цеолитов в почву с удобрениями и без них в дозах от 0,4 до 10 т на 1 га урожайность зерновых, овощных, кормовых и плодовых культур повышается на 10—15 % и более. По опубликованным данным, в Японии при внесении природных цеолитов в почву урожайность пшеницы повысилась на 13—15 %, риса на 2—7 %, баклажан на 19—50 %, моркови до 68 %, яблок на 13—28 % и т. д.

Природные цеолиты могут применяться и как диетические добавки в корма в количестве до 5 %. При этом увеличение привеса скота и птиц достигает 10—18 %, уменьшается их заболеваемость, снижается падеж, яйценосность кур повышается на 10—20 %.

Внесенные в почву цеолиты сорбируют свинец и некоторые другие вредные тяжелые металлы, уменьшая их содержание в зерне и овощах. На сорбционных свой-

ствах (сорбция зоны аммония из раствора) основано применение цеолитов в рыболовстве (при выращивании мальков). Цеолиты могут использоваться также для изготовления тепличных субстратов, в качестве дезодорантов животноводческих помещений и в других отраслях сельского хозяйства.

В СССР исследования в области поисков промышленных месторождений цеолитов начаты во ВНИИгеолнеруде в конце 60-х годов. В настоящее время на наиболее перспективных территориях открыто более 30 месторождений и проявлений природных цеолитов. Содержание цеолита, представленного в большинстве случаев клиноптилолитом, иногда морденитом, 60—95 %.

По качеству сырья и географическому положению наиболее благоприятны для первоочередного освоения следующие месторождения: в Закарпатье — Сокирница, в Закавказье — Тедзасское, Айдагское и Ноемберянское, в Кузбассе — Пегасское, в Забайкалье — Холинское, в Юго-Западной Якутии — Хонгуруу, на Сахалине — Лютогское, Чеховское. Все эти месторождения характеризуются сравнительно оптимальными географо-экономическими условиями — находятся вблизи транспортных путей и залегают неглубоко от поверхности, что позволяет вести отработку открытым способом. Только они могут обеспечить потребности сельского хозяйства СССР в течение десятков лет. Указанные месторождения наиболее хорошо изучены, на половине из них проведены поисковые работы, а на трех (Сокирница, Айдагское, Тедзасское) и предварительная разведка.

Вплоть до настоящего времени потребности промышленности СССР удовлетворялись за счет синтетических цеолитов. Однако в нашей стране, как и в развитых капиталистических странах, синтетические цеолиты производятся в небольших количествах. Поэтому в сельском хозяйстве они не используются.

Добываемые природные цеолиты применяются в основном для технологических испытаний (кроме карьера на Айдагском месторождении). С целью более широкого внедрения природных цеолитов в сельское хозяйство необходимо завершить разведку месторождений Сокирница, Айдагского и Тедзасского, форсировать поисково-разведочные работы на Пегасском и других месторождениях цеолитов, расположенных вблизи сельскохозяйственных районов. Представляется крайне необходимым определить министерство и предприятия, которые могли бы осуществлять добычу природных цеолитов, поставку их сельскому хозяйству и другим многочисленным потребителям.

Улучшить географическое размещение месторождений цеолитов можно за счет усиления прогнозных и поисковых работ, открытия новых месторождений в сельских местностях, удаленных от известных месторождений (Казахстан, Сибирь и др.).

Не менее распространенным и перспективным видом минерального сырья является глауконит — железистая слюда с неупорядоченной, реже упорядоченной решеткой диоктаэдрического типа. Благодаря окраске (зеленой в естественном состоянии и палево-оранжево-коричневой — после обжига), способности к реакциям катионного обмена и высокому содержанию окиси калия (до 9,5 %) глаукониты нашли применение в различных отраслях промышленности как сырье для производства красок, как смягчители вод и калийные удобрения. Последнее направление наиболее актуальное.

На возможность использования глауконитов как калийных удобрений указывали А. Н. Энгельгарт, В. А. Азимов, А. В. Ключарев, П. А. Григорьев, П. Н. Прянишников и др. Уже давно было установлено, что наиболее эффективные свойства глауконит приобретает после прокалывания при температуре 600—620 °С, при этом усвояемость калия растениями существенно возрастает.

Исследования последних двух десятилетий по выявлению свойств глауконитовых пород, проведенные многими научно-исследовательскими и производственными организациями (Кубанский сельскохозяйственный институт, Украинская сельскохозяйственная академия, САИГиМС, ПГО «Южгеология», «Нижеволжскгеология» и др.) в различных почвенно-климатических зонах, подтвердили это положение и показали возможность эффективного применения глауконитов для повышения (до 50 % и более) урожайности основных зерновых, овощных культур и однолетних трав [2], для улучшения качества виноградных саженцев при ускоренном методе их выращивания, для повышения устойчивости растений к заболению (хлопчатника против вилта, томатов против мучнистой росы и др.). Установлена его пригодность для увеличения

биопродуктивности водоемов (количество накапливаемой биомассы различных водорослей при внесении в озера и пруды глауконита возрастает в 10 раз и более), для удаления из почв пестицидов, а из воды стронция и цезия и т. д. [5].

В СССР глауконитовые удобрения применяются недостаточно широко. Однако положительный опыт их эффективного использования как удобрений накоплен в ряде зарубежных стран (США, Канада).

В природных условиях глауконит встречается обычно в виде микроагрегатных зерен, а также образует мощные толщи кварцево-глауконитовых песков и песчаников (глауконита до 60—80 %). В СССР глауконитсодержащие породы развиты широко. К настоящему времени в результате поисковых работ предварительно оценены следующие площади и месторождения: в Поволжье — Алтынная гора, близ Саратова; на Украине — Карачевское и Стругское; в Средней Азии — Чанги, близ Ташкента, и Кофрун; в Прибалтике (север Эстонии) — группа месторождений глауконитовых песчаников (Маарду, Тситре, Тоолсе, Азери, Нарва); в Волго-Вятском районе — Вятско-Камское; в Уральском — группа месторождений глауконитовых песков и песчаников (Лобвинское, Белореченское, Караульское на восточном склоне Урала в Ново-Лялинском районе).

Наряду с упомянутыми многочисленными промышленные проявления глауконитовых пород описаны на правом берегу Волги (бассейны рек Сердоба, Сура, Мокша и др.) близ Волгограда, в Актыбинской области, Приуралье, в Ростовской (бассейны рек Чир и Северный Донец) и Днепропетровской (месторождение Кочережек) областях, в Днепро-Донецкой впадине (у г. Канева, сел Трактемировка, Григоровка и др.).

Следует подчеркнуть, что глауконитовые пески часто содержат горизонты желваковых фосфоритов и значительные концентрации тонкорассеянного P_2O_5 . В них присутствуют такие микроэлементы, как Си, Мп, V. Эти залежи, представляющие интерес как комплексное минеральное сырье для удобрений, развиты в пределах известняковых месторождений желваковых фосфоритов — Вятско-Камского, Егорьевского, Чилийского (Актыбинская область), Камышинского, Трехостровного и Пятиизбенского (Волгоградская область), Миллеровского, Кошарского, Вешенского и Маловайского (Ростовская область), Смаглевского (Воронежская область), Ломонинского (Тамбовская область).

В качестве ближайших задач по созданию сырьевой базы глауконитов следует наметить: анализ закономерностей распространения глауконитов и геолого-промышленную оценку их ресурсов (особенно для сельскохозяйственных районов); изучение технологических свойств глауконитов перспективных месторождений и постановка на них (совместно с сельскохозяйственными научно-исследовательскими институтами и лабораториями) комплекса опытных полевых работ по выяснению возможности использования этих свойств в удобрениях; разработку конкретных рекомендаций по выбору наиболее рационального направления геологоразведочных работ.

К новым видам минерального сырья, рекомендуемого для сельского хозяйства, можно отнести также сынныриты и торфовививанит.

Сынныриты (наиболее лейкократовые члены щелочных серий) — породы, резко недосыщенные кремнекислотой и обогащенные щелочами с преобладанием калия над натрием. Главными минералами, содержащими окись калия, являются кальсилит ($KAlSiO_4$) — калиевый аналог нефелина — и ортоклаз, находящиеся в субмикроскопических взаимоотношениях.

Первые сынныриты были открыты и описаны А. Я. Жидковым (1963 г.) в пределах Сыннырского массива Северо-Байкальской щелочной ультраосновной провинции, сложенной, кроме них, нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, шонкинитами и фергуситами.

Встречаются сынныриты в виде линзовидных и пластообразных тел различной мощности среди пород комплекса лейкократовых сиенитов. Наиболее крупные залежи высококалийных и высокоглиноземистых сынныритов сосредоточены в центральной части Сыннырского массива (к северу от оз. Байкал) и в Сакунском массиве (бассейн р. Витима).

Сынныриты рассматриваются как ультракалийное алюмосиликатное сырье. В настоящее время работами целого ряда институтов (СНИИГГиМС, ИФХИМС СО АН

СССР, Ереванский НИИХИМС АН АрмССР, Ленинградский горный институт, ВИМС, ВАМИ, ПГО «Бурятгеология») показана принципиальная возможность получения из них таких промышленных продуктов, как бесхлорные калийные удобрения и глинозем, высокосортная стекловатная шихта, поташ, керамика, цемент. Установлены агрохимические свойства сынныритов как калийных удобрений в естественном тонкоизмельченном виде.

Торфовививанит относится к числу комплексных органо-минеральных, легко усвояемых растениями удобрений. Виванит (водный железистый фосфат, P_2O_5 до 28 %) наблюдается в торфах обычно в виде землистых, порошковатых, звездчатых включений. Он имеет обычно бледно-голубую до синевато-черной окраску. Мощность линз и пластов торфа, обогащенных вививанитом, достигает 1—2 м и более.

В Западно-Сибирской низменности проявления торфовививанита встречаются в низинных торфяных болотах грунтового питания первой или второй надпойменных террас, обычно совместно с торфовививанитами в болотах низинного типа, приуроченных к первой надпойменной террасе. В торфах обнаруживаются также значительные скопления мергеля в чистом виде или в виде известковистого торфа (например, месторождение Аркаш-2 у г. Тары Омской области, болота Вагайского района Тюменской области, где содержание CaO достигает 16—45 %). Такие торфа можно использовать не только для удобрения, но и для известкования почв.

Содержание доступных для растений водных и лимоннорастворимых фосфатов в торфах, по результатам исследования кафедр агрохимии и почвоведения Тюменского и Новосибирского сельскохозяйственных институтов, в 1,5—2 раза превосходит их концентрации в фосфоритной муке, что определяет высокую эффективность применения торфовививанитов в качестве органо-минеральных удобрений.

Вививанит и бераунит образуют линзы, вкрапления, прожилки, реже выдержанные прослойки в слоях торфа мощностью до 1—2 м. Содержание P_2O_5 в торфовививанитах колеблется в среднем от 1 до 12 %, а в отдельных выработках (месторождение Аркаш-2) достигает 18—27 %. Во включениях вививанита и бераунита отмечено 15—28 % P_2O_5 . Обогащение торфа подвижным фосфором происходило за счет вымывания фауны во время заболачивания озер.

По данным ПГО «Новосибирскгеология» и Главтюменьгеологии, на период до 1977 г. разведано 2549 месторождений торфовививанита, сосредоточенных в основном в Томской, Новосибирской и Тюменской областях.

Как видно из приведенного обзора десяти видов минерального сырья, каждый из них характеризуется специфическими свойствами и особенностями размещения, а также своеобразием или, наоборот, сходством сфер применения в сельском хозяйстве. Благоприятное географическое положение месторождений, перспективных и прогнозных площадей создает в ряде случаев предпосылки для взаимозаменяемости одного вида сырья другим и лучшего обеспечения им сельскохозяйственных зон страны (рисунк). Так, на Украине имеются возможности добычи и использования восьми из описанных десяти видов сырья, на Северном Кавказе, в Закавказье, Средней Азии и на Урале — пять, в Поволжье и Западной Сибири — три, в Центре и на Северо-Западе европейской части РСФСР — два, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке — четыре и т. д.

Все сказанное позволяет ставить перед геологической службой ряд задач. Так, рекомендуемая «массовость», «многоотнажность» использования и общая дешевизна минерального сырья делают его малотранспортабельным, в связи с чем география месторождений в целом должна быть более широкой. При этом для самых нетранспортабельных видов сырья (торфовививаниты, карбонатные породы, фосфатные руды малых месторождений) представляется целесообразным опосредованное и разведка возможно большего числа точек в пределах основных сельскохозяйственных зон и областей страны. Для таких видов сырья, как бентониты, цеолиты и диатомиты с более значительным радиусом эффективного развоза, важно выявление крупных месторождений, способных удовлетворить потребности нескольких сельскохозяйственных областей на длительный срок.

Дальнейшее развитие сырьевой базы нетрадиционных видов минерального сырья для сельского хозяйства требует более усиленного изучения качества сырья отдельных месторождений и проявлений, выделения и оконтуривания тех его разновидностей, ко-

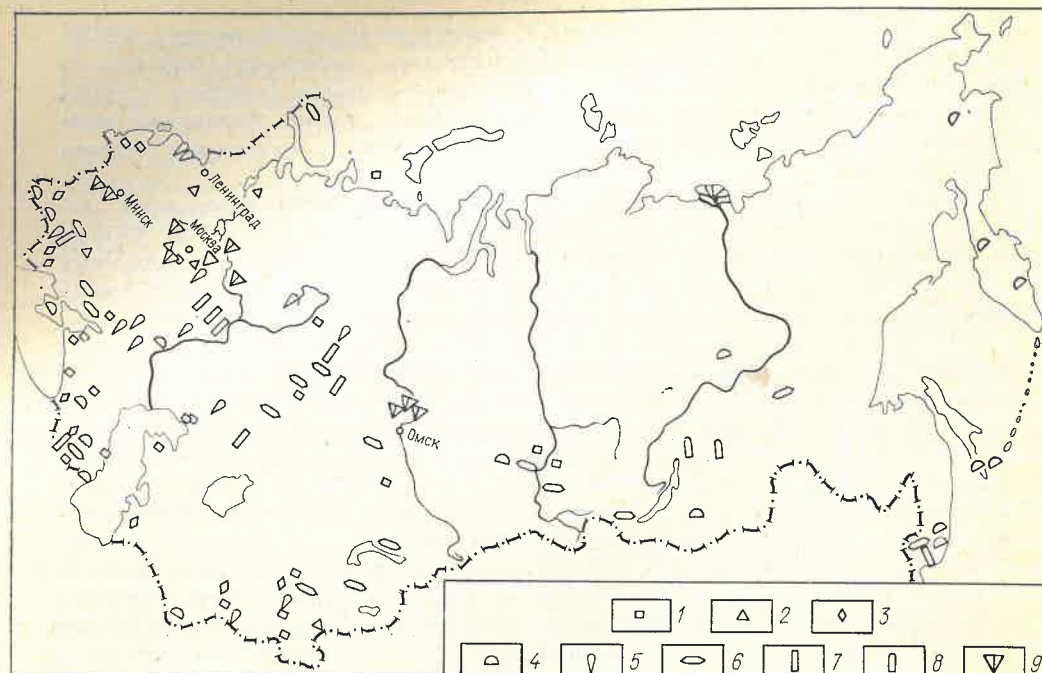


Схема размещения месторождений нетрадиционных для сельского хозяйства видов минерального сырья
1 — карбонатные породы для подкормки скота и птицы; 2 — палеогеновые глины; 3 — щелочные бентониты; 4 — цеолиты; 5 — глауконитовые пески и песчаники; 6 — вермикулит; 7 — диатомиты; 8 — сланцы; 9 — торфовианиты

которые могут найти самое широкое применение в ближнем и дальнем сельскохозяйственных районах. Необходимо расширение опытных исследований по использованию конкретных видов сырья для выращивания различных полевых культур в неодинаковых почвенно-климатических условиях, для разных видов скота и птицы и т. д. Следует учитывать также, что положительный опыт применения многих из вышеотмеченных видов полезных ископаемых в сельскохозяйственном производстве носит еще случайный характер. Предстоит большая работа по обеспечению возможности использования этих ценных для сельского хозяйства видов минерального сырья, по форсированной оценке месторождений и скорейшей передаче их в эксплуатацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бентониты. Под ред. В. П. Петрова. М., Наука, 1980.
2. Биологические основы повышения урожайности сельскохозяйственных культур. Ред. О. М. Кирик. Киев, Наукова думка, 1976. (Тр. Украинской сельхоз. академии, вып. 183).
3. Искрицкий Н. А. Экономика и перспективы применения вермикулита. М., Наука, 1975.
4. Исследование и применение вермикулита. — В кн.: Труды совещания по проблеме изучения и применения вермикулита. М., 1969, с. 3—43.
5. Кацнельсон Ю. Я. Некоторые итоги и очередные задачи изучения глауконита как полезного ископаемого многоотраслевого использования. — Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и

- разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых, 1976, № 5, с. 1—7.
6. Козловский Е. А. Задачи Министерства геологии СССР по реализации Продовольственной программы. — Разведка и охрана недр, 1982, № 10, с. 1—7.
7. Мачабели Г. А., Мерабишвили М. С., Квирикадзе Г. А. Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. Тбилиси, 1981.
8. Производство вермикулита и пути его эффективного использования. [Тезисы докладов]. Челябинск, 1980.
9. Фролкина В. А., Троицкая С. А. Возможности использования диатомитов в качестве кондиционирующих агентов для предупреждения слеживаемости минеральных удобрений. — В кн.: Сырьевая база кремнистых пород СССР и их использование в народном хозяйстве. М., 1976, с. 46—47.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.981

Е. С. БАРКАН, В. В. ТИХОМИРОВ, Б. А. ЛЕБЕДЕВ,
В. П. АСТАФЬЕВ (ВНИГРИ)

Новые данные о перспективах поисков водорастворенного газа на больших глубинах

В настоящее время перспективы минерально-сырьевой базы газодобывающей промышленности все в большей степени связываются с освоением больших глубин. Объем глубокого бурения постоянно увеличивается, поэтому требуется более надежное поисковое и технико-экономическое обоснование.

Основной целью поисково-разведочного бурения на большие глубины является открытие залежей с промышленными запасами пластового газа. Однако перспективы последних с глубиной уменьшаются [1]. Одновременно увеличивается стоимость скважин, что приводит к росту себестоимости подготовки единицы запасов и добычи газа. Расчеты, выполненные по разрабатанной во ВНИГРИ методике [11], показали, что на глубинах свыше 4,5 км рентабельна разведка залежей с запасами пластового газа более 50 млрд. м³ и дебитом более 600 тыс. м³/сут. Весьма вероятно, что поиски, разведка и добыча традиционного газового сырья на больших глубинах при современном уровне цен на газ могут стать нерентабельными.

Вместе с тем в последнее время все большее внимание уделяется такому виду нетрадиционного газового сырья, как углеводороды, растворенные в пластовых водах [2, 4, 15, 16]. По имеющимся оценкам (Л. М. Зорькин и др., 1981 г., В. Н. Корценштейн, 1977 г.), запасы метана в пластовых водах составляют 10^{16} — 10^{18} м³, т. е. многократно перекрывают запасы традиционного газового сырья и практически неисчерпаемы. Однако водорастворенный газ (ВРГ) фактически не используется (исключение составляет добыча метана в Японии и на оз. Киву). Основная причина заключается в том, что каждая скважина в отдельности дает слишком низкий дебит газа и огромные объемы попутной минера-

лизованной воды, которую необходимо утилизировать во избежание загрязнения окружающей среды. Низкие дебиты газа непосредственно связаны с промысловым газовым фактором — чем выше его значение, тем выше дебит газа и ниже его себестоимость. Поэтому не исключено, что с глубиной вследствие значительного увеличения газосодержания пластовых вод [1] дебиты газа будут возрастать, а его себестоимость соответственно снижаться.

Таким образом, есть основания предполагать, что на больших глубинах может оказаться более выгодным поиск предельно газонасыщенных вод, чем отдельных залежей пластового газа. Чтобы оценить реальность такого предположения, необходимо прежде всего определить потенциально возможные величины предельной газонасыщенности, дебитов пластовых вод и их зависимость от глубины залегания и геологической обстановки.

Предельная газоемкость пластовых вод. Ранее одним из авторов была исследована растворимость метана в водах различной минерализации до глубин 8 км [1]. Однако в плане поставленной задачи важно определить не столько предельную газонасыщенность вод, сколько предельный промысловый газовый фактор, получаемый на устье скважины. В общем случае эта величина складывается из объемов растворенного и диспергированного (т. е. находящегося в рассеянном состоянии в воде в виде газовой эмульсии) пластового газа.

В предыдущих расчетах растворимости метана в пластовых водах [1] не учитывалось влияния АВПД, весьма характерного для больших глубин. Однако на глубинах свыше 4 км пластовое давление может более чем в два раза превышать гидростатическое [12] и соответственно увеличивается

растворимость метана. Исследователи придают исключительно большое значение влиянию АВПД на растворимость и связывают все ресурсы водорастворенного газа с так называемыми геопрессированными зонами [4, 12, 16].

В общем случае повышение давления действительно способствует увеличению растворимости газов в жидкостях. В области низких и средних давлений увеличение растворимости прямо пропорционально повышению давления, но с дальнейшим повышением давления рост растворимости замедляется, все больше отклоняясь от прямой зависимости. С использованием данных о растворимости чистого метана в пресной воде в интервале температур 40—300 °С и давлений 100—180 МПа [17], а также значений коэффициента Сеченова в том же интервале температур [7] было рассчитано его содержание в пластовых водах разной минерализации на различных глубинах при коэффициентах аномальности пластового давления 1,0; 1,5; 2,0 (табл. 1).

Методика расчета подробно изложена в [1]. В процессе работ выяснилось, что отсутствуют необходимые данные о растворимости метана в пресной воде при температурах 40—150 °С и давлениях 60—110 МПа, а также на отдельных изотермах до 210 МПа. Недостающие данные были получены следующим образом. Рассмотрим график, на котором показана зависимость растворимости S от давления p (рис. 1). Для различных температур все кривые имеют примерно одинаковый ход зависимости от давления и располагаются приблизительно параллельно, поэтому низкотемпературные значения растворимости были экстраполированы так, чтобы сохранилась общая закономерность.

Как видно из приведенных данных, выявленные ранее закономерности в изменении растворимости метана с глубиной [1] в целом сохраняются и при наличии АВПД. До глубин 2 км газодерживающая способность вод любой минерализации весьма низкая (менее 3 м³/м³), до глубины 4 км растворимость метана постепенно возрастает как в пресных водах, так и в рассолах. При этом в последних она

не превышает 3 м³/м³, а в первых достигает уже 8 м³/м³. Наконец, на глубинах свыше 4 км характер изменения растворимости меняется. В водах с минерализацией до 200 г/л метанемкость увеличивается интенсивно, а с минерализацией более 250 г/л — очень незначительно. Некоторая несогласованность данных для различных изотерм и геотермических градиентов с результатами предыдущих работ [1] объясняется, во-первых, погрешностями экстраполяции, во-вторых, тем, что ранее были использованы данные о растворимости метана А. Ю. Намиота и др. [7], а в настоящей работе — Л. Прайса [17], поскольку последние охватывают более широкий диапазон давлений. Результаты обеих работ в целом удовлетворительно согласуются между собой, но в некоторых случаях расхождения довольно значительны.

Сопоставление величин растворимости для различных значений коэффициента аномальности показывает, что для существующих в недрах осадочного чехла термодинамических условий влияние АВПД на содержание растворенного метана гораздо меньше, чем аналогичное влияние температуры или минерализации.

Хорошо известно [10], что выделившийся из воды газ начинает мигрировать не сразу, а только после достижения определенного объема. До этого момента он находится в виде неподвижной газовой эмульсии, в которой дисперсной фазой являются пузырьки газа, а дисперсной средой — пластовая вода.

Величина газоемкости вод за счет газовой эмульсии определяется относительным содержанием дисперсной фазы и внешними условиями (температурой, давлением, минеральным составом вод и т. д.). В общем случае объем дисперсной фазы V_d и ее доля в объеме порового пространства θ при пластовых условиях определяются уравнениями [8]

$$V_d = \frac{ZRT}{p_{пл} - p_g - p_v}, \quad (1)$$

$$\theta = \frac{V_d}{V_v + V_d}, \quad (2)$$

где $p_{пл}$ — пластовое давление; p_g — давление за счет сил поверхностного натяжения на границе фаз; p_v — дав-

Таблица 1

Растворимость метана (нсм³)* в 1 см³ воды при различных геотермических градиентах для коэффициентов аномальности 1,0; 1,5 и 2,0

Глубина, м	Темпера- тура, °С	Содержание NaCl, г/л														
		0			50			100			200			300		
		1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0
Геотермический градиент 2,5 °С/100 м																
1000	40	1,9	2,5	3,0	1,5	2,0	2,3	1,3	1,7	2,0	0,9	1,2	1,4	0,7	0,9	1,1
2000	65	2,6	3,4	4,0	2,1	2,7	3,1	1,8	2,3	2,7	1,3	1,6	1,9	1,0	1,3	1,5
3000	90	3,4	4,2	4,9	2,7	3,3	3,9	2,3	2,8	3,3	1,7	2,1	2,4	1,3	1,6	1,8
4000	115	4,5	5,6	6,2	3,6	4,4	4,9	3,1	3,8	4,2	2,2	2,4	2,8	1,7	2,0	2,4
5000	140	6,1	8,0	9,4	4,8	6,5	7,5	4,2	5,6	6,5	3,0	3,9	5,1	2,3	2,8	3,4
6000	165	8,7	9,4	11,6	7,1	7,7	9,6	6,2	6,7	8,4	4,7	4,9	6,3	3,7	4,1	5,1
7000	190	12,4	13,6	16,3	10,3	11,3	13,6	9,1	10,0	11,9	7,1	7,8	9,1	5,6	6,3	7,1
8000	215	17,9	21,0	23,2	14,3	16,8	18,7	12,4	14,3	16,2	9,1	10,4	12,1	6,9	7,9	8,2
Геотермический градиент 3,0 °С/100 м																
1000	45	1,8	2,4	2,9	1,4	1,9	2,3	1,2	1,6	1,9	0,9	1,2	1,4	0,7	0,9	1,0
2000	75	2,6	3,3	3,9	2,0	2,6	3,1	1,7	2,2	2,6	1,3	1,6	1,9	1,0	1,3	1,5
3000	105	3,6	4,5	5,2	2,9	3,5	4,1	2,4	3,0	3,5	1,9	2,2	2,5	1,4	1,7	1,9
4000	135	5,1	6,4	7,9	4,1	5,2	6,3	3,5	4,5	5,4	2,7	3,4	4,1	2,0	2,6	3,1
5000	165	7,8	8,5	10,0	6,3	6,9	8,2	5,5	5,9	7,1	4,2	4,5	5,6	2,3	4,0	5,0
6000	195	11,7	13,2	15,7	9,8	11,1	13,1	8,7	9,7	11,6	6,9	7,7	9,1	5,6	6,2	7,3
7000	225	18,4	23,2	25,1	14,1	18,1	19,5	12,1	15,2	16,3	8,5	10,7	11,7	6,6	7,8	8,9
8000	255	27,7	33,4	35,9	20,5	24,3	26,9	16,7	19,5	22,1	10,9	12,4	14,3	7,5	8,4	10,1
Геотермический градиент 3,5 °С/100 м																
1000	50	1,8	2,3	2,8	1,4	1,8	2,2	1,2	1,6	1,9	0,9	1,1	1,4	0,7	0,9	1,0
2000	85	2,6	3,3	3,9	2,0	2,7	3,1	1,7	2,3	2,6	1,3	1,7	1,9	1,0	1,2	1,4
3000	120	3,9	4,9	5,7	3,1	3,9	4,6	2,7	3,4	3,9	2,0	2,5	2,8	1,5	1,9	2,1
4000	155	6,2	7,4	8,1	5,1	5,9	6,5	4,4	5,1	5,6	3,3	3,6	4,1	2,6	2,9	3,3
5000	190	10,0	11,1	13,2	8,3	9,0	10,7	7,3	8,0	9,5	5,7	6,3	7,6	4,6	5,1	6,1
6000	225	16,5	21,6	24,3	13,0	16,9	18,9	11,0	14,3	15,8	8,0	10,2	11,0	6,1	7,5	8,0
7000	260	27,1	34,0	35,7	19,9	25,0	26,3	16,3	20,2	21,2	10,9	13,0	14,1	7,6	8,8	10,0
8000	295	45,2	49,6	56,4	33,5	36,6	41,4	27,5	29,8	33,5	18,2	19,6	21,7	12,6	13,6	15,8

* Значения растворимости для коэффициента аномальности 1,0 взяты из работы [1].

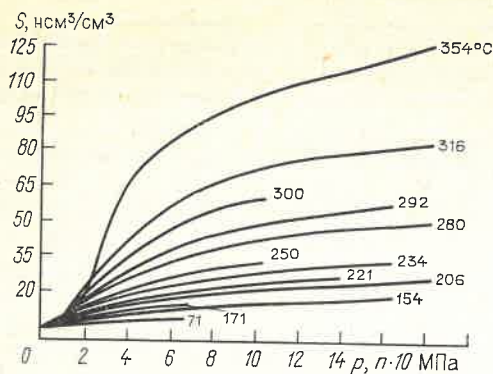


Рис. 1. Растворимость метана в воде при различных давлениях и температурах

ление паров воды; V_v — объем дисперсной среды (пластовой воды); T — пластовая температура; Z — коэффициент сжимаемости газа в пластовых условиях; R — газовая постоянная.

Приводя V_d к нормальным условиям (0°C , $0,1$ МПа), получаем объем газа V_r в дисперсной фазе

$$V_r = \frac{273,15 (p_{пл} + p_{\sigma} - p_v) V_d}{ZT} \quad (3)$$

Комбинируя уравнения (2) и (3), полагая $V_v=1$, окончательно имеем

$$V_r = \frac{273,15 (p_{пл} + p_{\sigma} - p_v)}{ZT} \cdot \frac{\theta}{1-\theta} \quad (4)$$

Заметим далее, что в условиях больших глубин величина p_{σ} значительно меньше пластового давления и ею можно пренебречь. Давление паров воды p_v при температурах до 280°C также ниже пластового и его можно не учитывать, тогда уравнение (4) приобретает вид

Количество диспергированного метана (нсм³) в 1 см^3 пластовой воды разной минерализации на различных глубинах при $\theta=5\%$ и коэффициентах аномальности 1,0, 1,5, 2,0 (геотермический градиент $3^\circ\text{C}/100\text{ м}$)

Глубина, м	Содержание NaCl, г/л								
	0			100			300		
	1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0
1000	5,29	7,93	10,57	5,65	8,49	11,30	6,65	9,90	13,30
2000	8,98	13,46	15,44	9,61	14,10	16,07	11,07	15,14	17,35
3000	11,40	15,39	17,67	12,20	16,03	18,66	14,35	18,05	20,01
4000	13,48	17,65	20,18	14,26	19,02	21,28	16,04	19,65	23,01
5000	13,87	17,93	20,70	14,75	19,17	21,71	17,30	20,69	24,18
6000	14,58	18,32	21,29	15,51	19,71	22,26	17,95	22,25	24,76
7000	15,01	18,85	22,35	16,09	20,48	23,95	18,90	23,68	25,65
8000	15,44	19,33	23,01	16,66	21,23	25,81	19,97	24,45	26,52

$$V_r = \frac{273,15 p_{пл}}{ZT} \cdot \frac{\theta}{1-\theta}$$

Чтобы пользоваться этим уравнением, необходимо располагать сведениями о величине θ . В общем реальны три случая [13]: $\theta=0$ (случай скважины Брозория); $\theta \neq 0$, но меньше предельного значения (случай скважины Делкамбр); θ близка к своему предельному значению, при котором дисперсионная фаза становится миграционно подвижной. Для оценки предельной газоемкости необходимо знать именно эту последнюю величину θ . К сожалению, о ней имеются лишь весьма приблизительные оценки, основанные на экспериментальных исследованиях двухфазных течений в условиях, далеких от пластовых [10]. Они показывают, что газовая дисперсная фаза миграционно неподвижна, пока ее доля в объеме порового пространства не достигнет 10–15%. Для миграции свободной газовой фазы достаточно, чтобы она занимала 4–5% порового пространства [14], а согласно [8] содержание дисперсной фазы в газовых эмульсиях при нормальных условиях составляет обычно 3–5% порового объема. В настоящей работе для θ было принято значение 5%. Необходимые величины коэффициента сжимаемости взяты из работы [5]. В табл. 2 приведены результаты расчета количества диспергированного метана для геотермического градиента $3^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Так как влияние температуры на V_r незначительно, эти результаты без большой ошибки справедли-

вы и для других геотермических градиентов. Из табл. 2 видно, что объем диспергированного метана может быть достаточно большим, сопоставимым с соответствующим объемом растворенного метана. С увеличением глубины объем диспергированного газа растет, но медленнее, чем растворенного.

В табл. 3 приведены значения предельной газоемкости пластовых вод в различных термодинамических условиях осадочного чехла, а на рис. 2 показан диапазон колебаний потенциально возможной газоемкости при наличии и при отсутствии диспергированного газа. Как видно из этих данных, наличие диспергированного газа существенно повышает общую газоемкость вод, что в значительной степени меняет полученные ранее выводы о газоемкостных свойствах сильно минерализованных вод — в данном случае они также характеризуются высокой предельной газонасыщенностью, хотя и более низкой, чем в случае мало минерализованных вод.

Таким образом, предельная газоемкость пластовых вод с глубиной резко возрастает и может достигать $50\text{ м}^3/\text{м}^3$. Как видно из рис. 2, с глубиной увеличивается и диапазон возможных значений предельной газоемкости из-за разных значений минерализации, температуры и коэффициента аномальности пластовых давлений в одном и том же диапазоне глубин. При этом очевидно, что наиболее благоприятными в отношении ВРГ являются области, характеризующиеся пониженной минерализацией вод, высокими температурами и давлениями. Особый интерес представляют зоны распространения вод с низкой минерализацией в глубоководных частях осадочных бассейнов. Имеющийся фактический материал показывает, что, как правило, эти зоны связаны с областями интенсивного прогибания и мощного осадконакопления, причем в большинстве случаев они характеризуются наличием АВПД. Почти для всех глубоких впадин большим глубинам свойственна гидрохимическая инверсия. Согласно Ю. А. Ежову (1981 г.) интервал ее проявления закономерно увеличивается по мере перехода от геотектонически активных районов альпийской складчатости к

Таблица 3
Предельная газоемкость пластовых вод в условиях их разной минерализации и коэффициентов аномальности 1,0, 1,5, 2,0 при геотермических градиентах $2,5\text{—}3,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$

Глубина, м	Интервал температур, $^\circ\text{C}$	Содержание NaCl, г/л								
		0			100			300		
		1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0	1,0	1,5	2,0
1000	40–50	7,1–7,2	10,2–10,4	13,4–13,6	6,8–6,9	10,1–10,2	13,2–13,3	7,3–7,3	10,8–10,8	14,3–14,4
2000	65–85	11,6–11,6	16,8–16,9	19,3–19,4	11,3–11,4	16,4–16,4	18,7–18,8	12,1–12,1	16,3–16,4	18,7–18,9
3000	90–120	14,8–15,3	19,6–20,3	22,6–23,4	14,5–14,9	18,8–19,4	22,0–22,6	15,6–15,8	19,6–19,9	21,8–22,1
4000	115–155	18,0–19,7	23,2–25,0	26,4–28,3	17,4–18,7	22,8–24,1	25,5–26,9	17,7–18,6	21,6–22,5	25,4–26,3
5000	140–190	20,0–23,9	25,9–29,0	30,1–33,9	18,9–22,0	24,8–27,2	28,2–31,2	19,6–21,9	23,5–25,8	27,6–30,3
6000	165–225	23,3–31,1	27,7–33,9	32,9–45,6	21,7–26,5	26,4–34,0	30,7–38,1	21,6–24,0	26,3–29,7	29,9–32,8
7000	190–260	27,4–42,1	32,4–32,8	38,6–58,0	25,2–32,4	30,5–40,7	35,8–45,2	24,5–26,5	30,0–32,5	32,7–35,6
8000	215–295	33,3–60,6	40,4–69,0	46,2–79,4	29,1–44,2	35,5–51,0	42,0–59,3	26,9–32,6	32,3–38,0	34,7–42,3

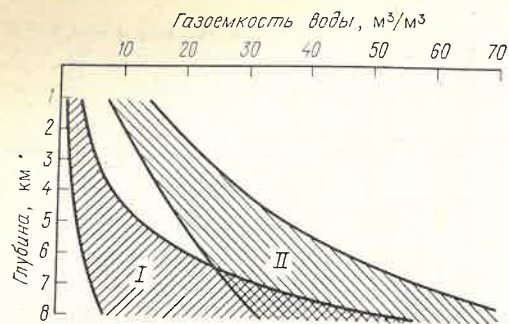


Рис. 2. Диапазон потенциальной газоемкости пластовых вод с минерализацией 50–300 г/л при геотермических градиентах аномальности 1–2
I — без учета диспергированного газа; II — с учетом диспергированного газа

древним платформам. Поэтому большинство достаточно глубоких впадин мезо-кайнозойского накопления на глубинах более 4 км имеют полную гидрохимическую инверсию (пластовые воды в этом случае становятся гидрокарбонатно-натриевыми с минерализацией менее 50 г/л), которая вниз по разрезу становится повсеместной, а во впадинах древних платформ в том же интервале наблюдается лишь частичная, весьма ограниченная инверсия без смены типа вод.

Совершенно очевидно, что для достижения предельной газоемкости необходимо наличие достаточного количества метана. Результаты гидрогеологических исследований свидетельствуют об отсутствии в верхней разбуренной части разреза водонапорных систем, насыщенных растворенными газами. Предельная газонасыщенность пластовых вод проявляется в подавляющем большинстве случаев лишь в непосредственной близости от залежи. В таких условиях образование и длительное существование диспергированного метана невозможно, а достижение рассчитанных нами предельных величин газоемкости нереально. По мнению В. Н. Корценштейна (1980 г.), высокотемпературные воды больших глубин также существенно недонасыщены газообразными углеводородами. Однако, как показывают имеющиеся данные, с глубиной и в сторону погружения отложений объем газа, растворенного в пластовых водах, растет, приближаясь на больших глубинах к предельным значениям (Л. М. Зорькин, Е. В. Стадник, 1975 г.).

В общем процесс образования и сохранения газовой эмульсии достаточно сложный и зависит от многих факторов, поэтому в реальных условиях возможен далеко не во всех случаях. По нашему мнению, предельная газоемкость вод, включающая и диспергированный газ, достижима лишь в зонах, где происходит выделение свободной газовой фазы. Поэтому в рассматриваемой задаче особое значение приобретают нижние зоны генерации метана.

В. А. Соколов предполагал существование метановой термодинамической зоны газообразования на глубине около 6 км. Долгое время нижняя граница зоны проводилась ниже 7 км. В последние годы эти представления стали меняться. А. Л. Козлов (1974 г.) считает, что зона высокотемпературного метана простирается вплоть до 9 км. Аналогичной точки зрения придерживается и Е. А. Рогозина (1980 г.), которая рассматривала краевые платформенные синеклизы и прогибы альпийской складчатости с мощностью осадочного чехла 15–17 км. Наконец исследования изотопного состава углерода метана позволили Э. М. Прасолову и др. (1980 г.) сделать вывод о том, что источник метана, способный в будущем обеспечить прирост запасов традиционного газового сырья, следует искать на глубинах 7–10 км. Некоторым фактическим подтверждением этих выводов является открытие залежей метана на глубинах около 8 км.

Таким образом, как теоретические исследования, так и опыт поисково-разведочных работ показывают, что на больших глубинах существуют все условия для достижения высокой, а в ряде случаев и предельной газоемкости пластовых вод.

Дебиты пластовых вод. В сложных природных условиях считается экономически выгодной разработка новых месторождений традиционного газового сырья с начальным дебитом 70–90 тыс. м³/сут [6]. Чтобы обеспечить аналогичные дебиты газа, получаемого с водой, в условиях предельной газоемкости глубинных пластовых вод дебиты последних должны составлять 3–10 тыс. м³/сут. Приближенные оценки [12–14] дебита и газоемко-

сти пластовых вод, при которых добыча водорастворенного метана экономически целесообразна, весьма близки к полученным нами значениям. Так, П. Джонс [14] считает приемлемым дебит воды около 8 тыс. м³/сут при промысловом газовом факторе 5 м³/м³, Б. Хайс [12] указывает, что при среднем газовом факторе 4 м³/м³ скважина дебитом в 16 тыс. м³/сут окупается за четыре года. Наконец, Е. Гир и Дж. Шерер [13] пришли к выводу, что экономически выгодной может быть добыча только пластовых вод газоемкостью около 36 м³/м³ при дебите отдельных скважин 3 тыс. м³/сут. Здесь необходимо отметить, что все указанные оценки не учитывают возможность комплексного использования пластовых вод, а это может привести к уменьшению рассматриваемых величин, причем иногда достаточно значительно. В США, например, считается рентабельным использование пластовых вод с газовым фактором 7 м³/м³ и дебитом 3 тыс. м³/сут, если коллектор при проницаемости 20 мД содержит более 12 км³ воды при температуре более 150 °С и минерализации менее 60 г/л.

Основной причиной, ограничивающей дебиты и извлечение запасов пластовых вод при больших глубинах, являются плохие коллекторские свойства пород. В настоящее время распространено мнение, что глубокие водоносные горизонты литологически невыдержаны, обладают низкой пористостью и проницаемостью. Вследствие этого объем коллектора, дренируемого отдельной скважиной, и продолжительность ее эксплуатации недостаточны, чтобы обеспечить необходимую рентабельность. Строго говоря, это положение может быть проверено только путем опытно-промышленных работ с эксплуатацией скважин. Пока же данные вопросы проанализированы только на основе имеющегося незначительного фактического материала и различных теоретических представлений.

В любом нефтегазоносном бассейне с глубиной породы переходят в зону очень сильного уплотнения, которая начинается примерно там, где открытая пористость глинистых пород достигает средних значений. В этой зоне

доля эффективных коллекторов (с поровой проницаемостью более 1 мД) составляет не более 10 % от первичных коллекторов и не более 3–5 % от всего разреза нефтегазоносного комплекса. Эффективные коллекторы распределяются в виде гидродинамически не сообщающихся линз, размеры и общий эффективный объем которых (как правило, менее 0,2–0,5 км³) уменьшаются по мере погружения. В результате этого в платформенных бассейнах при глубинах погружения более 4 км для кварцевых песчаников и 2,5–3,5 км для полимиктовых песчаников, а также для большинства карбонатных пород скважины с дебитами пластовой воды выше 3 м³/сут (при динамическом уровне 1000 м) составляют первые проценты от числа всех испытанных скважин.

В плане рассматриваемой задачи основное внимание должно быть обращено на такие бассейны, где породы на больших глубинах не достигают столь сильного уплотнения. Это либо бассейны с выдержанными нижними региональными покрывками, представленными мощными соленосными толщами, либо молодые бассейны с интенсивным мезозойско-кайнозойским осадконакоплением.

Подсолевые отложения резко недоуплотнены по сравнению с аналогичными объектами, лишенными солей (Г. М. Парпарова, С. Г. Неручев, 1981 г.), причем различие в положении границ зон одинакового уплотнения достигает 1–3 км и более. Однако подсолевые отложения обладают весьма существенными недостатками — высокой минерализацией пластовых вод, сильной диагенетической и эпигенетической цементацией пород карбонатными и сульфатными минералами и в результате низкой долей первичных коллекторов. Лишь в редких благоприятных условиях могут сохраниться отдельные крупные эффективные емкости размером в несколько кубических километров.

В молодых бассейнах региональное недоуплотнение вызвано высокими скоростями прогибания, опережающими отток поровых вод. Открытая пористость глинистых пород на глубинах выше 4,5 км в этих бассейнах пре-

восходит 5 %, достигая 12 % и более. Несмотря на интенсивное замещение неустойчивых обломочных зерен трехслойными глинистыми минералами (обычно монтмориллонитами и хлоритами) и общую высокую водонасыщенность разреза, полимиктовые песчаные породы, свойственные этим бассейнам, сохраняют высокую открытую пористость (20 % и более). Особое значение имеют в этих бассейнах наложенные процессы, из них наиболее существенно взаимодействие пород с углекислыми водами, обеспечивающее образование зон вторичных поровых коллекторов [3]. Именно эти зоны характеризуются распространением гидрокарбонатно-натриевых вод пониженной минерализации, АВПД и высокими температурами.

Зоны с высокими коллекторскими свойствами в большинстве случаев водоносные, а не продуктивные, поскольку само существование таких зон вызвано взаимодействием пород с наложенными агрессивными флюидами, а не тормозящим действием углеводородов, как на платформе. Экстраполяция данных, полученных на малых глубинах, совместно с единичными данными по большим глубинам позволяет достаточно уверенно считать, что отдельные эффективные емкости со средней открытой пористостью 15—20 % и поровой проницаемостью порядка десятых и сотых долей квадратных микронов могут достигать в молодых бассейнах 10 км³ и более. Таким образом, бассейны с интенсивным кайнозойским осадконакоплением со всех точек зрения являются наиболее перспективными объектами для промышленного освоения водорастворенных газов.

Прогноз возможных стабильных дебитов пластовых вод больших глубин представляет собой очень трудную задачу, которая может быть решена весьма приближенно. Американские исследователи [12, 14, 16] считают, что для Галф-Коста вполне достижимы дебиты 6—16 тыс. м³/сут при открытой пористости песчаников 20—25 % и проницаемости 50—1000 мД, обуславливая эти значения в первую очередь диаметром скважин. По данным работы [16], с глубиной миграционная способность пластовых вод

может значительно увеличиваться вследствие уменьшения ее вязкости. В результате этого могут возрасти гидродинамическая сообщаемость отдельных линз в коллекторах и дебиты воды. По отдельным скважинам Предкавказья, Азербайджана и Галф-Коста уже получены дебиты до 10 тыс. м³/сут (стабильность их нам неизвестна). Все вышесказанное дает основание надеяться, что при определенных благоприятных условиях могут быть получены достаточно большие стабильные дебиты пластовых вод.

В табл. 4 обобщены фактические данные по прогибам и впадинам СССР (свыше 20), в которых можно ожидать скопления водорастворенных газов на больших глубинах. Наименее благоприятны бассейны древних платформ, характеризующиеся самой высокой минерализацией пластовых вод при наличии лишь частной гидрохимической инверсии, самыми низкими геотермическими градиентами и коэффициентами аномальности пластовых давлений и минимальными объемами проницаемых линз. На молодых платформах условия несколько лучше, однако здесь преобладают проницаемые линзы сравнительно небольших объемов, лишь в редких случаях содержащие рентабельные запасы газонасыщенных вод. Наконец, наилучшие геохимические условия существуют в областях альпийской складчатости и примыкающих к ним частях краевых систем, где промышленные залежи газа, содержащегося в воде, могут преобладать над традиционными источниками газового сырья.

Итак, проведенный теоретический анализ показывает, что пластовые воды больших глубин в определенных благоприятных условиях могут обеспечивать промысловые дебиты природного газа, сопоставимые по своей величине с дебитами традиционного газового сырья. При этом необходимо учитывать комплексное использование этих вод, что будет способствовать существенному снижению себестоимости добываемого газа [2, 13, 14]. В первую очередь сюда относятся получение громадного количества тепла, извлечение разнообразного минерального сырья, применение самой воды и т. д. [2, 14].

Условия существования газовых месторождений на больших глубинах в глубоких впадинах разного тектонического типа

Тектоническая приуроченность глубоких впадин	Обычная минерализация вод, г/л	Характер гидрохимической инверсии	Геотермический градиент, °C/100 м	Коэффициент аномальности пластовых давлений	Ориентировочные объемы проницаемых линз (с прочностью — десятки — сотни миллиардов и открытой пористостью 15—20%), км ³	Главные факторы, обуславливающие наличие хороших коллекторов на больших глубинах	Предполагаемый характер газового сырья	Глубокие впадины
Древние платформы (внутриплатформенные антеклизы, палеозойские и мезозойские краевые системы)	> 200	Обычно частная	1,4—2,7	1,1—1,5	0,2—0,5	Торможение эпигенетических реакций в емкостях, заполненных УВ	Преимущественно свободный газ	Днепро-Донецкая, Прикаспийская, Печорско-Предуральская, Эвенкийская, Прианская, Кемпендйская, системы прогибов на севере и востоке Сибирской платформы
Молодые платформы	< 150	Полная	2,3—4,6	1,1—1,6	0,5—5	Торможение эпигенетических реакций в емкостях, заполненных УВ, и наложенные процессы	Свободный и водорастворенный газ	Скифской, Туранской и Западно-Сибирской платформ
Складчатые и орогенные области и альпийские краевые системы	> 100	Полная	1,8—4,5	1,5—1,8	5—10 и больше	Наложение процессов	Преимущественно водорастворенный газ	Предкарпатская, Предкавказская, Южно-Каспийская, Курильская, Ферганская, Афганско-Таджикская, Северо-Сахалинская

В молодых нефтегазоносных бассейнах, с которыми связываются наибольшие перспективы, воды могут оказаться столь низкой минерализации, что предварительная обработка не требуется. Важно также подчеркнуть, что главное препятствие для сохранения обычных углеводородных скоплений на больших глубинах состоит не столько в низких коллекторских свойствах вмещающих пород, сколько в высокой уплотненности и трещиноватости глинистых покрышек. В формировании же залежей водорастворенного газа покрышки не играют существенной роли. Таким образом поиски, разведка и эксплуатация насыщенных газом пластовых вод на больших глубинах могут оказаться более выгодными, чем в случае традиционного газового месторождения.

Для практического подтверждения полученных выводов, а также с целью разработки методов разведки и эксплуатации высокодебитных глубинных вод необходимы специальные работы, связанные со сверхглубоким бурением. В США уже проводятся активные исследования по эффективности комплексного использования глубинных пластовых вод, и хотя оценки стали более осторожными [15], чем были ранее, практические работы по определению размеров и извлекаемости запасов пластовых вод в зонах АВПД интенсивно продолжают. Мы считаем, что аналогичные исследования необходимы и в нашей стране.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркан Е. С., Якуцени В. П. Перспективы газоносности больших глубин. — Сов. геология, 1981, № 4, с. 6—15.
2. Бескровный Н. С. Энергетическая проблема и дополнительные ресурсы углеводородного сырья. — В кн.: Закономерности формирования и размещения скоплений природных битумов. Л., изд. ВНИГРИ, 1979, с. 4—31.
3. Влияние энергетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозой-

ских отложениях Западно-Сибирской низменности/Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристова, Е. Г. Бро и др. Л., Недра, 1976.

4. Корценштейн В. Н. Геопрессированные зоны (зоны АВПД) — резерв энергетического будущего. — Газовая промышленность, 1979, № 1, с. 13—14.
5. Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев, Наукова думка, 1978.
6. Назаров В. И., Никитин П. Б. Метод определения нижнего дебита скважин на месторождениях Якутской АССР. Л., изд. ВНИГРИ, 1979.
7. Намиот А. Ю., Скрипка В. Г., Ашмян К. Д. Влияние растворенной в воде соли на растворимость метана при температурах от 50 до 350 °С. — Геохимия, 1978, № 1, с. 6—7.
8. Перепелкин К. Е., Матвеев В. С. Газовые эмульсии. М., Химия, 1979.
9. Султанов Р. Г., Скрипка В. Г., Намиот А. Ю. Растворимость метана в воде при повышенных температурах и давлениях. — Газовая промышленность, 1972, № 5, с. 6—7.
10. Фильтрация газированной жидкости и других многокомпонентных смесей в нефтяных пластах/М. Д. Розенберг, С. А. Кундин, А. К. Курбанов и др. М., Недра, 1969.
11. Эффективность геологоразведочных работ на нефть и газ в СССР на больших глубинах/С. Н. Симаков, М. Г. Лейбсон, Е. Л. Пештич и др. Л., изд. ВНИГРИ, 1978, с. 137—171.
12. Hise B. R. Natural gas from geopressured aquifers. — In: Natural gas from unconventional geologic sources. National Academy of Sciences, Washington, DC, 1976, p. 41—63.
13. Geer E., Sharer J. Unconventional geopressured gas recovery, economics and research. — In: 7th Energy Technology Conference, Washington, 1980, v. 7, p. 1092—1102.
14. Jones P. Natural gas resources of the geopressured zones in the northern gulf of Mexico basin. — In: Natural gas from unconventional geologic sources. National Academy of Sciences, Washington, DC, 1976, p. 17—33.
15. Kerr R. Geopressured energy fighting uphill battle. — Science, 1980, v. 207, p. 1455—1456.
16. Price J. Deep geopressured waters: an alternative energy source? — Oil and Gas J., 1978, v. 18, p. 88—91.
17. Price L. Aqueous solubility of methane at elevated pressures and temperatures. — Bull. AAPG, 1979, v. 63, p. 1527—1533.

Б. ВАГИН, Ю. В. САМСОНОВ, Л. Ш. ДОНГАРЯН, В. ШАШИН (МИНХИГП)

Палеотектонические и палеогидрогеологические реконструкции при оценке перспектив нефтегазоносности

Северо-восточные районы Сибирской платформы — Вилюйская синеклиза и Приверхо-инский прогиб — представляют собой единый крупный седиментационный бассейн, который характеризуется единством процессов литогенеза, газонефтеобразования и накопления углеводородов (УВ). В отложениях верхнего палеозоя и мезозоя здесь выделены шесть региональных газонефтеодоносных комплексов (ГНБК): пермско-нижнетриасовый, нижнетриасовый, средне-верхнетриасовый, нижнеюрский, средне-верхнеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой*.

С целью анализа истории формирования рассматриваемого бассейна седиментации, воссоздания палеогидрогеологической обстановки, изучения вопросов миграции и аккумуляции УВ были проведены следующие исследования:

— изучены палеотектонические условия формирования ГНБК с выделением участков различной интенсивности прогибания;

— установлена гидрогеологическая периодизация для каждого из выделенных комплексов (таблица);

— выполнен анализ формирования структурного плана отдельных ГНБК и реконструированы палеогидродинамические условия бассейна осадконакопления (рисунок).

Таким образом, перечисленные исследования дали возможность дифференцированно подойти к оценке перспектив нефтегазоносности каждого регионального ГНБК с выделением областей генерации, возможных направлений миграции и аккумуляции флюидов.

Пермско-нижнетриасовый ГНБК. Палеотектонический анализ показал, что в позднепермское время наибольшим прогибанием характеризовались центральные районы Вилюйского палеобассейна. Областью интенсивного прогибания (максимальная вскрытая мощность позднепермских отложений 1600 м) был район современного Хапчагайского мегавала. Скорость накопления осадков достигала 70—80·10⁻³ мм/год.

На элизионном этапе первого гидрогеологического цикла воды формировались в условиях накопления осадков в морском бассейне и в аллювиально-озерной обстановке. Кратковременный перерыв в конце верхнепермского периода и в начале индского времени сопровождался внедрением инфильтрационных вод. Инфильтрационный этап первого гидрогеологического цикла сменился элизионным этапом второго цикла, продолжающегося до настоящего времени. К периферии Вилюйской синек-

клизы отложения пермско-нижнетриасового комплекса выклиниваются, сверху они перекрыты флюидоупором неджелинской свиты, что создает благоприятные условия для сохранения сверхгидростатических давлений в пределах Хапчагайского мегавала.

В верхнепермско-нижнетриасовых терригенно-угленосных отложениях залежи газа с конденсатом установлены в пределах Хапчагайской области интенсивного прогибания и в Логлорской области устойчивого прогибания.

Нижнетриасовый ГНБК. В ранне-триасовую эпоху в результате нисходящих движений несколько расширились границы палеобассейна, однако прогибание его было менее интенсивным по сравнению с позднепермской эпохой. Областями устойчивого прогибания являлись районы современного Хапчагайского мегавала (мощность осадков до 800 м), а также территория Линденской впадины. Периферийные части Вилюйской синеклизы представляли собой области замедленного прогибания. На фоне общего прогибания территории отмечались структурообразующие движения в пределах современного Хапчагайского и Логлорского мегавалов.

Залежи газа и конденсата в нижнетриасовых отложениях встречаются в пределах Хапчагайской области устойчивого прогибания и Логлорской области относительно замедленного прогибания дна палеобассейна седиментации. Незначительные притоки нефти получены в ряде скважин на нескольких месторождениях этих областей. Максимальная скорость осадконакопления в раннетриасовую эпоху в пределах Вилюйского палеобассейна составляла 53,3·10⁻³ мм/год.

Отложения комплекса без перерыва перекрыты экранирующими породами мономской свиты. В гидрогеологической истории нижнетриасового ГНБК выделен лишь элизионный этап гидрогеологического цикла. Формирование подземных вод происходило в условиях осадконакопления преимущественно в морской обстановке при последующем уплотнении пород, обусловившем продолжительный компрессионный режим и элизионный водообмен.

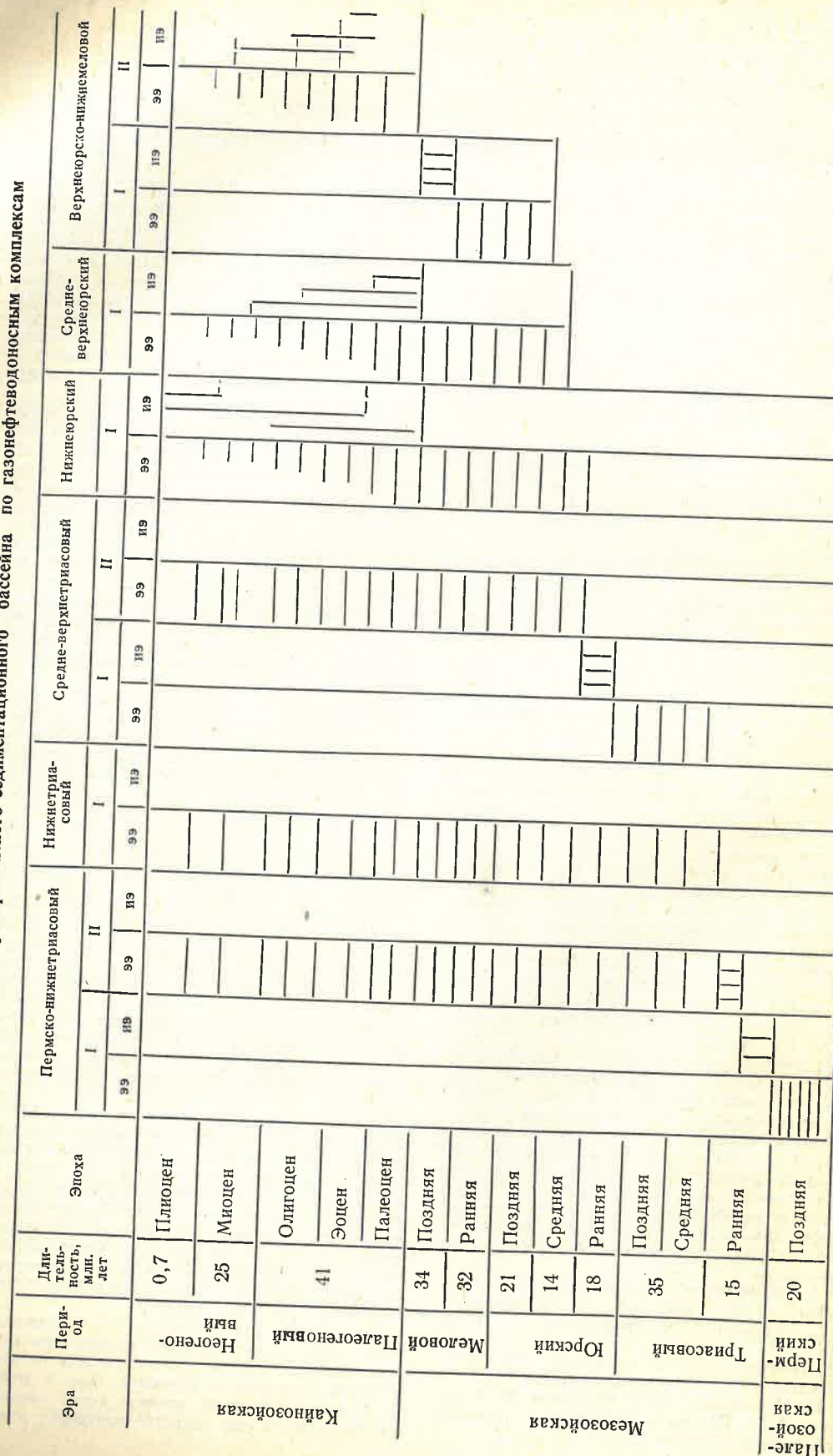
Средне-верхнетриасовый ГНБК. В средне-поздне-триасовую эпоху границы палеобассейна несколько сократились. Областью интенсивного прогибания (до 1600 м) стали районы современного Приверхоинского краевого прогиба (в том числе Китчанское поднятие). Площади устойчивого прогибания отвечали Линденской впадине, Хапчагайскому мегавалу, Лунхинско-Келинскому мегапрогибу. Максимальная скорость осадконакопления составляла 45,7·10⁻³ мм/год.

Скопления углеводородов в отложениях этой эпохи не обнаружено, однако при бурении скважин повсеместно отмечались незначительные притоки и признаки газа и нефти. В гидрогеологической истории этого комплекса выделяются два гидрогеологических цикла.

* 1. Геология нефти и газа Сибирской платформы. Под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. М., Недра, 1981.

2. Нефтегазоносные комплексы Вилюйской синеклизы и Приверхоинского прогиба/Н. М. Музыченко, Ю. В. Самсонов, В. А. Туранов, А. В. Шашин. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1978, № 12, с. 5—9.

Схема гидрогеологической периодизации Вилуйско-Приверхоянского седиментационного бассейна по газонефтеводоносным комплексам



на элизионном этапе первого цикла формирования вод происходило как в морском бассейне, так и в континентальных условиях. Конец триасовой и начало юрской эпох ознаменовались перерывом в осадконакоплении и инфильтрацией в породы рассматриваемого комплекса метеогенных вод. Инфильтрационный этап первого гидрогеологического цикла с началом накопления пород кызылсырской свиты сменился элизионным, продолжавшимся в течение всего мезо-кайнозойского времени.

Нижнеюрский ГНБК. Раннеюрская эпоха характеризуется максимальной площадью осадочного палеобассейна — границы его значительно расширились за счет погружения под уровень моря склонов Алданского и Анабарского массивов и северо-восточного склона современной Ангара-Ботуобинской антеклизы. Это время максимальной трансгрессии моря.

Область устойчивого прогибания в эту эпоху располагалась в восточной части Линденской впадины. Областями относительно замедленного прогибания были районы современных Хапчагайского и Логдорского мегавалов, центральной и западной частей Линденской впадины, Лунхинско-Келинский мегапрогиб. Области замедленного прогибания находились на окраинах Вилуйской синеклизы. Максимальная скорость осадконакопления в раннеюрскую эпоху составляла $36 \cdot 10^{-3}$ мм/год.

Под региональной сунтарской покрывкой выявлены скопления газа и конденсата в пределах Китчанской области устойчивого прогибания и Хапчагайской области относительно замедленного прогибания, где в отдельных залежах имеются и признаки нефти. В гидрогеологической истории этого ГНБК выделяется один гидрогеологический цикл. Подземные воды формировались в основном в породах морского генезиса. Элизионный этап гидрогеологического цикла в центральной части Вилуйской синеклизы продлился в течение мезо-кайнозойской эры. В бортовых ее частях, где нижнеюрские отложения выходили на дневную поверхность и имела место инфильтрация метеогенных вод, начался инфильтрационный этап гидрогеологического цикла.

Средне-верхнеюрский ГНБК. Среднеюрская эпоха ознаменовалась значительной регрессией моря. Наметилось дифференцированное движение блоков фундамента. Область прогибания до 250 м располагалась в районе западного борта Линденской впадины и сопредельных территорий. Областями наибольшего накопления осадков (300—350 м) служили отдельные районы Тюкян-Чебыдинской и Бескюельской моноклиналей, выделяющиеся на фоне общего погружения в 150—200 м. Скорость накопления осадков существенно снизилась по сравнению с предыдущим периодом и составляла $(16—17) \cdot 10^{-3}$ мм/год. Залежей углеводородов в отложениях среднеюрской эпохи не встречено, хотя получены незначительные притоки газа и нефти в пределах Хапчагайской области относительно замедленного прогибания.

В позднеюрскую эпоху интенсивность прогибания возросла по сравнению со среднеюрской. К концу поздней юры дифференциация блоковых движений и активизация тектонических процессов привели к расчленению терри-

тории палеобассейна на приподнятые и опущенные участки: в центральных частях синеклизы формировался Хапчагайский мегавал и осложняющие его локальные поднятия.

Залежи газа в отложениях верхней юры выявлены в пределах Хапчагайской и Китчанской областей относительно замедленного прогибания. Максимальная скорость накопления осадков в этот период составляла 38×10^{-3} мм/год.

В гидрогеологической истории среднеюрско-верхнемелового комплекса также выделяется лишь один гидрогеологический цикл. Подземные воды формировались в основном в условиях накопления континентальных осадков. Элизионный этап гидрогеологического цикла в центральной части Вилуйской синеклизы растянулся на всю мезо-кайнозойскую эру, в бортовых ее частях был характерен инфильтрационный этап, продолжавшийся всю кайнозойскую эру.

Верхнеюрско-нижнемеловой ГНБК. В верхней юре-нижнем мелу областями максимального накопления осадков служили Линденская впадина и прилегающие к ней области аккумуляции Приверхоянского краевого прогиба, Лунхинско-Келинский мегапрогиб. При этом отмечается дальнейшая и наиболее четкая дифференциация режима тектонических движений, выразившаяся в формировании или дальнейшем развитии положительных и отрицательных структурных элементов (Хапчагайский, Логдорский мегавалы, Лунхинско-Келинский мегапрогиб и др.). Областями преимущественно замедленного прогибания оставались прибортовые части синеклиз.

Небольшие по запасам залежи газа выявлены в пределах Хапчагайской и Китчанской областей относительно замедленного прогибания. Признаки нефти получены в этих отложениях на площадях, приуроченных к Лунхинско-Келинской области относительно устойчивого прогибания. Раннемеловая эпоха характеризуется наивысшей (на протяжении рассматриваемого отрезка геологической истории) скоростью накопления осадков — более $80 \cdot 10^{-3}$ мм/год.

В гидрогеологической истории этого ГНБК выделяются два гидрогеологических цикла. Формирование подземных вод на элизионном этапе происходило в условиях накопления континентальных отложений. Элизионный этап первого гидрогеологического цикла в конце нижнего мела сменился инфильтрационным этапом, который длился вплоть до начала накопления отложений аграфеновской свиты верхнего мела. Элизионный этап второго гидрогеологического цикла в центральной части Вилуйской синеклизы продолжался в течение всей кайнозойской эры, а в бортовых ее зонах отмечался инфильтрационный этап.

Следует подчеркнуть особенность гидрогеологической истории ГНБК Вилуйской синеклизы и Предверхоянского прогиба, заключающиеся в образовании (начиная с раннечетвертичного времени) мощной геокриолитозоны (до 600—650 м). Это вызвало резкое сокращение инфильтрации метеогенных вод в породы нижнеюрского, средне-верхнеюрского и верхнеюрско-нижнемелового ГНБК в бортовых зонах Вилуйской синеклизы во время

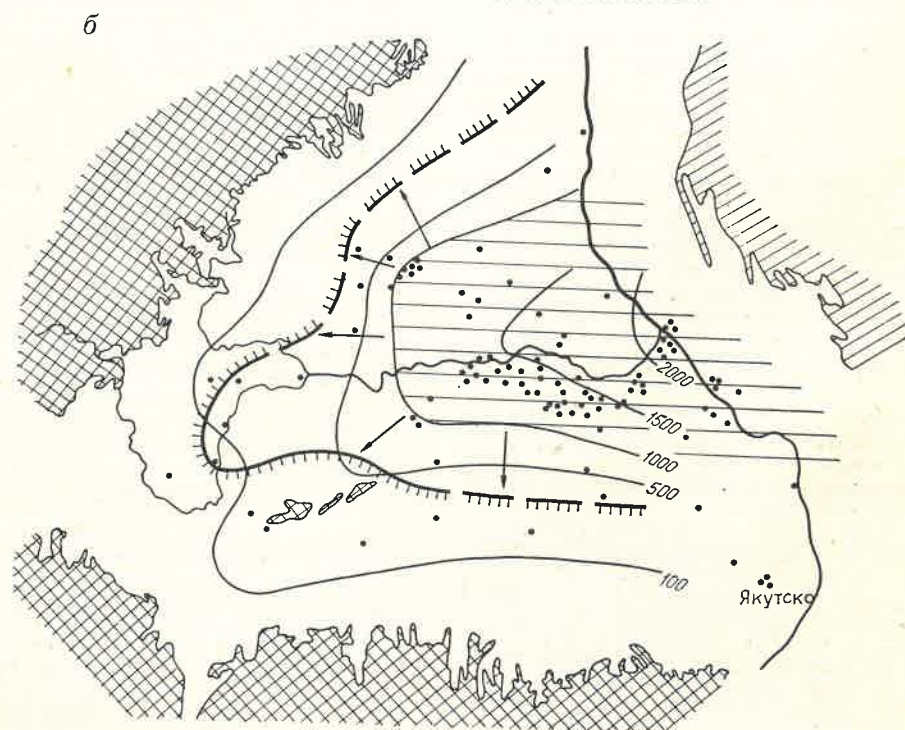
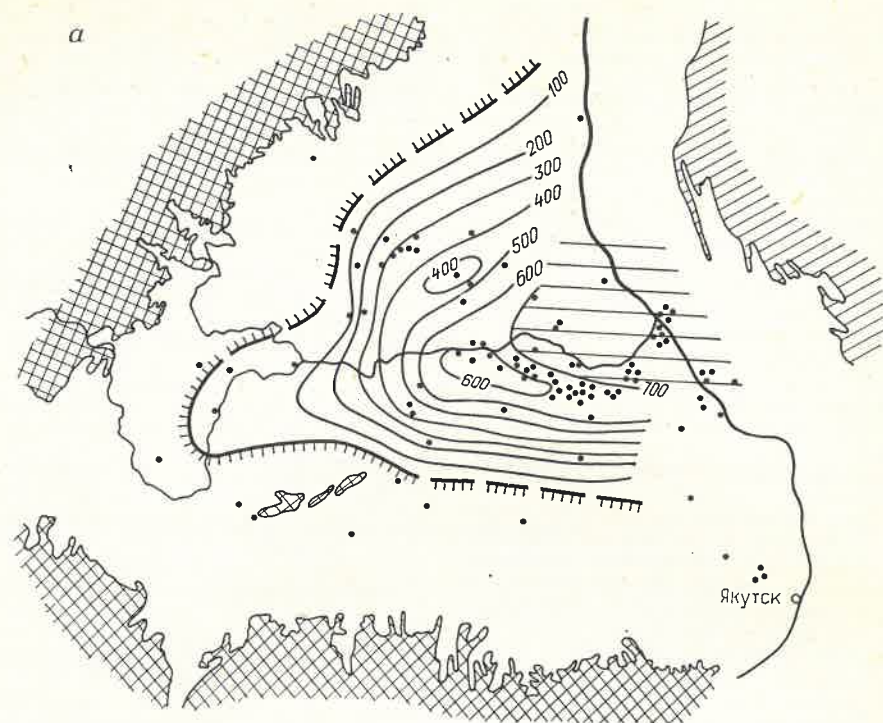
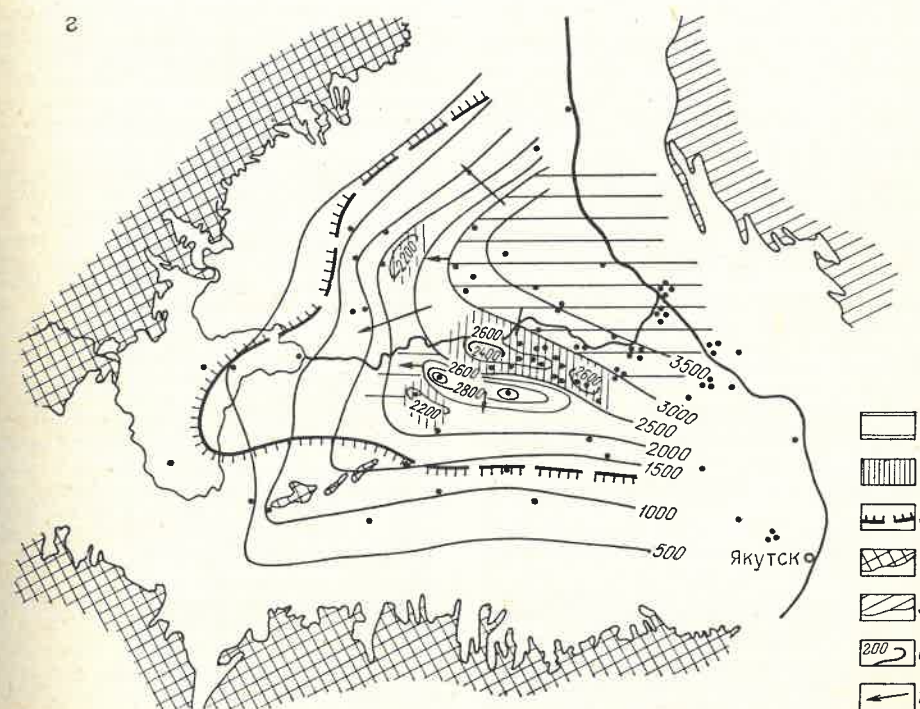
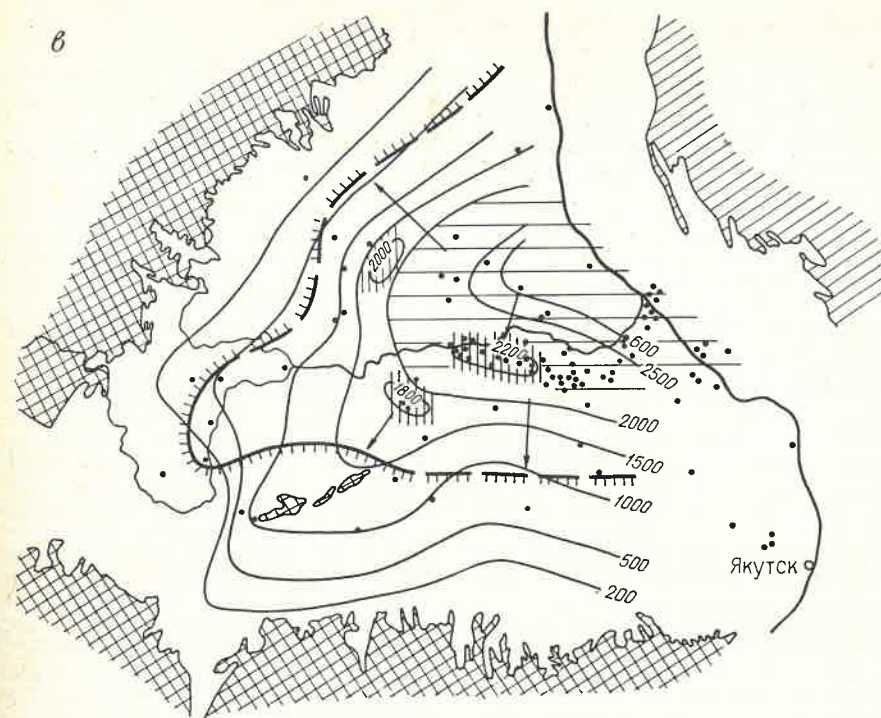


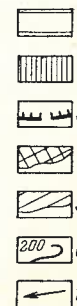
Схема палеотектонических и палеогидродинамических реконструкций Вилуйско-Приверхоянского седиментационного бассейна (пермско-нижнетриасовый ГНБК)

а — к началу среднего триаса; б — к началу средней юры; в — к началу нижнего мела; г — к началу верхнего мела; 1 — области пьезомаксимумов; 2 — области пьезоминимумов; 3 — зоны выклинива-



ния пермо-триасовых отложений под покровом более молодых; 4 — области выхода допермо-триасовых отложений на дневную поверхность; 5 — обла-

сти выхода пермо-триасовых отложений на дневную поверхность; 6 — изопакиты; 7 — направление миграции флюидов



инфильтрационных этапов гидрогеологических циклов и сказалось на гидродинамическом режиме в этих комплексах.

Таким образом, можно отметить различие в гидрогеологической истории рассмотренных выше комплексов. Если элизионный этап преобладал в пермско-нижнетриасовом, нижнетриасовом и средне-верхнетриасовом, нижнеюрском и средне-верхнеюрском, средне-верхнеюрском и верхнеюрско-нижнемеловом комплексах, то в нижнеюрском, средне-верхнеюрском и верхнеюрско-нижнемеловом комплексах отмечалась дифференцированная картина в центральной и в бортовых частях Вилуйской синеклизы. Для нижнеюрского, средне-верхнеюрского, верхнеюрско-нижнемелового комплексов в бортовых зонах синеклизы в кайнозойскую эру был характерен инфильтрационный этап, в погруженных частях бассейна в это же время продолжался элизионный этап. Проведенный наряду с периодизацией гидрогеологической истории палеотектонический анализ [2] показал, что в центральных частях Вилуйской синеклизы в течение длительного времени происходило устойчивое прогибание, накапливалась мощная толща осадков, что сопровождалось компрессионным режимом.

Для изучения палеотектонической и палеогидрогеологической истории развития региона были построены схемы мощностей с выделением на них гидродинамических режимов. Анализ проводился по опорным стратиграфическим поверхностям, соответствующим кровлям неджелинской, мономской и сунтарской свит, что позволило также охарактеризовать развитие основных ГНБК.

Для каждого из рассмотренных отрезков истории геологического развития региона выделялись области пьезомаксимумов, соответствующие участкам наибольшего прогибания дна бассейна седиментации и накопления максимальной мощности осадков, районы пьезоминимумов, соответствующие территориям, испытывавшим относительно замедленное прогибание, и промежуточные области, которые могут рассматриваться как возможные пути миграции УВ (см. рисунок).

Определены области, которые на протяжении длительной истории развития региона служили зонами пьезомаксимумов (Линденская впадина, расположенный восточнее Приверхоанский краевой прогиб, а к началу поздне-меловой эпохи и Тангнарийская впадина). В них происходила генерация углеводородов.

Зоны аккумуляции углеводородов развивались унаследованно, начиная с верхнеюрского времени, — это Халчагайский и Логлорский мегавалы. Кроме того, нами выделены зоны возможного развития ловушек неструктурного типа, связанные с выклиниванием отложений комплекса под покровом более молодых пород. Они находятся на путях миграции УВ в течение всей истории развития палеобассейна седиментации. К ним относятся северо-западный и южный борты синеклизы, соответствующие Хоргочумской и Бескюельской моноклиналям.

Как видно из приведенных схем, начиная с конца нижнетриасового времени, в отложениях пермско-нижнетриасового ГНБК в наиболее погруженной части Вилуйско-Приверхоанского осадочного бассейна были благо-

приятные условия для газообразования, а конце триасового времени органическое вещество могло генерировать нефть, количество которой ввиду преимущественно гумусового состава ОВ следует считать ограниченным. Скопления нефти исходя из общих палеотектонических и палеогидрогеологических реконструкций, а также времени заложения локальных поднятий (Халчагайский и Логлорский мегавалы) могли образоваться преимущественно в ловушках древнего заложения как структурного, так и неструктурного типа, поэтому благоприятными для открытия залежей нефти являются зоны выклинивания отложений нижних комплексов, которые в протяжении всей истории развития региона служили областями пьезоминимумов.

Следовательно, можно констатировать, что наиболее перспективны в отношении газонефтеносности по палеогидрогеологическим и палеотектоническим предпосылкам (по всей площади распространения) пермско-нижнетриасовый, нижнетриасовый и средне-верхнетриасовый комплексы. Три верхних комплекса перспективны в центральной части Вилуйской синеклизы, где в них фиксируется гидрогеологическая закрытость и длительное время существовал компрессионный режим. Палеогидродинамические реконструкции свидетельствуют о том, что максимально прогнутая часть Вилуйской синеклизы развивалась как зона пьезомаксимума и область газонефтеобразования. Миграция флюидов (в том числе углеводородов) происходила преимущественно в северо-западном и южном направлениях по бортовым участкам синеклизы, поэтому Халчагайский и Логлорский мегавалы и их склоны, служившие зонами пьезоминимума, рассматриваются как области газонефтенакопления.

Необходимо отметить значение вертикальной миграции в формировании залежей углеводородов. В результате исследований химического состава пластовых вод, проведенных в МИНХИГ А. А. Карцевым и Н. В. Поповой (1982 г.) были намечены гидродинамические «окна» на территории Халчагайского мегавала, служащие путями поступления рассолов из глубоководных залегающих отложений до пермско-нижнетриасовых включительно. Эти зоны совпадают с выделенной на схеме областью пьезоминимума. Кроме того, намечается гидродинамическая связь между нижнетриасовым и средне-верхнетриасовым ГНБК в зонах опесчанывания региональных флюидоупорных толщ в центральной части Халчагайского мегавала, что привело к отсутствию залежей УВ как внутри мономской свиты, так и по ней.

Несомненно, определенную роль в формировании и разрушении скоплений УВ в пределах Вилуйской синеклизы и Приверхоанского прогиба играли региональные разломы. Однако ввиду того что время их заложения в развитии недостаточно изучено, роль их проблематична. Для трех нижних комплексов перспективны бортовые участки синеклизы, где кроме залежей, связанных со структурными ловушками, могут быть выявлены залежи литологически, стратиграфически и гидродинамически экранированные.

КДК 553.41 : 553.25/29

Е. АНТОНОВ (САИГиМС)

Типы месторождений золото-серебряной формации

Полученные за последние годы данные об условиях формирования золото-серебряных месторождений вызывают необходимость уточнения понятия «золото-серебряная формация», а также критериев ее выделения и типизации месторождений. Многие годы бытовало мнение о связи указанной формации исключительно с молодыми вулканогенными поясами (В. Линдгрэн, Г. Шнейдерхен и др.). Последующее изучение мезозойских месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и палеозойских Тянь-Шаня позволило расширить возрастной диапазон золото-серебряной формации, не изменив при этом представлений о ней как об одной из наиболее типичных рудных формаций вулканогенного ряда [7 и др.].

Новейшие материалы по золото-серебряным месторождениям, связанным с миогеосинклинальными осадочно-терригенными толщами [1 и др.], свидетельствуют о значительно большем разнообразии условий формирования и ярко выраженном явлении конвергентности, определивших возникновение различных формационных типов этих месторождений. Систематизация их обычно базируется на генетических (связь с вулканогенными образованиями), геолого-экономических и минералого-геохимических признаках. Последние используются очень широко. Однако критерии отнесения месторождений к золото-серебряной формации, включающие степень распространения минералов серебра и значения серебро-золотого отношения в рудах, у разных авторов различны [2, 3, 6, 7 и др.].

Наиболее обоснованным представляется геохимический подход к группировке месторождений с учетом как соотношений золота и серебра, так и распространенности обоих металлов в земной коре [4, 9 и др.]. Весьма важен, но также не решен вопрос о «границах» золото-серебряной формации,

отделяющих ее от других золоторудных и сереборудных формаций.

Учитывая, что в понятие «рудная формация» вкладывается не только геологическое, но и экономическое содержание, в последнее время И. И. Четырбокая и автор статьи произвели группировку золото-серебряных месторождений по относительной значимости золота и серебра в рудах с использованием показателя удельной извлекаемой ценности полезного компонента. За минимальное значение удельной извлекаемой ценности серебра по отношению к золоту принято 5 %, за максимальное 95 %. Соответственно диапазон изменения золото-серебряного отношения составляет от 1 до 500. При иных значениях данных показателей месторождения следует рассматривать либо как собственно золоторудные, либо как собственно серебряные, и относить их к золото-серебряным нецелесообразно. В случае наличия в рудах других полезных компонентов (помимо золота и серебра) удельная извлекаемая ценность каждого из них не должна достигать ценности какого-либо одного из двух благородных металлов, иначе месторождения будут серебро-свинцовыми с золотом, золото-медными с серебром и т. п.

Выделение «границ» золото-серебряной формации по показателю удельной извлекаемой ценности золота и серебра не противоречит геолого-геохимическому подходу, поскольку соотношения цен на золото и серебро на мировом рынке (порядка 15:1—30:1) колеблются в незначительных пределах и в целом согласуются с соотношением распространенности обоих металлов в земной коре.

В настоящее время золото-серебряные месторождения с обширным комплексом минералов серебра и золота, с широким диапазоном значений серебро-золотого отношения выявляются в различной геологической обстанов-

ке — в связи с вулканогенными и интрузивными образованиями, а также среди осадочно-терригенных миеосинклинальных толщ вне связи с магматическими проявлениями. Поэтому традиционному термину «золото-серебряная формация» целесообразно придавать не столько генетическое, сколько геолого-экономическое содержание.

Различия в условиях образования конвергентных золото-серебряных месторождений нашли отражение в разнообразии их формационных типов, выделяемых с использованием принципов металлогенического анализа, которые обоснованы Д. В. Рундквистом и др. [5]. Хорошо изучены два формационных типа золото-серебряных месторождений — разновозрастных вулканогенных поясов и миеосинклинальных зон, условия образования которых резко различны.

Золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов — наиболее широко распространенный и хорошо изученный формационный тип. Его проявления известны в вулканических районах Северной и Южной Америки, Северо-Востока СССР, Закарпатья и Срединного Тянь-Шаня. Они тесно связаны с вулканоструктурами и вулканическими аппаратами, локализуются в покровах, экструзиях, субвулканических телах андезитового — липаритового состава, реже в осадочных толщах фундамента вулканоструктур. Для Охотско-Чукотского пояса характерна приуроченность таких месторождений к верхнемеловым вулканитам, представленным главным образом кислыми разновидностями. В среднекаменноугольных вулканотектонических депрессиях Срединного Тянь-Шаня вмещающими служат породы среднего состава — андезитовые, андезито-дацитовые порфириты, их брекчиевые лавы, кристаллокластические и литокристаллокластические туфы и туффиты. Довольно значительно распространены здесь и наложенные позднегерцинские (P_2-T_1) дайки диабазовых порфиритов, кварцевых порфиров.

Рудовмещающие породы золото-серебряных рудных полей подверглись интенсивной пропилитизации, продукты которой относятся к альбит-эпидот-хлоритовой, альбит-кальцит-хлорито-

вой, серицитовой и кварц-серицитовой фациям. Рудные тела в большинстве случаев контролируются системами крутопадающих разрывных нарушений, реже согласными разломами контактов отдельных горизонтов вулканитов. Представлены они сложными жильными зонами, переходящими на глубоких горизонтах в более простые жилы. В местах пересечения трещин разных направлений между собой с дайками образуются рудные стобы с повышенными концентрациями металлов. Специфической разновидностью рудоносных структур являются трубообразные тела взрывных брекчий, к которым приурочены рудные бонанцы.

Вещественный состав золото-серебряных проявлений в мезо-кайнозойских и палеозойских вулканических поясах наряду с некоторыми отличиями имеет много общих черт. Так, пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделены золото-пиритовый, золото-сфалерит-галенитовый, золото-аргентитовый, золото-сульфоантимонитовый (золото-сульфосольный), золото-аргентит-сульфосольный минеральные типы [7 и др.]. В душимах в позднепалеозойских вулканоструктурах Тянь-Шаня являются самородно-золото-серебряный, золото-аргентит-сульфосольный и золото-серебряно-теллуридный типы.

В подавляющем большинстве месторождения малосульфидны, исключение представляет лишь золото-серебро-теллуридный тип с повышенным содержанием (до 15—20 %) рудных минералов. На проявлениях таких минеральных типов, как самородно-золото-серебряный и золото-аргентит-сульфосольный, суммарное содержание рудных минералов (в основном пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, иногда блеклых руд и халькозина) не превышает долей процента, редко достигает 1—3 %.

Золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов относятся к различным классам по удельной извлекаемой ценности золота и серебра. Однако в целом среди них преобладают существенно серебряные и серебряные золотосодержащие проявления со значением серебряно-золотого отношения 10—100 и более.

Основными ценными минералами позднепалеозойских месторождений самородно-золото-серебряного типа являются электрум и самородное серебро. Значения серебряно-золотого отношения колеблются от 2 до 15, в среднем приближаясь к 10. На мезозойских месторождениях золото-аргентитового типа основной ценный минерал — аргентит, ассоциирующийся с самородным серебром и низкопробным золотом. Для золото-сульфоантимонитового типа, крайний «серебряный» член которого представлен прустит-пираргиритом, характерен парагенезис самородного золота с пираргиритом, миаргиритом, стефанитом [7].

На месторождениях золото-аргентит-сульфосольного типа, известных как в мезозойских, так и в палеозойских вулканогенных поясах, исключительно широко распространены наряду с низкопробным золотом минералы серебра — аргентит (акантит), штроемейерит, различные сульфосоли (пирсенит, пираргирит, полибазит, прустит, стефанит, фрейеслебенит), а также самородное серебро. Последнее развивается в основном по сульфосолям, замещая их. Серебряно-золотое отношение на проявлениях данного минерального типа весьма высокое (50—100 и более).

Наибольшее разнообразие рудных минералов и многостадийность процесса минералообразования отмечаются в позднепалеозойских проявлениях золото-серебряно-теллуридного типа, которым свойственны также большая глубинность и более высокие температуры рудообразования по сравнению с другими месторождениями. Основные рудные минералы здесь — галенит, пирит, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, а также теллуриды золота, серебра, висмута и самородные формы этих металлов, определяющие промышленную ценность руд. По значению серебряно-золотого отношения (порядка 10) этот минеральный тип не отличается от самородно-золото-серебряного. В отдельных случаях оба типа минерализации встречаются совместно.

Среди нерудных минералов на палеозойских проявлениях преобладает кварц, в подчиненном количестве и повсеместно присутствуют кальцит,

анкерит, барит, адуляр, в то время как на мезозойских месторождениях для них наряду с кварцем типичны адуляр, родонит, родохрозит [7]. Колломорфные формы выделения кварца и других нерудных минералов указывают на коллоидный характер растворов.

Постоянный спутник мезозойских золото-сульфоантимонитовых проявлений — сурьмяная, либо сурьмяно-ртутная минерализация. Она развивается в виде наложенных антимонит- и кинноварьсодержащих жил и прожилков.

Весьма характерен для золото-серебряных проявлений мезо-кайнозойских вулканогенных поясов селен, образующий соединения с серебром, свинцом, медью (агвиларит, науманнит и др.). Палеозойские проявления самородно-золото-серебряного и золото-аргентит-сульфосольного типов беднее элементами-примесями. Содержание селена, теллура, как и никеля, висмута, ванадия и других металлов, составляет в них не более десятитысячных — тысячных долей процента, поэтому собственных минералов они не образуют.

Золото-серебряным проявлениям, локализованным и в мезо-кайнозойских, и в палеозойских вулканогенных толщах, свойственны черты парагенетической связи с ними — приповерхностные условия образования, пространственная приуроченность к вулканическим центрам и субвулканическим телам, зональное размещение по отношению к вулканоструктурам. О сопряженности во времени позднепалеозойского вулканизма и рудного процесса свидетельствуют также наблюдаемые факты пересечения вулканогенных пород и золото-серебряных жил диабазовыми дайками заключительных стадий герцинского тектоно-магматического цикла.

А. А. Сидоровым [8] обоснованы представления об эволюции золото-серебряной формации от древних металлогенических эпох к молодым и о приобретении ею черт формационной индивидуальности только начиная с мезозоя. Однако сопоставление разновозрастного золото-серебряного оруденения в вулканитах показывает отсутствие значительных отличий в составе и условиях образования позднепалеозойских и позднемеловых проявлений.

Как отмечалось, их различие заключается главным образом в меньшей степени развития на позднепалеозойских месторождениях сопутствующей минерализации, в частности, селеновой и сурьмяно-ртутной. Видимо, указанный формационный тип оруденения существовал в качестве самостоятельного уже в позднем палеозое.

Золото-серебряные месторождения миогеосинклинальных зон локализованы в принципиально иной геологической обстановке, характеризующейся распространением мощных осадочно-терригенных комплексов с весьма редкими (до полного отсутствия) магматическими образованиями. Поскольку месторождения этого типа в ряде случаев размещаются в тех же рудоносных зонах, что и собственно золото-рудные месторождения «черносланцевой формации», некоторые исследователи рассматривают те и другие в качестве продуктов единого рудного процесса, не разделяя их по формационной принадлежности.

Однако, как видно из приводимых данных, золото-серебряные месторождения в миогеосинклинальных терригенных комплексах имеют свои индивидуальные особенности, отличающие их как от однотипных месторождений вулканогенных поясов, так и от золоторудных «черносланцевой формации».

В изученной провинции оруденение развивается преимущественно в рифейско-нижнепалеозойских (O—S) песчано-сланцевых толщах, в пачках ритмичного переслаивания углеродсодержащих слюдисто-кварцевых, глинисто-слюдисто-кварцевых сланцев, алевролитов и песчаников, подвергшихся интенсивной складчатости различных порядков. Минерализованные зоны дробления и окварцевания, вмещающие оруденение, возникают на крыльях крупных складок. Рудовмещающие терригенные отложения метаморфизованы на уровне низкотемпературной фации зеленых сланцев. В отдельных случаях золото-серебряное оруденение локализуется и в средневерхнепалеозойских терригенно-карбонатных породах (D_2 — C_2), завершающих разрез палеозойских отложений.

В пределах минерализованных зон дробления выделяются кулисообразные серии рудовмещающих разрывных нарушений, примыкающие под острым углом к крупным рудоконтролирующим разломам. Сами рудоконтролирующие разломы северо-восточной и северо-западного простирания дикордантны по отношению к субширотным структурно-металлогеническим зонам геосинклинальной системы.

Строение рудоносных зон на золото-серебряных проявлениях данного формационного типа более сложное. Стержневые кварцевые жилы встречаются лишь на отдельных участках. Более характерно для них прожилкование окварцевание, развивающееся по неглубоким системам трещин в зонах интенсивного катаклаза и будинирования вмещающих пород. При этом золото-серебряная минерализация накладывается как на кварцевые жилы и прожилки, так и на измененные раздробленные сланцы, песчаники, алевролиты. Широко проявлены процессы аргиллизации, сопровождающиеся образованием кварца, карбонатов, гидрослюда, а также каолинита, диоксидов алунита.

Морфология рудных тел линзообразная и плитообразная, что в целом характерно для гидротермальных месторождений. Углы падения рудных тел, в отличие от таковых месторождений вулканогенных поясов, весьма пологие (20 — 60°), часто субогласные с вмещающими породами.

Изученные золото-серебряные проявления в терригенных комплексах относятся к золото-аргентит-сульфосолюно-пирит-арсенопиритовому и акантит-пирит-сфалерит-галенитовому минеральным типам. По относительной роли серебра руды серебряные золото-содержащие: удельная извлекаемая ценность серебра в них обычно превышает 50% , достигая 90% (значения серебряно-золотого отношения колеблются от 50 до 500).

Характерная особенность оруденения этих минеральных типов — временная, а часто и пространственная разобщенность золотой и серебряной минерализации. Основная часть золота выделилась в раннюю собственную золоторудную — золото-пирит-арсенопиритовую стадию, серебро отложи-

лось в более позднюю — кварц-серебро-сульфосолюную стадию.

В составе ранней ассоциации, наиболее широко проявленной на золото-рудных месторождениях «черносланцевой формации», резко преобладает золотоносный пирит, которому сопутствует арсенопирит, тоже являющийся носителем тонкодисперсного золота. Содержание сульфидов в сумме составляет 3 — 5% , на долю арсенопирита приходится около $0,5\%$. Концентрация золота в рудах указанных минеральных типов зависит преимущественно от степени проявления ранней минеральной ассоциации.

Главная продуктивная ассоциация — кварц-серебро-сульфосолюная — убогосульфидная, включает сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды и обширный комплекс минералов серебра различных классов (аргентит, полибазит, штромейерит, пираргирит, стефанит, миаргирит и др.). Самородное серебро по распространенности резко уступает сульфидам и сульфосолям. В зоне окисления, развивающейся до глубин порядка 50 — 70 м, подавляющая часть серебра присутствует в виде кераргирита.

Проявления акантит-пирит-сфалерит-галенитового минерального типа размещаются на более высоких стратиграфических уровнях осадочно-терригенного комплекса по сравнению с золото-аргентит-сульфосолюно-пирит-арсенопиритовым типом. Для них характерно уменьшение роли мышьяка и увеличение содержания свинца и цинка. Количественно здесь наряду с пиритом преобладают сфалерит и галенит, за которыми в порядке убывания следуют арсенопирит, халькопирит, блеклые руды, аргентит (акантит).

Специфическая особенность золото-серебряных проявлений в миогеосинклинальных осадочно-терригенных толщах — повышенная теллуридо- и селеноносность. Теллурид серебра — гессит — встречается в значительных количествах как в сростаниях с галенитом, пиритом, буланжеритом, овихитом, так и в виде обособленных мелких прожилков.

Селен образует примесь в других рудных минералах (например, в халькопирите $0,2$ — $0,4\%$, в акантите до

$12,6\%$ и др.) и собственные минеральные формы. В частности, на проявлениях этого формационного типа установлены непрерывные ряды минералов: галенит — клаусталит, селенит — акантит — агвиларит — науманит.

К завершающим стадиям рудного процесса относится возникновение кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовых жил. На отдельных проявлениях отмечается и более ранняя шеелитовая минерализация.

Таким образом, рассмотренный формационный тип золото-серебряных месторождений весьма специфичен по условиям образования, характеру вмещающих пород и структурному контролю рудоотложения. Отсутствие видимой связи с магматическими комплексами и удаленность от магматических очагов позволяют считать эти месторождения телетермальными.

Вместе с тем вещественный состав продуктивных минеральных ассоциаций и температуры минералообразования, определяемые по данным декрепитации и гомогенизации (порядка 180 — 250°), имеют много общего с таковыми вулканогенных месторождений. При этом, как видно из изложенного, изученные золото-серебряные месторождения в миогеосинклинальных осадочно-терригенных толщах наиболее сходны по составу основной и сопутствующей минерализации (селен, сурьма, вольфрам) с вулканогенными месторождениями мезозойского возраста. Некоторые данные указывают на то, что они также мезозойские и связаны с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации.

Выявление различных формационных типов золото-серебряного оруденения и разнообразие условий образования расширяют возможности обнаружения золото-серебряных месторождений в разнотипных структурно-металлогенических зонах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А. Е., Таджиев А. С. Некоторые особенности золото-серебряной формации Южного Тянь-Шаня. — Зап. Узб. отдел. ВМО, 1981, вып. 34, с. 197—200.
2. Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1978, с. 5—77.

3. Казаринов А. И., Фомин П. С., Жданко И. А. О некоторых особенностях золотого оруденения, связанного с молодыми вулканогенными формациями в Нижнеамурском районе. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 176—179.
4. Константинов М. М. Геохимические типы золотого оруденения в вулканических областях. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 180—183.
5. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978.
6. Кузнецов К. Ф., Панфилов Р. В. Месторождения серебра. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1978, с. 77—93.
7. Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., Наука, 1968.
8. Сидоров А. А. К проблеме зарождения эволюции золото-серебряной формации. В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 424—429.
9. Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения серебра к золоту. — Геохимия, 1956, № 3, с. 65—73.

УДК 553.45(575.2)

Б. А. ТРИФОНОВ (Фрунз. политехн. ин-т), Н. И. ДОРОШЕНКО, Н. М. ШКИЛЬ (Упр. геологии КиргССР)

Геолого-структурные особенности оловорудного месторождения Учкошкон

Месторождение Учкошкон расположено в пределах Акшийракского рудного узла, выделяемого в западной части Сарыджазского оловорудного района Восточной Киргизии [3], который относится к Кокшаальской позднегерцинской складчатой зоне Южного Тянь-Шаня. Рудный узел контролируется крупным (260 км²) гипабиссальным Учкошконским гранитным массивом, сложенным в основном крупно- и среднезернистыми лейкогранитами поздней фазы послеорогенного пермского гранитоидного магматизма. Эти породы по вещественным характеристикам [3, 4] относятся к геохимическому типу плюмазитовых редкометальных лейкогранитов [9]. Месторождение (рис. 1) приурочено к северо-западной приконтактной зоне этого массива, расположенного на северном крыле Акташской антиклинали, осложненной разломами.

Рудовмещающие осадочные породы — это флишеидные известково-кремнисто-терригенные отложения нижнего—среднего карбона, подверженные контактовому метаморфизму с образованием разнообразных полосчатых роговиков, скарноидов и кристаллических известняков. Новообразованные минералы внутренней зоны контактового метаморфизма (500—600 м) представлены моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом, а внешней (300—400 м) — ам-

фиболами, минералами группы эпидота, серицитом, хлоритом [11].

Кровля Учкошконского массива на месторождении осложнена штокообразным выступом с многочисленными гранит-порфировыми апофизмами. Жильные сопровождения гранитов представляют собой дайки мелкозернистых и аплитовидных гранитов, также поздние дайки фельзитоподобных гранит-порфиров. Последние предшествовало образованию взрывных или эксплозивных брекчий [1].

На рассматриваемом объекте развито многостадийное оруденение двух этапов [3, 7, 10] — раннего грейзеново-гидротермального и позднего высокотемпературного гидротермального.

Грейзеново-гидротермальная минерализация раннего этапа проявляется широко, но по продуктивности имеет подчиненное значение. Ей предшествовали процессы альбитизации и грейзенизации гранитов и последующий ранний щелочной метасоматоз существенно калиевого типа [11], выразившийся в образовании зон наложенной биотитизации роговиков вокруг Учкошконского гранитного штока (рис. 2). Продукты этого этапа оруденения по отношению к интравудным дайкам аплитовидных и мелкозернистых гранитов подразделяются на раннюю (додайковую) молибден-вольфрамовую и позднюю (последайковую) вольфрам-оловянную минерализацию

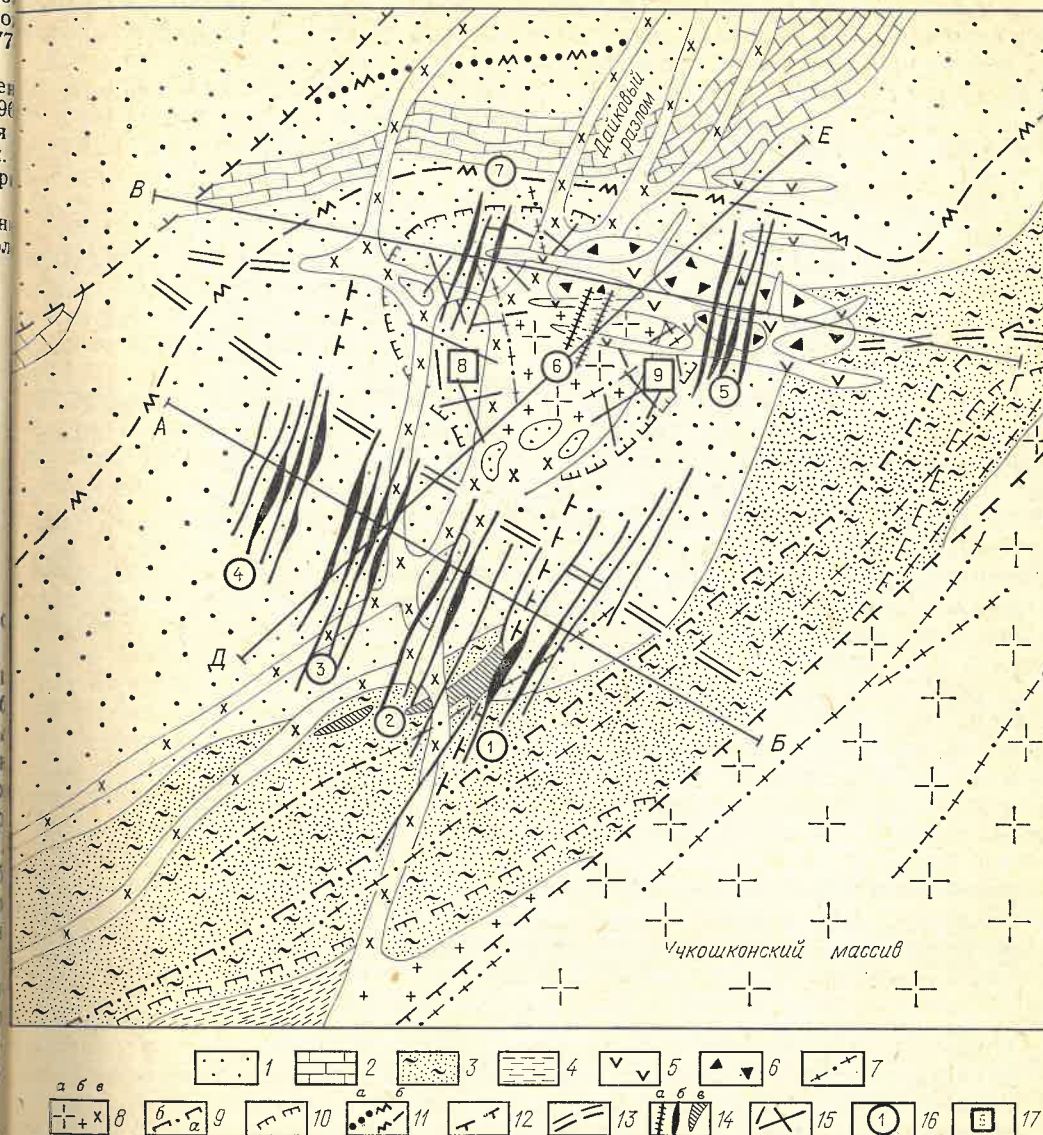


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Учкошкон

1—4 — ранне-среднекаменноугольные отложения (С₁₋₂): 1 — известковые песчаники, алевролиты, сланцы; 2 — известняки; 3 — известково-кремнисто-глинистые сланцы, известняки, известковые песчаники; 4 — известковые алевролиты, известковые и кремнисто-глинистые сланцы; 5—8 — пермские интравудные породы: 5 — фельзитоподобные гранит-порфиры; 6 — брекчии взрывов; 7 — мелкозернистые биотитовые и аплитовидные граниты; 8 — крупно-среднезернистые лейкограниты (а), мелкозернистые граниты краевой фации (б), гранит-порфиры апофизмы (в); 9—11 — граниты зон изменений пород: 9 — между внутренней полевошпатовой (а) и фронтальной скаполитовой (б) зонами наложенного позднего щелочного метасоматоза натриевого типа; 10 — зоны наложенного раннего щелочного метасоматоза калиевого типа (биотитизации); 11 — между

внешней (а) и внутренней (б) зонами контактового метаморфизма; 12—13 — разрывные структуры; 12 — разломы с указанием направления падения; 13 — оси зон разломов скрытого типа; 14—15 — рудные структуры: 14 — высокотемпературное гидротермальное оловянное оруденение позднего этапа — жильные рудные тела кварц-касситеритового (а) и кварц-турмалин-касситеритового (б) минеральных типов, субластовые залежи (среди скарноидов) боросиликатно-норденшелдит-касситеритового типа (в); 15 — грейзеново-гидротермальное молибден-вольфрамовое оруденение раннего этапа в виде флюорит-кварцевых штоков с молибденом и шеелитом; 16 — оловорудные зоны: Поселковская (1), Центральная (2), Надежная (3), Целинная (4), Штокверковая (5), Желанная (6), Северо-Западная (7); 17 — молибден-вольфрамовые рудные зоны: Западная (8) и Восточная (9)

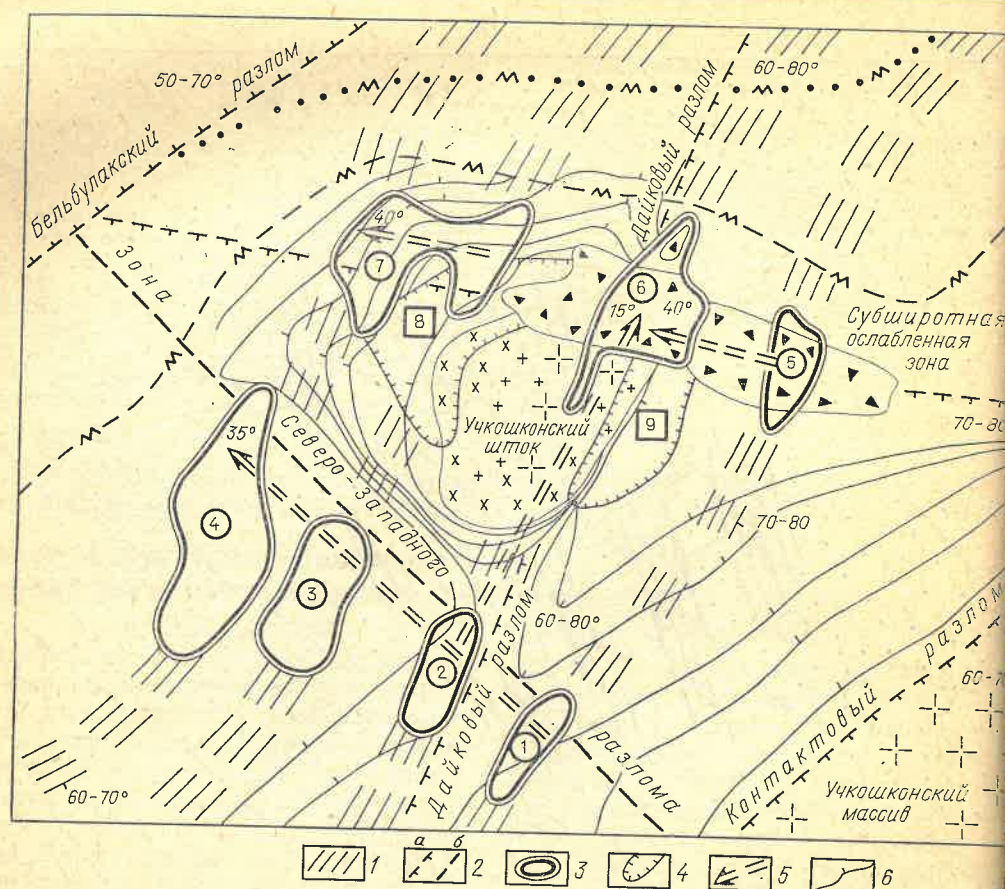


Рис. 2. Структурная схема месторождений Учкошкон
1 — послеинтрузивные трещинные зоны — рудопределяющие и рудокализирующие для оловянного оруденения позднего этапа; 2 — разрывные структуры доинтрузивного заложения с направлением

падения (а) и вертикальные (б); 3—4 — горные проекции обобщенных контуров руды позднего оловянного (3) и раннего молибденового (4) оруденения; 5 — направление склона оловянных зон; 6 — изогипсы гранитов (остальные усл. обозн. см. рис. 1)

Определенный практический интерес представляет только первая, которая развита в приконтактных эндо- и, в основном, экзозонах Учкошконского гранитного штока в виде флюорит-кварцевых прожилково-штокверковых зон с молибденитом, шеелитом и незначительным количеством сульфидов. Последайковая вольфрам-оловянная минерализация непродуктивна и отмечается спорадически в эндо- и ближайших экзозонах массива в виде мало мощных кварцевых и турмалин-кварцевых прожилков с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и др.

Высокотемпературная гидротермальная минерализация позднего этапа, несущая промышленное оловянное оруденение, возникла после образования взрывных брекчий и внедрения фельзитоподобных гранит-порфиров,

наложившихся на минерализацию раннего этапа и завершивших интрузивный магматизм. Этой минерализации предшествовал поздний щелочной метасоматоз существенно натриевого типа [11]. По отношению к гранитам выделяются относительно богатая (50—150 м) внутренняя зона шпатовой (альбит, реже калишпат) и наиболее мощная (сотни метров) фронтальная скаполитовая зона метасоматоза. Наложенный метасоматоз хорошо проявлен в известково-кварцевых роговиках, эксплозивных брекчиях, а также в фельзитоподобных гранит-порфирах. Оловянное оруденение позднего этапа локализуется преимущественно в надинтрузивной части массива, преобладает падение пород на северо-запад под углами 20—40°. Здесь развиты также локальные складки и

Выделяются следующие морфологические типы оловянных тел: 1) секущие жиллообразные массивного и прожилково-вкрапленного сложения; 2) изометрические и неправильной формы в зонах интенсивной трещиноватости (штокверки); 3) пласто- и линзообразные на пересечении рудоконтролирующих трещин с дайками-апофизами гранит-порфиров (контактовые тела) и с пластами благоприятных пород (оруденелые скарны). Наибольшее значение имеют жиллообразные тела.

Оловянные руды отличаются большим разнообразием минеральных ассоциаций, что связано с многостадийным характером оруденения и неоднородным составом вмещающих пород [3, 5, 7]. Выделяются три основных минеральных типа руд: 1) кварц-турмалин-касситеритовый; 2) кварц-касситеритовый; 3) боросиликатно-норденшельдит-касситеритовый. Все они характеризуются присутствием флюорита и невысоким содержанием сульфидов (арсенопирита, халькопирита и др.). Главное значение имеет кварц-турмалин-касситеритовый тип руд, слагающий большинство рудных тел экзоконтактных зон, в том числе и в эксплозивных брекчиях. Кварц-касситеритовые руды встречаются в виде жиллообразных тел в гранитном штоке. Боросиликатно-норденшельдит-касситеритовые руды образовались при наложении оловянного оруденения на скарны; в незначительном количестве они отмечаются также среди эксплозивных брекчий.

Строение месторождения Учкошкон сложное (см. рис. 2). Согласно классификации структур рудных полей по Ф. И. Вольфсону и П. Д. Яковлеву [2], его можно охарактеризовать как комбинацию двух структурных типов эндогенных месторождений: 1) приуроченных к приконтактным зонам гранитных массивов, осложненных штокообразными выступами и разрывными нарушениями; 2) приуроченных к трубкам взрыва.

Осадочно-метаморфические толщи месторождения слагают фрагмент северо-западного крыла Акташской антиклинальной структуры. Преобладает падение пород на северо-запад под углами 20—40°. Здесь развиты также локальные складки и

мелкая складчатость волочения [5]. В целом складчатость не имеет определяющего значения в структуре месторождения Учкошкон. Учет ее представляет интерес лишь при анализе общей позиции объекта, приведенной выше.

Ведущая роль в формировании месторождения принадлежала разрывным структурам. Выделяются три разновозрастные группы таких структур: 1) доинтрузивные, 2) послеинтрузивные дорудные и интарудные и 3) послерудные.

Доинтрузивные разрывы, предопределившие общий характер размещения интрузий и блоковое строение рудного объекта, заложились в начальные стадии послескладчатого сводово-глыбового тектогенеза. По отношению к генеральному простиранию складчатых структур района они подразделяются на следующие системы: продольные северо-восточные, поперечные северо-западные, диагональные субмеридиональные и субширотные. Первые представляют собой взбросо-сдвиговые разрывы главного этапа сжатия (сплющивания), поперечные — комбинированные нарушения отрыва вдоль главной оси сжатия, диагональные — комбинированные сколовые разломы.

Продольные разломы главного этапа сжатия — Бельбулакский и Контактный — ограничивают площадь месторождения с северо-запада и юго-востока. Они имеют простирание СВ 40—45° и крутые (50—75°) падения соответственно на северо-запад и юго-восток.

К поперечным разрывам отрыва относится вертикальная зона Северо-Западного разлома скрытого типа шириной 100—150 м, которым резко ограничен с юго-запада гранитный шток (см. рис. 3, ДЕ).

Система диагональных сколовых разрывов представлена субмеридиональными разломами и Субширотной ослабленной зоной. Субмеридиональные разломы — это малоамплитудные сбросы с простиранием СВ 10—30° и крутыми падениями (80—85°) на юго-восток с переходами до вертикального и обратного. Наиболее крупный разлом (Дайковый) прослеживается через всю площадь месторождения (см. рис. 1, 2), контролируя крутопа-

дающие апофизные дайки гранит-порфиров и восточное ограничение гранитного штока. Субширотная ослабленная зона, так же как и зона Северо-Западного разлома, относится к разрывным структурам скрытого типа. Ширина ее 150—200 м, простирается СЗ 290°, общее крутое (80—85°) падение на юго-запад. Эта структура ограничивает с северо-востока гранитный шток и контролирует размещение эксплозивных брекчий.

Послеинтрузивные дорудные и интрузивные разрывы образовались в поздние стадии сводово-глыбового тектогенеза, когда происходило периодическое взламывание закристаллизованных масс гранитоидов, подновление доинтрузивных разломов и формирование внутриблочных трещинных структур высших порядков.

Подновленным разломом принадлежит исключительная роль в локализации послемагматических процессов. Так, зона Северо-Западного разлома и Субширотная ослабленная зона относятся к рудоподводящим системам и являются главными рудоконтролирующими структурами для продуктивного оловянного оруденения. К ним приурочены все оловянные зоны месторождения (см. рис. 1, 2).

Внутриблочные трещинные системы высших порядков принадлежат к собственно рудораспределяющим и рудо локализирующим структурам. Среди них выделяются зоны разноориентированной и ориентированной трещиноватости. Первые, развитые в приконтактных зонах Учкошконского гранитного штока, образовались в условиях общего сдавливания резко гетерогенных сред (граниты штока — роговики) на фоне кристаллизационной просадки гранитного штока.

Трещиноватость вокруг штока, часто придающая породам «брекчиеподобный» облик за счет сложной комбинации радиальных и кольцевых трещин, контролирует раннюю минерализацию, выраженную в виде флюорит-кварцевых с молибденитом и шеелитом штокверковых зон. Выделяются две молибден-вольфрамовые штокверковые зоны — Западная и Восточная (см. рис. 1, 2).

Ориентированная трещиноватость возникла при общей деформации бло-

ка пород, зажатого между Бельбулакским и Контактным разломами. В местеорождении развита трещиноватость подобного рода всех систем, усложняющаяся от плана предшествующих стадий деформаций. Наиболее интенсивно проявилась субмеридиональная система сколовых трещин высших порядков, которая имела исключительное значение для развития оловянной минерализации позднего этапа оруденения. Избирательный характер минерализации в связи с субмеридиональными трещинными структурами объясняется режимом левостороннего сдвига по разломам главного штокверка — Бельбулакскому и Контактному. Левосторонние сдвиги по разломам северо-восточного простирания приводили к приоткрыванию субмеридиональных сколовых трещин, в которых как трещины остальных систем оказывались притертными и неблагоприятными для проникновения рудных растворов.

По участкам сгущения субмеридиональных рудораспределяющих трещин выделяются четыре рудоносные трещинные зоны шириной 100—300 м. В узлах сопряжения этих зон с поречными рудоконтролирующими разрывами — Северо-Западным разломом и Субширотной ослабленной зоной сосредоточены основные жилеобразные и иные морфологические типы оловянных тел, в совокупности образующие семь зон — Поселковую, Центральную, Надежную, Целинную, Штокверковую, Желанную и Северо-Западную (см. рис. 1).

Послерудные разрывы образовались в этап новейшей орогенной активности. Крупным активизированным разломом является Бельбулакский разрыв, ограничивающий с севера месторождение Учкошкон. В целом же послерудная тектоника не привела к существенной структурной перестройке рассматриваемого рудного объекта.

Общее залегание кровли Учкошконского гранитного массива в районе месторождения субсогласно с толщами вмещающих осадочных пород (простирание СВ 50°, падение на северо-запад под углами 30—40°). В центральной части месторождения (см. рис. 1) кровля массива осложнена штокообразным выступом (Учкошконский

шток), который образовался в узле пересечения Дайкового разлома с Субширотной ослабленной зоной и зоной Северо-Западного разлома. В плоскости эрозионного среза этот шток имеет форму овала 500×250 м, ориентированного вдоль Дайкового разлома. На глубине он приобретает трапециевидную конфигурацию с крутыми северным (60—70°), юго-западным (75—85°) и юго-восточным (±85°) контактами, контролируемыми указанными зонами разрывных структур, и относительно пологим (50—60°) северо-западным контактом, субсогласным с вмещающими породами. Скважинами установлено превышение штока над массивом более 400 м.

Структурой кровли гранитов непосредственно контролируется раннее молибден-вольфрамовое оруденение, локализованное в приконтактных зонах апикальной части Учкошконского штока. Структурная связь позднего оловянного оруденения с гранитами менее четкая и проявляется только косвенно, в общем склонении оловянных зон субсогласно кровле Учкошконского массива.

К Субширотной ослабленной зоне приурочены трубки взрыва, которые располагаются в узле сопряжения ее с Дайковым разломом. Они образовались в две стадии, завершившихся на месторождении формированием интрузий. В первую в результате прорывов газов из остаточных расплавов глубинных частей магматической камеры возникли собственно брекчий взрывов, или эксплозивные брекчий, состоящие из обломков роговиков, гранитов и гранит-порфиров размером 0,1—10×10 мм. Среди обломков отмечаются также биотитизированные роговики с ранними молибден-вольфрамовыми прожилками [1].

Во вторую стадию по крутопадающим трещинным каналам, контролируемым Субширотной ослабленной зоной, произошло внедрение фельзитоподобных гранит-порфиров. Местами оно сопровождалось образованием эруптивных брекчий, наложенных на эксплозивные. Гранит-порфиры развиты как в контурах эксплозивных брекчий, так и за их пределами. В контурах брекчий они, цементируя обломки пород, слагают сложные дайкообраз-

ные тела «ячеистого» или «сотового» строения, часто с расплывчатыми контурами. В таких телах отмечаются переходы от чистых гранит-порфиров к гранит-порфирам с переменным количеством обломков пород и, наконец, к брекчий, сцементированным гранит-порфирами. Преобладающее простирание описанных интрузивных тел — субширотное, а их мощность колеблется от первых дециметров до нескольких десятков метров. За контурами брекчий фельзитоподобные гранит-порфиры прослеживаются на расстоянии 100—300 м в виде простых жил-даек субширотного, реже субмеридионального простирания.

Внедрение фельзитоподобных гранит-порфиров сопровождалось турмалинизацией эксплозивных брекчий, в основном на контакте с гранитами штока и эруптивных брекчий. Как уже отмечалось, после внедрения гранит-порфиров на месторождении интенсивно проявились процессы позднего щелочного метасоматоза (полевошпатизация и скаполитизация роговиков и эксплозивных брекчий), предрудного по отношению к позднему оловянно-муденению.

В общем структурном плане тела эксплозивных брекчий, или трубки взрыва, наложены на роговики и на граниты штока, а также на молибден-вольфрамовые штокверковые зоны. На месторождении вскрыты две трубки взрыва (см. рис. 2). Первая, относительно крупная, имеет форму конуса, уплощенного в плоскости Субширотной ослабленной зоны. Параметры ее горизонтальных сечений меняются от 600×150 м на уровне эрозионного среза до 300×200 м на глубине 450 м. По данным бурения вертикальная протяженность тела не менее 800 м. Вторая трубка, уплощенная вдоль Дайкового разлома, с горизонтальным сечением 70×40 м, является «сателлитом» первой. Это тело «слепое», оно прослежено скважинами на глубину 300 м.

Главные особенности размещения оруденения на месторождении обусловлены характером связи рудных процессов с гранитами. Переход от грейзеново-гидротермальной (молибден-вольфрамовой) минерализации раннего этапа к высокотемпературной

гидротермальной (оловянной) позднего этапа характеризуется прогрессивным увеличением глубинности рудоносных источников и, соответственно, усилением рудоконтролирующей роли разрывов глубокого заложения. Об этом свидетельствует разделение во времени двух этапов оруденения — образование explosивных брекчий и сопутствующее внедрение фельзитоподобных гранит-порфиров, т. е. формирование трубок взрыва. По глубинности уровней рудоносных источников на месторождении Учкошкон следует выделять «бескорневую» и «корневую» рудоносные системы, которые, согласно П. Ф. Иванкину [8], соответствуют рудным полям первого и второго рода.

Раннее молибден-вольфрамовое оруденение связано с «бескорневой» рудоносной системой. Оно широко развито в приконтактовых зонах апикальной части гранитного штока — сателлита Учкошконского гранитного массива. Рудная минерализация здесь представлена флюорит-кварцевыми штокверками с молибденитом и шеелитом (Западная и Восточная зоны).

Позднее оловянное оруденение, имеющее на месторождении главное значение, относится к «корневой» рудоносной системе. Оно локализуется в непосредственной близости от гранитного штока, контролируемого разрывными структурами, но уходит в экзоконтактовые зоны дальше, чем раннее молибден-вольфрамовое оруденение.

«Корни» оловорудоносной системы (рис. 3, ДЕ) приурочены к долгоживущим разрывам скрытого типа — Северо-Западному разлому и Субширотной ослабленной зоне — главным рудоконтролирующим структурам, непосредственно выполняющим роль рудоподводящих каналов. Оловорудные зоны сосредоточены в узлах пересечения отмеченных главных рудоконтролирующих структур с субмеридиональными сколовыми трещинами и основными рудолокализирующими структурами. Основные проявления оловянного оруденения — жильобразные рудные тела кварц-турмалин-касситеритового минерального типа.

Северо-Западным разломом и Субширотной ослабленной зоной четко обособлены две рудоносные площа-

ди — Центральный участок, или сторожение Учкошкон-I, и Северо-Восточный, или месторождение Учкошкон-II. На Центральном участке (оловорудные зоны Поселковая, Центральная, Надежная и Целинная) рудные тела залегают среди роговиков, накладываясь на апофизные дай гранит-порфиров; на Северо-Восточном (оловорудные зоны Штокверковая, Желанная и Северо-Западная) они находятся в трубках взрыва, частично в роговиках и гранитах штока.

Обобщенный рудоносный блок месторождения Учкошкон имеет грибовидную форму. Центральная часть фигуры рудоносного блока, или «ножка гриба», представлена относительно малопродуктивным гранитным штоком (см. рис. 3, ДЕ) с молибден-вольфрамовыми штокверками в его приконтактовых зонах. Периферические, наиболее продуктивные части рудоносного блока, образующие в совокупности сложную по форме «шляпку гриба», включают оловорудные зоны Центрального (месторождение Учкошкон-I) и Северо-Восточного (месторождение Учкошкон-II) участков. Эти части фигуры блока в поперечном сечении рудных зон имеют эллипсоидальную форму (см. рис. 3, АБ), а в продольном — конусообразную или изометричную, сужающуюся книзу, при переходе «корни» оловорудоносной системы (см. рис. 3, ДЕ).

Обобщенный контур продуктивных частей рудоносного блока, или «шляпка гриба», характеризуется наклоном субпараллельно кровле Учкошконского массива. Таким образом, оловорудные зоны как Центрального, так и Северо-Восточного участков имеют общее склонение в поперечном северо-западном направлении под углами 35—40°, а в продольном северо-восточном — под 15—20° (см. рис. 2, 3). Общим склонением рудоносного блока обусловлен более высокий гипсометрический уровень оловорудных зон Центрального участка относительно Северо-Восточного. На Центральном участке оловорудные тела частично эродированы (см. рис. 3, АБ), а на Северо-Восточном они практически не выходят на поверхность и являются «слепыми» или «полуслепыми» (см. рис. 3, ВГ).

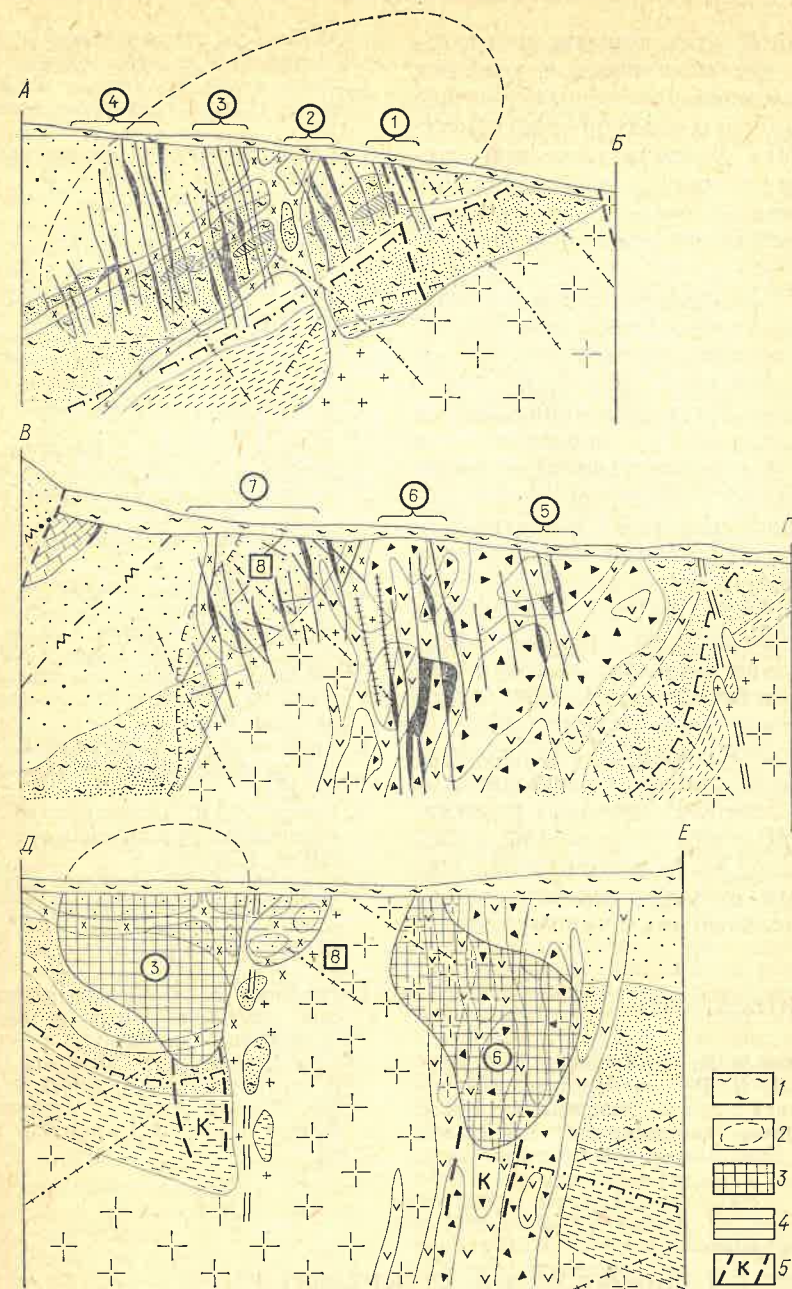


Рис. 3. Геологические разрезы месторождения Учкошкон. 1 — палеоген-неогеновые и четвертичные конгломераты, суглинки; 2 — обобщенные контуры рудных зон, в том числе их эродированных частей; 3 — проекции оловорудных зон; 4 — проекции молибден-вольфрамовых рудных зон; 5 — «корни» оловорудной системы (остальные усл. обозн. см. рис. 1)

Общее склонение оловорудных зон, субпараллельное кровле Учкошконского массива, связано с влиянием на ход рудных процессов температурных градиентов в ореоле массива, о чем свидетельствует позиция оловорудных тел относительно зон контактово-метасоматических изменений вмещающих

пород [11]. Так, верхняя граница распространения продуктивных рудных тел не выходит за внешний контур внутренней зоны контактового метаморфизма, а нижняя примерно совпадает с фациальной границей зон прерудного щелочного метасоматоза (см. рис. 1, 3). Оловорудные тела развиты

в наибольшей по мощности фронтальной части метасоматической колонки, характеризующейся скаполитизацией роговиков и взрывных брекчий. Внутренняя часть метасоматической колонки, или зона полевошпатизации (альбитизации), мало благоприятна для продуктивного оловянного оруденения.

Изложенные особенности геологического строения месторождения Учкошкон широко используются при разработке геологических факторов, лежащих в основе прогнозирования редкометалльно-оловянного оруденения в Восточной Киргизии. Для прогнозной оценки рудных объектов особо эффективен рассмотренный в статье анализ объемной модели рудоносного блока. Эффективность подобного анализа подтверждается тем, что авторы [5, 6, 7], опираясь на данные разведки Центрального участка месторождения, отстроили общую фигуру рудоносного блока всего рудного объекта и дали положительную прогнозную оценку перспективности глубоких горизонтов Северо-Восточного участка. Методика объемных построений рудоносных блоков была использована при аналогичных структурных исследованиях в Иныльчекском рудном узле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байбулатов Э. Б., Сабельников С. Е., Соломович Л. И. Рудоносные эксплозии закрытого типа в связи с верхнепалеозойским гранитоидным магматизмом Кок-Шаала (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Мат-лы к

V Всесоюз. петрогр. совещ. Т. 2. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 125—127.

2. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структура рудных полей и месторождений. М., Наука, 1975.
3. Геология оловорудных месторождений Восточной Киргизии/А. Б. Павловский, А. С. Крючков, Н. К. Маршукова и др. М., Недра, 1977.
4. Гранитоиды Юго-Восточной Киргизии. Э. Б. Байбулатов, К. Д. Боконбаев, С. Е. Сабельников, Л. И. Соломович. Фрунзе, Илим, 1973.
5. Дорошенко Н. И. Геолого-структурные особенности оловянного оруденения Учкошконского месторождения в юго-восточной части Киргизии. Автореф. канд. дис. М., 1971.
6. Дорошенко Н. И., Павловский А. Б., Трифонов Б. А. Морфоструктурный анализ при поисках месторождений олова в Восточной Киргизии. — В кн.: Магматизм металлогения Северной Киргизии. Фрунзе, Илим, 1975, с. 61—76.
7. Закономерности размещения оруденения на оловорудном месторождении Учкошкон/Н. И. Дорошенко, А. С. Крючков, Л. В. Сквалецкая и др. М. ЭИ, ВИЭМ. Геология, методы поисков и разведки м-ний цв., редких и благород. металлов, 1977, № 11, с. 1—11.
8. Иванкин П. Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М., Недра, 1970.
9. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977.
10. Трифонов Б. А. Первичные геохимические ореолы на оловорудном месторождении Учкошкон. — Труды Упр. геол. КиргССР, сб. № 3. Фрунзе, Кыргызстан, 1974, с. 86—92.
11. Трифонов Б. А. Контактново-метасоматические изменения пород и закономерности размещения оруденения в Акиййракском оловорудном узле Восточной Киргизии. — В кн.: Петрология рудоносных метасоматитов. Тезисы докл. II Среднеаз. совещ. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1980, с. 90—92.

УДК 553.499.2(477.61/.62)

И. Р. БЕЛОУС, С. И. КИРИКИЛИЦА, М. Л. ЛЕВЕНШТЕИН,
Э. К. РОДИНА, В. Н. ФЛОРИНСКАЯ (ИМР Мингео УССР)

Ртутносность в соляных куполах Северо-Западного Донбасса

Славянское рудное поле находится северо-западнее известного Никитовского месторождения. Оно тяготеет к северо-западному периклинальному замыканию одноименной антиклинали, входящей в Артемовско-Славянскую антиклинальную зону обширной Бахмутской котловины Донбасса. Последняя характеризуется переходным типом структур между линейными концентрическими складками Донбасса и прерывистыми субплатформенными

складками Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ).

Рудное поле расположено в зоне аргиллизации, они прослеживаются в околоштоковой брекчии вдоль южного контакта соляного штока и в примыкающих к последнему вмещающих терригенных отложениях верхней карбона и нижней перми.

В соляных куполах наблюдается литологически невыдержанный состав кепроков, что

связано интенсивным дроблением и брекчированием первично нормально залегающих пород вследствие соляного диапиризма. В отличие от других ртутных районов Донбасса удобообразование в соляных куполах протекает с участием сернистого газа и сероводорода, благодаря чему во вмещающих породах широко распространены дисульфиды железа, меньшей мере ангидрит, барит и минералы стронция (целестин стронцианит, гойяцит др.). Другой отличительной особенностью рудообразования является наличие в качестве обязательного компонента ископаемого органического вещества, унаследованного и извлеченного из вмещающих пород, что свидетельствует о приуроченности рудного поля к району развития нефтяных вод. Скопления органического вещества в зонах тектонических нарушений представлены цветными вязкими и твердыми переотложенными битумами, служащими концентраторами молибдена, хрома и других микрокомпонентов. Рудное поле не выходит на дневную поверхность и тяготеет к зоне влияния Центрально-Донецкого и поперечного Бантышево-Терновского глубинных разломов; последний разграничивает крупные тектонические блоки с миегосинклиналиными и сублатформенными комплексами пород и различным типом преобладающей минерализации [3].

Пространственное положение оруденения контролируется крупным сбросовым нарушением субширотного простирания, ограничивающим с юга соляной шток, которое, очевидно, служило главным подводящим каналом для рудообразующих гидротерм. Благодаря этому рудная зона представляет собой вытянутую залежь сложной формы, выклинивающуюся по мере удаления от тектонического нарушения. Эндогенная минерализация формировалась, по-видимому, из различных действовавших потоков постмагматических растворов, существенно отличавшихся по своему составу. Это привело к телескопированию длительно развивающегося рудоконтролирующего южного сбросе флюоритовой, серноколчеданной, свинцово-цинковой, стронций-бариевой, ртутной и рудно-битумной минерализаций. В последние годы в пределах Славянского рудного поля наряду с указанными типами минерализации установлены тунистит и давсонит, которые служат сырьем для получения природных щелочей.

Учитывая необычность геологических условий проявления ртутного оруденения в рудном поле, не имеющем в настоящее время каких-либо аналогов в стране и мировой практике, был выделен новый структурно-морфологический тип ртутных месторождений — солянокупольный.

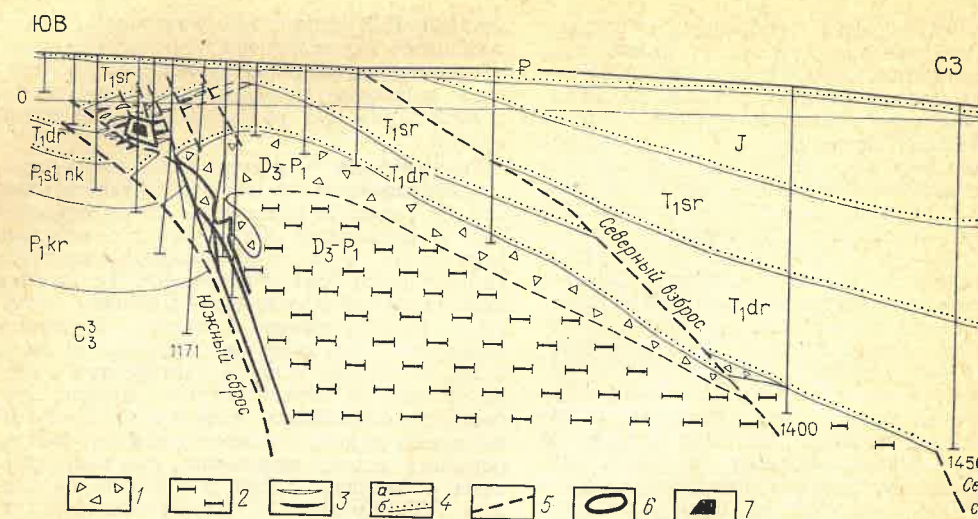
Рудное поле является примером слабометаморфизованного объекта, в котором сравнительно хорошо сохранились первичные черты, позволяющие судить о его генетических особенностях. Обнаружение, как и в других рудных проявлениях юго-восточной части ДДВ, дисульфидов и арсенидов никеля и кобальта в небольших количествах сближает рассматриваемый регион с Донбассом и Саксонско-Силезской провинцией.

Вопросам геологии, тектоники и геохимии Славянского рудного поля посвящен ряд пуб-

ликаций. Полученные авторами новые данные расширяют существующие представления о геологических условиях проявления экзотического солянокупольного ртутного оруденения и необходимы для разработки его поисковых критериев.

Геологическое строение. Основанием стратиграфического разреза пород рудного поля служит толща мощностью 8—10 км терригенных и излившихся пород предположительно рифейского и частично нижнепалеозойского возрастов [8]. Эти образования, по данным ГСЗ (профили Шевченко—Близнецы и Ногайск—Константиновка—Сватово), перекрыты девонскими отложениями мощностью около 5 км. Последние нигде в центральном гребне не прогиба на северо-западной окраине Донбасса не вскрывались, поэтому об их составе можно судить только по глыбам брекчированных пород, вынесенных соляными штоками с больших глубин, и частично по данным ГСЗ. Среди глыб встречаются известняки с животской фауной, обломки диабазов, щелочных базальтов, реже песчаников, а также черная, сильно измененная глинистая масса аргиллитов с обильными битумами, частично графитизированными. В Славянском рудном поле в указанной толще встречены два крупных обломка гранитоидных пород, большую роль играют огромные массы каменной соли и частично ангидритов. Брекчии соляных штоков прорывают непрерывный разрез карбона и нижней перми как в пределах рудного поля, так и вне его. Отложения нижней перми с резким угловым несогласием перекрыты толщей (до 400 м) терригенных преимущественно красноцветных алевролитов и песчаников дровоской свиты (моассы T₁dr), в основании которых на севере Бахмутской котловины распространены конгломераты, свидетельствующие об интенсивном размыве близко расположенных положительных структур. Залегающие стратиграфически выше пласты песчаников и глини триаса и юры, а также меловые отложения, перекрытые кайнозойскими породами, характеризуют платформенный этап развития региона.

Основным структурным элементом рудного поля является Адамовско-Бугаевская система соляных штоков, осложняющая западную периклиналь Славянского поднятия. На площади Адамовско-Бугаевской диапировой структуры соляная интрузия вблизи дневной поверхности разделяется на две ветви: восточную — Адамовский соляной шток и западную — Бугаевский соляной шток размерами соответственно 2,1×1,3 км и 1,5×2,8 км. В результате бурения глубоких структурных скважин оказалось, что указанные штоки представляют собой выступы на вершине крупного соляного гребня девонской соли. Длительное многофазовое формирование Адамовского штока проявляется резким уменьшением вблизи последнего мощностей картмышской, никитовской и славянской свит нижней перми. При этом на нескольких стратиграфических уровнях отмечаются шлейфы переотложенных брекчий с обломками диабазов и известняков девона, свидетельствующие о том, что соляной шток периодически выходил на поверхность и подвергался размыву. Активность развития штоков соли в различных



Геологический разрез через Славянское рудное поле
1 — брекчия; 2 — каменная соль; 3 — тела битумов;
4 — стратиграфические контакты; а — согласные;
б — несогласные; 5 — тектонические нарушения; 6 —

контуры рудной зоны; 7 — промышленное ртутное
ло в дрововских песчаниках; индексами обозна-
свиты: P1kr — краматорская, P1sl — nk — славянская,
никитовская, T1dr — дрововская, T1sr — серебрян-

блоках рудного поля была неравномерной, движение запаздывало в западном направлении, поэтому активное развитие Адамовского штока завершилось в предтриасовое, а Бугаевского — в предпалеогеновое время. Небольшие пульсирующие подвижки Адамовского штока соли фиксируются и в раннем мезозое по уменьшению мощности дрововских отложений нижнего триаса в связи с ростом сводовой части складки, сопровождаемым эрозией дрововских песчаников.

Геологическая позиция рудного поля хорошо видна на рисунке. Породы, слагающие рудное поле, смяты в слабо выраженную сундучную асимметричную складку, южное крыло которой сильно запрокинуто с северо-запада на юго-восток. Ядро складки представлено соляным диаметром с шлейфом брекчий (D_2-P_1), а крылья — терригенными породами верхнего карбона и нижней перми с эвапоритами, которые перекрыты синорогенной молассой дрововской свиты и более молодыми мезо-кайнозойскими образованиями.

В ядре складки залегает горизонт битуминизированных надштоковых брекчий, облекающих соляной шток и являющихся в центральной и восточной частях рудного поля рудовмещающей толщей. Он имеет сплошное распространение и характеризуется невиданными мощностями, от нескольких десятков метров в северо-западном крыле до 250—300 м в апикальной части соляного купола. На юго-восточном крыле мощности брекчий (до глубины 1500 м) уменьшаются до нескольких метров. На восточной периклинали Адамовско-Бугаевской антиклинали надольная брекчия претерпела выдавливание вдоль Южного сброса, проходящего вблизи дневной поверхности вдоль оси складки. В результате последняя на данном участке представляет типичную хвостовую антиклиналь [9]. В перекрывающих брекчию отложениях дрововской свиты (на отдельных участках рудного

поля они также рудовмещающие) заключено большое количество битумных тел.

Свод антиклинали с юго-востока ограничен Южным сбросом, проходящим по подошве брекчий кепрока. Это нарушение является основной рудовмещающей и рудотролирующей структурой. Простирается его центральной части рудного поля субшироко, далее на восток от профиля V—V оно прерывается северо-восточное направление и, видимо, оконтуривает восточную периклинали антиклинали, клинообразно соединяясь с северным сбросом, который ограничивает Адамовско-Бугаевскую антиклиналь со стороны северного более пологого крыла (15—30°). Южный сброс характеризуется длительным развитием и многократно повторяющимися подвижками, наиболее крупные из которых происходили в допозднепермское время, когда внедрялся шток соли. Последние подвижки вдоль нарушения зафиксированы по подошвенным отложениям дрововской свиты, амплитуда составляет 40—50 м и с глубиной значительно возрастает. По падению сместителя выделяются две крупные грани: первая характеризуется пологим (40—50°) падением, прослеживается выше горизонта с отметкой —400 м, вторая находится в лежачем положении соляного штока, падение ее более крутое.

Параллельный и сопряженный сбросы рассматриваются нами в качестве отдельных сколов единой зоны Южного сброса, достигающей мощности 150 м и более. В центральной части рудного поля Южный сброс срезается более молодым (киммерийским) Южным надвигом. Амплитуды смещения этому нарушению возрастают с запада на восток. Кроме того, в своде антиклинали, стороны южного крыла, прослежены небольшие амплитудные сбросы, фиксируемые по небольшим (10—40 м) смещениям кровли надштоквой брекчий и подошвы перекрывающих песчаников. В условиях блокирования свод-

мадки этими нарушениями в песчаниках дрововской свиты возникали отслоения и связанные с ними зоны дробления. Большое значение при этом имел угол приращения пластам песчаников к сместителям нарушений. Чем больше он приближался к прямому, тем более мощные зоны отслоения и дробления возникали и дальше по слоистости распространялись от сместителей. Такие позиции оказывались весьма благоприятными для размещения эндогенного оруденения и накопления битумов. Чаще всего битумные тела приурочены к верхней и средней частям толщи дрововских песчаников, перекрывающих брекчию. Наиболее мощные (0,5—1,5 м) массивные тела проявляются не по поверхностям сбросов, а в местах их сближения, где возникают мощные зоны дробления. Рассеянная хромовая и молибденовая минерализация распределяется неравномерно, обычно отмечается постепенное уменьшение концентраций этих и других металлов по мере удаления от кровли рудного тела к почве. В песчаниках, в местах пересечения послойных сбросов и крупнонаходящихся разрывов формируются штоковые, подобные либо крупные гнездоподобные тела битумов. Довольно широко распространены во вмещающих породах и рассеянные выделения битумов вплоть до выполнения межпоровых пространств. Нередко битум замещает глинистую составляющую цемента песчаников, а в массивных телах — полевые шпаты и даже кварцевые зерна. Битумы избирательно локализируются в кварцевых песчаниках почти не встречаются в значительных количествах в известняках и кальцитовых прожилках.

Изменения вмещающих пород. В Славянском рудном поле вмещающие породы испытали интенсивный дорудный и сопровождающий оруденение гидротермальный метасоматизм. По масштабу последнего и разнообразию метасоматитов это поле выделяется среди ртутных месторождений Донецкой ртутной провинции. Его изучали И. П. Щербань, В. И. Шевченко [11], И. Р. Белоус [1], выводы их относительно формирования типа метасоматитов общезвестны.

Все гидротермально измененные породы являются производными первично кислых низкотемпературных гидротермальных растворов ($T=300^\circ\text{C}$) и представляют собой типичные метасоматиты формации аргиллизитов. На завершающих стадиях рудного процесса проявлены карбонизация и битуминизация вмещающих пород.

В разрезе аргиллизиты охватывают большую часть куполовидной складки и проявляются в песчаниках и глинах дрововской свиты, перекрывающих надштоковую брекчию, а также в прорванных штоком соли аргиллитах и песчаниках верхнего карбона и нижней перми, среди которых значительно распространены ангидриты, каменная соль и известняки. Особо интенсивно изменена надштоковая брекчия, которая имеет еще более пестрый состав: от различно дезинтегрированных обломков песчаников, алевролитов и аргиллитов пермо-карбона до глыб девонских известняков, диабазов, базальтов и порфиринов, связанных продуктами перетирания названных пород. Все упомянутые образования брекчий

эпигенетически изменены под действием пластовых нефтяных вод, пропитаны разновозрастными битумами и пиритизированы. Эти отложения подвергались многостадийным гидротермальным преобразованиям.

Важнейшей особенностью аргиллизации вмещающих пород в солянокупольных структурах является гидратация продуктов замещения, появление новообразованных минералов, содержащих воду и гидроксильную группу в количествах, в 3—10 раз превышающих их содержание в структурно подобных силикатах и карбонатах более высокотемпературных метасоматитов. К ним относятся гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, дикиит, натролит, анальцит, давсонит, тунисит, сванбергит, гармотом, ювеллит, уэдалит и др.

Преобладающим метасоматическим продуктом кислотного выщелачивания алюмосиликатных пород является глинозем, который перераспределяется или ведет себя инертно по сравнению с другими петрогенными минералами. В силу этого во внешних метасоматических зонах (по отношению к подводящим растворы тектоническим нарушениям и ртутным телам) формируются кварц-гидрослюдастые, иногда кварц-монтмориллонитовые породы, которые сменяются кварц-каолинитовыми (с дикиитом), а в зонах разломов и монокварцевыми образованиями. В этих условиях преобразования глыб диабазов и диабазовых порфиринов, хотя и характеризуются подобной зональностью глинистых минералов, но отличаются большими количествами новообразований железистых карбонатов при пониженных содержаниях кварца. Содержание последнего даже во внутренних зонах основных пород не превышает обычно 10—15%. Полевыми наблюдениями, петро- и минералогическими исследованиями установлено, что на эти ранее сформированные аргиллизированные породы накладываются прожилки и зоны небольшой мощности, сложенные кальцитом (иногда анкеритом и сидеритом), альбитом, мусковитом, калиевым полевым шпатом, туниситом, давсонитом и киноварью. Очевидно, что формирование ранее аргиллизированных пород обусловлено кислыми, а ртутных руд — щелочными растворами. Вероятно, в случае сопряженного характера взаимосвязи метасоматитов и ртутного оруденения поисковые работы надо вести с учетом выделения ранних аргиллизитов, которые не могут рассматриваться как околорудные, и собственно околорудных аргиллизитов, генетически связанных с отложением ртутных руд.

Отмеченные особенности аргиллизитов солянокупольных структур принципиально не отличаются от таковых в Никитовском рудном поле. Но они коренным образом отличаются от других метасоматических пород в Донбассе — эйситов (Бентышевское рудопроявление), сложенных альбитом, карбонатом и кварцем с небольшой примесью каолинита, а также от промежуточных между лиственитами — березитами (Нагольный краж), в которых породообразующий алюмосиликат представлен мусковитом и серицитом.

Минеральный состав и последовательность формирования руд. Характерная особенность Славянского рудного поля — комплексный со-

Относительная распространенность гипогенных минералов в Славянском рудном поле

Характеристика	Гипогенные		Гипергенные
	Рудные	Нерудные	
Главные	Пирит, марказит, киноварь, галенит, сфалерит, мельниковит	Кальцит, анкерит, доломит, кериты высшие и низшие, каолинит, кварц, дикийит, гидрослюда	Гипс, ангидрид, самородная сера
Распространенные	Брункит, метациннабарит, пирротин, халькопирит	Барит, целестин, тунисит, альбит, дикийит, флюорит, монтмориллонит, халцедон, хлорит, давсонит, антракосилит, барит, асфальты, тиаасфальтиты	Барит
Встречающиеся в малом количестве	Блеклая руда, молибденит, иордизит, бравоит, борнит, гематит, магнетит, рутил, брункит, анатаз, самородная ртуть, хромпикотит	Мусковит, калиевый полевой шпат, кварц, арагонит, керитсит, люссатит, элатериты, мальта, стронцианит, селадонит, браммолит, ювелит, турмалин, апатит, графит, натролит, гойяцит	Церуссит
Редкие и весьма редкие	Вюртцит, джемсонит, зигенит, полидимит, энаррит, миллерит, тетраэдрит, сванбергит, арсенопирит, самородное золото, самородное железо, ковеллин, ильменит, паризит, реальгар, люционит		
Акцессорные	Циркон, сфен, турмалин, лейкоксен	Апатит, титаномagnetит	—

став эндогенной минерализации, проявившийся в развитии нескольких типов оруденения: серноколчеданного, свинцово-цинкового, ртутного, флюоритового, стронций-бариевого, рудно-битумного. Эти типы минерализации локализованы в нарушенных и брекчированных породах зоны Южного сброса. Он был основным рудоподводящим элементом, а сопряженные с ним зоны дробления — основными рудовмещающими структурами.

Минералы руд изучали О. М. Бабенко, Н. Н. Гладышевская, С. В. Кузнецова, В. А. Ласков, И. Р. Белоус, Э. К. Родина, В. Н. Флоринская и др. Распространенность минералов показана в таблице.

Процесс формирования Славянского рудного поля прерывисто-пульсационный, многостадийный. Отчетливо выделяется ранний, до-рудный этап — формирование вдоль ослабленной зоны Южного сброса аргиллизитов. Карбонатизация вмещающих пород наиболее отчетливо проявлена после отложения сульфидной минерализации и сопровождается формированием рудно-битумной.

Установлено наложение рудных минералов на метасоматические зоны аргиллизитов, но чаще всего на фоне их внешних зон наблюдаются малоконтрастные поля рассеянной минерализации. Во внутренних зонах метасоматитов проявлены многостадийные минеральные комплексы, фиксирующие рудные тела. Для этих зон метасоматитов характерны более высокие корреляционные связи между рудогенными элементами. Растворы, формировавшие ареалы дорудных метасоматитов, отличались кислой реакцией и хлоридно-натриевым профилем.

Собственно рудный этап расчленяется на несколько стадий. В надштоковой карбонатной брекчии сначала формировались незначительные количества флюорита и рассеянного кварца (двух генераций). Структурное совмещение флюоритовой минерализации, ассоциация с ней ртутьсодержащего сфалерита относительно высокие температуры формирования флюорита и кварца (400—250 °C), данным изучения газовой-жидкой включений позволяют предполагать существование титической связи флюоритовой минерализации с ртутным рудообразованием и проявлением в основном на ранних стадиях рудного процесса.

В серноколчеданную свинцово-цинковую стадию сфалерит и галенит количественно подчинены дисульфидам железа, светлосиневатый колломорфный сфалерит преобладает над галенитом. Формирование жильных карбонатов, глинистых минералов, пирита, марказита, мельниковита, бравоита, галенита, сфалерита, вюртцита, брункита, в небольших количествах халькопирита, пирротина, вольфрама, телурида, тетраэдрита, протекает в интервале температур 260—60 °C из кислых, близких к нейтральным, сероводородных растворов. Минераграфическими исследованиями и по колломорфному строению жильных минералов и карбонатов установлены пластические деформации при раскристаллизации геолобразного сульфидного вещества, дифференциации его по составу, когда сульфидная масса обособляется от карбонатной, распадается на отдельные минералы, составляющие (галенитовую, пирит-марказитовую, сфалеритовую и др.). Последние

воначально обладают пластическими свойствами, затем затвердевают и в конце концов подвергаются перекристаллизации. Эти неоднородности в составе рудных выделений образуются в результате дифференциации многокомпонентных гидротермальных растворов.

Отмеченные особенности строения рудных агрегатов, тонкокристаллический характер смеси минералов, участие в рудообразовании, по данным изотопных анализов, наряду с ювенильной и вадозной серы указывают на формирование руд в открытых полостях при аскипации гидротермальных растворов и смешении их с вадозными водами.

Ртутная стадия проявилась после активизации тектонических подвижек и характеризуется последовательностью выделения минералов: кальцит, анкерит, тонкозернистый пирит, сидерит, альбит, мусковит, давсонит, тунисит, калиевый полевой шпат, метациннабарит, киноварь, самородная ртуть, барит, целестин, люционит и др. Минералотермометрические исследования газовой-жидкой включений показывают, что минералообразование в ртутную пространственно обособленную стадию протекало в интервале температур 220—60 °C из растворов щелочного состава [5]. Киноварь кристаллизовалась при 135—120 °C.

Полнокристаллический характер минеральных агрегатов в прожилках и во вмещающих породах, отсутствие раскристаллизованных гелей, наличие температурной инверсии при образовании минералов этой стадии, появление в начале стадии сульфатов (барита, гойяцита, $t=200-220$ °C) позволяют предположить, что ртутный минеральный комплекс выделился из разнообразных растворов, связанных с различными пульсациями источника. Пространственное совмещение на отдельных участках продуктов серноколчеданной свинцово-цинковой и ртутной стадий в Славянском рудном поле привело к формированию комплексных свинцово-цинково-ртутных руд, которые следует рассматривать как полигенные и полиформационные образования.

Завершался рудный процесс рудно-битумной (с молибденом и хромом) минеральной ассоциацией. К наиболее метаморфизованным продуктам ископаемого органического вещества относятся ограниченно проявленные антракосилиты с рассеянным графитом. Среди продуктов этой стадии доминируют твердые нерастворимые в органических растворителях черные оксикериты и сульфоксикериты (высшие и низшие кериты), слагающие подавляющее количество битумных тел с рассеянной хромовой и молибденовой минерализацией.

Наряду с нерастворимыми распространенными растворимыми твердые (асфальты, тиаасфальтиты) и вязкие (элатериты) битумы, нефть и газобразные углеводороды, зафиксированные в составе включений в жильных минералах и представленные в основном метаном и его гомологами.

Возрастные взаимоотношения рудно-битумной и сульфидной ртутной минерализации относятся к числу слабо изученных вопросов из-за структурного разобщения продуктов этих стадий и отсутствия представительного каменного материала для минераграфических исследова-

ований. Часто внутри капель битумов отмечается густая сеть тончайших образований киновари, которые развиваются, не доходя до краев капель, так что выделения оказываются как бы замкнутыми. В отдельных зернах черных битумов киноварь образует тончайшую вкрапленность, более крупные выделения ее формируют закономерно расположенные линзовидные тельца. Периферийная часть пятен битумов, как правило, лишена включений киновари, но в редких случаях она распределена и по периферии битумных зерен, иногда образует эмульсеподобные включения в битуме.

На этом основывается предположение о более раннем выпадении из раствора киновари или о почти одновременном ее выпадении с битумами в случае наличия структур распада «твердых растворов». В шлифах обычно устанавливаются признаки наложения окисленных черных битумов на обеление, включения (утопания) в битуме каолинизированных зерен полевых шпатов и каолинизированного глинистого цемента, коррозия каолинита битумом. Нередко отмечается коррозия кальцита битумом и проникновение последнего по трещинкам в кальцит и другие карбонаты. Это свидетельствует о более позднем формировании битумов в сравнении с минералами окислительно-восстановительных вмещающих пород.

Для рудно-битумной стадии характерны повышенные концентрации карбонатных комплексных соединений, что подтверждается отложением синхронно с битумами значительных количеств карбонатов. Впервые такие условия возникают после сульфидных стадий, когда растворы обедняются серой, становятся щелочными и обогащаются карбонат-ионами, начальная температура их близка к 220 °C.

Очевидно, продукты указанных стадий сформировались в различных температурных интервалах, которые не составили единой плавной температурной кривой. Подтверждением служат более высокие температуры начала кристаллизации минералов ртутной стадии в сравнении с температурой окончания отложения полисульфидных свинцово-цинковых руд. Так, скрытокристаллическая разновидность сфалерита — брункит — отлагалась, по определениям Н. Г. Головченко, при температуре 60 °C.

Скачкообразность минералообразования характерна при формировании ртутной и более поздней рудно-битумной стадии. Температура гомогенизации газовой-жидкой включений киновари 135—120 °C, в то же время для отложения антракосилитов с рассеянным графитом в рудно-битумную стадию характерны температуры не менее 250 °C. Отмеченный характер температур минералообразования невозможно объяснить с позиции последовательной эволюции гидротермального раствора, но он хорошо согласуется с прерывистым (стадийным) поступлением растворов из источника. Повышенные содержания CO₂ в гидротермальных растворах в момент отложения ртуты способствовали максимальному оседанию киновари и практически одновременно кальцита и других карбонатов. В то же время вследствие выпадения киновари и карбонатов и вывода из гидротермальной системы части CO₂ снижалась растворимость угле-

водородных соединений, что приводило к их интенсивному отложению.

Таким образом, физико-химические особенности эволюции процесса рудообразования, возрастные взаимоотношения киноварной и рудно-битумной минерализации свидетельствуют о более позднем формировании рудных битумов в сравнении с ртутным оруденением. По образцам твердых битумов из рудного поля А. М. Данилевичем и В. В. Павшуковым определен возраст битумов изотопно-спектральным методом: 171, 190, 193 и 206 млн. лет (средний возраст 195 ± 5 млн. лет). Полученные значения среднего возраста близки к таковым для сериита из Никитовского ртутного месторождения (200 млн. лет), что наряду с другими и общегеологическими данными позволяет связывать формирование Славянского рудного поля с позднегерцинской активизацией платформы (пфальцкая фаза, P_2-T_1). Поскольку рудно-битумная минерализация завершает рудный процесс в рудном поле, полученные цифры ее абсолютного возраста, по нашему мнению, являются верхней возрастной границей для ртутного оруденения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины.

Ртутное оруденение локализуется в основном в диапировой брекчии вблизи контакта штока девонской соли, в аргиллитах и песчаниках верхнего карбона и нижней перми. В некоторых случаях оруденелыми являются песчаники дрововской свиты нижнего триаса, ранее относившиеся к верхней перми. В более молодых отложениях, перекрывающих в районе распространения соляных куполов палеозойские породы, оруденение не обнаружено. В ртутных рудах практически отсутствуют минералы сурьмы и мышьяка, присутствуют флюорит, а также барит и минералы стронция, образующие совместно с киноварью самостоятельные скопления. Ртутная минерализованная зона в плане образует полосу, вытянутую в широтном направлении вдоль Южного сброса на расстояние нескольких километров. Соотношение длины и ширины составляет 10:1. Внутри этого контура выделена рудная зона. Вертикальный размах оруденения достигает иногда 700—800 м. Стратиграфически эти глубины соответствуют отложениям дрововской свиты нижнего триаса, нижней перми, кепроку соляного штока и осадочным породам верхнего карбона. Нижняя граница ртутного оруденения бурением не установлена.

Ртутнорудная зона представляет серию сближенных рудных тел, ориентированных параллельно простиранию сместителя Южного сброса. Распределение последних связано со взбросо-сбросовыми и, возможно, сдвиговыми движениями вдоль субпараллельных сколов Южного сброса. Главными факторами контроля ртутного оруденения выступают морфология и элементы залегания сместителей Южного сброса. В разрезе сброс представлен двумя генеральными гранями по падению: первая от дневной поверхности характеризуется более пологим падением ($40-50^\circ$) и прослеживается в основном выше зеркала соляного штока, вторая — более крутая — ограничивает лежащий южный бок соляного штока. Ртутные руды предпочтительнее локализуются на

участке сочленения и перегиба граней, тяготея к более крутой. Эти структурные данные являются веским аргументом в пользу расширения перспектив рудного поля за счет глубоких горизонтов. В структурно-морфологическом отношении ртутные руды представлены крупным столбообразным штоком, вынутым согласно простиранию Южного сброса, с вкрапленным (50%), прожилково-вкрапленным (40%) и резко подчиненным массивным типами руд. Обычно секущие рудные тела прижаты к шву Южного сброса в висячем и лежащем его крыльях. Для руд отчетливо устанавливается уменьшение среднего содержания ртути по мере удаления от сместителя сброса, что служит еще одним доказательством его рудоконтролирующей роли в размещении оруденения.

Серноколчеданное свинцово-цинковое оруденение также тяготеет к зоне Южного сброса и оперяющих его трещин. В отличие от ртутного оруденения, локализованного в центральной и восточной частях рудного поля, оно проявляется практически на всем протяжении Южного сброса и избирательно концентрируется небольшими штоками, локализованными телами с вкрапленным и прожилково-вкрапленным распределением полезных компонентов. В рудах галенит и сфалерит количественно подчинены марказиту пириту. Там, где свинцово-цинковая минерализация пространственно совпадает с ртутной, видно более позднее образование киноварь по отношению к сфалериту и галениту. Если свинцово-цинковая минерализация преимущественно развивается в карбонатной брекчии, то киноварь развита в породах различного литологического состава. Из нерудных минералов в зонах рудоносных брекчий преобладают карбонаты (главным образом кальцит, менее сидерит, анкерит и доломит), кварц и диксит имеют подчиненное развитие, причем последний в основном ассоциирует киноварью в терригенных отложениях. На удалении от сместителя Южного сброса свинцово-цинковое оруденение распространяется примерно в 2—3 раза дальше ртутного. Эти факты, подтвержденные изучением руд в шурфах и аншлафах и данными геохимических исследований, свидетельствуют о том, что ртутные руды образуют менее мощную, но более концентрированную зону внутри широкой полосы свинцово-цинковой минерализации. В той ее части, где ртутное и свинцово-цинковое оруденение пространственно накладывается одно на другое, интервалы с максимальными содержаниями компонентов не совпадают.

Тела твердых рудных битумов по данным геофизических и геохимических исследований приурочены исключительно к кварцевым песчаникам дрововской свиты. На более высоких стратиграфических уровнях как в толщах нижнего триаса, так и в более молодых мезо-кайнозойских отложениях рудно-битумное оруденение отсутствует. Не отмечено скопления керитов и антраксолитов на более низких гипсометрических уровнях. Однако следы их здесь отмечены в газово-жидких включениях рудных и нерудных минералов.

Основные особенности ртутного оруденения в соляных куполах сводятся к следующему.

1. Многообразие минеральных типов и форм оруденения.
2. Развитие эндогенного оруденения этажами, в пределах которых по мере удаления от центра «отдушины» закономерно меняется минеральный состав оруденения.
3. Локализация ртутного оруденения в аргиллитах, для которых характерно наличие в их внутренних частях наложенных минеральных ассоциаций, формирующихся в более поздних условиях по сравнению с минералами смежных зон. Эти ассоциации обнаруживают тесную пространственную, временную и генетическую связь с ртутным оруденением и являются надежным поисковым критерием при поисках и разведке.
4. Выделение основной массы киноварь до формирования рудно-битумной минерализации. Пространственное совмещение на отдельных участках продуктов полисульфидной свинцово-цинковой и более поздней ртутной стадий привело к формированию комплексных руд. Последние являются полигенными и поинформационными образованиями многостадийного рудного процесса.
5. Проявление минералогической и геохимической зональности по вертикали и латерали. Изучение зональности по падению рудоконтролирующих разломов и в направлении, перпендикулярном к ним, показало, что в обобщенных рядах она идентична. Так, хром, молибден, мышьяк, формирующие ореолы на верхних горизонтах, оказываются и наиболее удаленными от Южного сброса; ртуть, барий, стронций, характеризующие нижние уровни вскрытой ртутной зоны, образуют ореолы, прижатые к сбросу; цинк, свинец, медь, таллий и др. изменяют свое положение при переходе от разреза к разрезу. Геохимическими исследованиями установлена тенденция к понижению содержания и удельной продуктивности хрома, молибдена и повышению таковых при переходе от верхних уровней минерализованной зоны к нижним для ртути, бария и стронция. В этом же направлении усиливаются корреляционные связи между элементами. Однако для ртути в рудном поле устойчивых корреляционных связей с другими элементами не установлено.
6. Приуроченность ртутного оруденения к зоне влияния продольного Центрально-Донецкого и поперечного Бантишево-Терновского глубинных разломов, разграничивающих мегасинклинальные и субплатформенные комплексы пород и крупные тектонические блоки с различным типом преобладающей минерализации.
7. Связь рудоносных зон с экзоконтактной частью гребневидных соляных штоков.
8. Важнейшая роль в формировании ртутного оруденения разрывных нарушений типа Южного сброса. Складчатые дислокации играют подчиненную роль. Тектонические нарушения имеют позднегерцинский возраст, значительную протяженность и мощность, характеризуются длительным развитием. Более поздние нарушения типа Южного надвига смещают на расстояние до 200 м рудную зону и тектонические нарушения первого типа, они не сопровождаются оруденением и относятся к киммерийскому этапу осложнения структур.

Связь ртутного оруденения Славянского рудного поля с магматизмом не устанавливается ввиду отсутствия в разрезе магматических пород в коренном залегании. Встречающиеся повсеместно в кепроке глыбы диабазов и диабазовых порфиритов вынесены соляным штоком с больших глубин и принадлежат к комплексу толеит-базальтовых эффузивных пород. Ртутное оруденение отчетливо накладывается на известные магматические породы, образуя секущие прожилки сложного состава, реже вкрапленность в массу породы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоус И. Р. Аргиллизация вмещающих пород. — В кн.: Ртутносность соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Наукова думка, 1981, с. 99—107.
2. Белоус И. Р., Киричица С. И. Славянское рудное поле. — В кн.: Геология ртутных месторождений и рудопроявлений Украины. Киев, Наукова думка, 1975, с. 121—127.
3. Белоус И. Р., Королев В. А. Блоковая тектоника Донецкого бассейна и ее влияние на размещение эндогенной минерализации. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 94—106.
4. Долишский Б. В. Минеральные новообразования в каменной соли Адамовского соляного штока. — В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев, Наукова думка, 1977, с. 95—100.
5. Долишский Б. В. Минералого-геохимические особенности гидротермальных проявлений в соляных куполах юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (в связи с ртутносностью). — Автореферат канд. дисс. Львов, ИГГГи АН УССР, 1981.
6. Кошаков В. Г. О проявлении древнекиммерийской фазы складчатости в Донецком бассейне. — Геотектоника, 1980, № 4, с. 29—36.
7. Кузнецов В. А. Славянское рудопроявление. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., Недра, 1974, с. 185—286.
8. Левенштейн М. Л., Павленкова И. И., Баранова Е. П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. — Геол. журнал АН УССР, 1971, № 2, с. 77—82.
9. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., Недра, 1947.
10. Шумлянский В. А. Древнекиммерийская рудно-битумная минерализация Доно-Днепровского прогиба и Вольно-Подольской плиты. — В кн.: Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа. Киев, Наукова думка, 1981, с. 60—75.
11. Шербань И. П., Шевченко В. И. Процессы аргиллизации диабазов на Славянском месторождении ртути. — Докл. АН УССР, сер. Б, 1981, № 3, с. 32—36.
12. Эдельман А. М. Геохимическая зональность ртутных проявлений северо-западной окраины Донбасса. — Геол. журнал АН УССР, 1979, т. 39, № 3, с. 90—95.

Классификация апатитовых руд

Мероприятия по выполнению Продовольственной программы СССР предусматривают обеспечение запасами апатитов и фосфоритов действующих горнообогатительных предприятий, создание новых фосфатносырьевых баз для промышленности минеральных удобрений (в первую очередь в районах Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии) и повышение качества подготовки запасов фосфатных руд.

Особую ценность для промышленности минеральных удобрений представляют апатитовые руды. Во-первых, получаемый из них апатитовый концентрат может использоваться как для выработки всевозможных удобрений (простых, сложных, концентрированных и т. д.), так и для других нужд народного хозяйства. Во-вторых, эти руды представляют комплексное минеральное сырье для ряда отраслей промышленности, причем сфера их практического использования в перспективе обнаруживает тенденцию к расширению. И, в-третьих, добыча апатитовых руд достигает 70 % всей добычи фосфатных руд в СССР; только в 1982 г. почти 80 % общесоюзного производства фосфатных туков осуществлялось на базе хибинского апатитового концентрата. В свете сказанного очевидна актуальность разработок в области унификации апатитовых руд, особенно с позиций их комплексной оценки.

В процессе геологической документации при разведке и опробовании выделяются природные типы руд, которые представляют основные классификационные элементы апатитовых и комплексных апатитсодержащих месторождений. Они различаются по минеральному и химическому составу, текстуре и структуре, физико-механическим и другим свойствам. Существующие классификации [1, 3 и др.] в той или иной мере учитывают перечисленные признаки, но их роль в оценке технологических свойств и практической значимости руд до сих пор остается недостаточно раскрытой.

Специфической особенностью апатитовых руд является концентрация фосфатного вещества в единственном

минерале — апатите, реже апатите и франколите или только в последнем (образования коры выветривания). Опыт изучения руд свидетельствует, что основное влияние на их добычу, технологию обогащения и переработки оказывает характер петрогенной основы. Поэтому в качестве главного признака для разделения руд на природные и технологические типы принят минеральный состав апатитоносного субстрата.

По этому признаку апатитовые руды промышленных и промышленно-перспективных месторождений сгруппированы в пять типов (табл. 1): I — силикатно-окисный (на железо-титано-окисную составляющую приходится до 80—90 % объема рудной массы, обычно 30—40 % и менее), II — силикатный, III — карбонатно-силикатный (карбонатов не более 50 %, чаще 5—10 %), IV — карбонатный (на силикатную составляющую приходится до 10—20 %) и V — гидросиликатно-гидроокисный (руды коры выветривания). По суммарным разведанным запасам и прогнозным ресурсам P_2O_5 преобладают апатитовые руды силикатного типа (54 %), затем следуют руды карбонатного (18 %), карбонатно-силикатного (14 %), силикатно-окисного (10 %) и гидросиликатно-гидроокисного (4 %) типов.

Природные типы апатитовых руд делятся на 12 подтипов по ведущим рудным минеральным ассоциациям, что учитывает возможность их комплексного использования. Дальнейшее подразделение апатитовых руд на разновидности проведено по количественному соотношению главных и второстепенных рудных и нерудных минералов, текстурным и структурным особенностям, влияющим на технологические свойства руд и их практическую значимость. Подтипы и разновидности руд охарактеризованы варьирующими средними содержаниями P_2O_5 (<4 % — убогие руды, 4—8 % — бедные, 8—16 % — средние, >16 % — богатые).

Выделение природных типов и подтипов апатитовых руд по минеральному составу продуктивного субстрата и ведущим рудным минеральным ассо-

циациям подтверждается также различиями их химического состава (табл. 2). В целом природные типы и подтипы руд отличает устойчивость минерального и химического состава, удельной и объемной массы; пространственно они, как правило, обособлены, что обеспечивает возможность их селективной добычи. Природные разновидности руд в большинстве случаев селективно разрабатывать невозможно.

Промышленная оценка природных типов (подтипов, разновидностей) апатитовых руд завершается выделением технологических типов и сортов. В соответствии с общепринятой терминологией [2] под технологическим типом понимаются руды, обогащение или переработка которых производится по различным способам или технологическим схемам, а добыча — раздельно. Технологические типы обычно подразделяются на сорта, т. е. такие руды, обогащение или переработка которых производится по одинаковым способам и технологическим схемам, но с различными технологическими показателями. Выделение технологических сортов руд осуществлено по степени их обогатимости: 1-й сорт — легкообогатимые (извлечение P_2O_5 в апатитовый концентрат более 90 %), 2-й сорт — удовлетворительно обогатимые (извлечение P_2O_5 от 70 до 90 %), 3-й сорт — труднообогатимые (извлечение P_2O_5 ниже 70 %). Качество каждого сорта дополнительно охарактеризовано показателями содержания P_2O_5 в апатитовом концентрате (см. табл. 1).

Совместная классификация природных и технологических типов апатитовых руд может быть использована в практике геологоразведочных работ при оценке вновь выявленных рудных объектов, при минералого-технологическом их изучении, опробовании и картировании в процессе поисков и разведки, при подсчете запасов P_2O_5 и сопутствующих компонентов. Анализ ее позволяет заключить, что между выделенными типами руд существует определенная взаимосвязь: природные типы (и подтипы) могут соответствовать технологическим типам (и сортам), в то же время технологические типы включают два или более

природных подтипов руд*. Относительно устойчивым минеральным составом, менее сложным строением и лучшими технологическими свойствами обладают силикатные и силикатно-окисные типы руд, сформированные преимущественно магматическими и магматически-метасоматическими процессами. Руды остальных типов характеризуются переменным минеральным составом, разнообразием структурно-текстурных разновидностей и соответственно худшими показателями обогащения. Образование их связывается с магматически-метасоматическими, метаморфическими и экзогенными процессами.

В составе технологических типов наибольшим распространением пользуются руды 2-го и 3-го сортов с различным содержанием P_2O_5 (от убогих до богатых). Сильным разбросом содержаний P_2O_5 отличаются также руды 1-го сорта.

В подавляющем большинстве руд апатит присутствует как попутный компонент (например, апатит-ильменитовые, апатит-пироксеновые и др.), поэтому освоение их должно быть комплексным. В ряде случаев сам апатит является комплексным сырьем для получения фосфора, редких земель, фтора и стронция. При этом стоимость примесей в нем иногда превышает стоимость основного продукта.

В целом апатитовые руды представляют сложное многокомпонентное минеральное сырье, освоение которого требует значительных экономических затрат, особенно в области технологических исследований. Для всех типов и подтипов апатитовых руд разработана и испытана на различных стадиях (лабораторных, укрупненно-лабораторных, полупромышленных и промышленных) технология комплексного обогащения, позволяющая извлекать с достаточной приемлемыми показателями апатитовый, редкометалльный, магнетитовый, слюдяной и другие концентраты. Использование комплексной технологии ведет к снижению себесто-

* В предложенной классификации природным разновидностям руд должны соответствовать технологические марки, выделение которых возможно в пределах каждого сорта по более дробным показателям извлечения P_2O_5 в апатитовый концентрат.

Таблица 1

Классификация апатитовых руд

Тип (природный и технологический)	Подтип (природный)	Разновидность (природная)			Содержание P_2O_5 в исходной руде, %	Технологическая схема обогащения	Показатели обогащения, %		Технологический сорт	Примеры месторождений
		минеральная	текстурная	структурная			Извлечение P_2O_5 в концентрате	Содержание P_2O_5 в концентрате		
I. Силикатно-окисный (Пл, П, Ил, Мг, ТМг)	1. Апатит-ильменит-титаномagnetитовый	Апатит-ильменит-титаномagnetит-пироксеновая, титаномagnetит-ильменит-apatит-полевошпатовая и др.	Вкрапленная, пятнисто-вкрапленная, такситовая, массивная, реже полосчатая, шлировая, прожилковая, катакlastическая	Мелко-, средне- и крупнозернистая	3,3—8,7	Магнитная и электромагнитная сепарация, флотация	>90	38,4—40,8	1	Гаюмское, Джанинское, Богидэ и др.
	2. Апатит-ильменитовый	Апатит-ильменит-оливин-полевошпатовая, апатит-ильменит-пироксен-полевошпатовая, апатит-magnetит-ильменит-пироксен-полевошпатовая			2,5—3,9		73—77	39,0	2	Кручининское
	3. Апатит-халькопирит-титаномagnetитовый	Апатит-халькопирит-титаномagnetит-амфиболовая, апатит-титаномagnetит-амфиболовая, апатит-титаномagnetит-пироксеновая					<70	33,7—39,5	3	Стремигородское и др.
										Волковское
II. Силикатный (Нф, Ап, Э, Кп, А, П, Би)	4. Апатит-нефелиновый	Апатит-нефелиновая, сфен-apatитовая, апатит-эгиринов-нефелиновая	Пятнистая, пятнисто-полосчатая, линзовидно-полосчатая, блоковая, массивная, сетчатая, брекчиевая	Разнозернистая, пегматонидная	7,0—18,0	Прямая селективная флотация с последующей магнитной сепарацией	>90	39,4	1	Хибинская группа
	5. Апатитовый	Апатит-биотит-амфибол-полевошпатовая, апатит-амфибол-полевошпатовая, апатит-биотит-пироксеновая, апатит-пироксеновая	Массивная, пятнистая, шлировидная, гнейсовидно-полосчатая, линзовидно-полосчатая	Мелко-, средне- и крупнозернистая	3,7—5,4		75—90	35,0—37,0	2	Ошурковское, Укдуска и др.
	6. Апатит-эгириновый	Апатит-эгириновая, эгиринов-полевошпат-apatитовая	Массивная, полосчатая, пятнистая, брекчиевидная	То же	4,8—7,0		80—90	34,4—39,9	2	Маганское, Ыраасское
III. Карбонатно-силикатный (Ф, П, А, Фл, К, Д)	7. Апатит-(бадделит)-магнетитовый	Апатит-форстерит-бадделит-магнетитовая, апатит-форстеритовая, апатит-карбонат-магнетитовая, магнетит-apatит-флогопит-пироксеновая	Полосчатая, пятнистая, пятнисто-полосчатая, брекчиевидная, массивная	Неравномернозернистая, пегматонидная	6,0—7,9	Магнитно-флотационная, обжиг-магнитно-флотационная	65—80	36,0—39,7	2—3	Ковдорское (apatит-магнетитовое), Себлявское, Ыраасское, Есеевское
IV. Карбонатный (К, Д, Фл, Би, П, А)	8. Апатит-(фергусонит)-пироксеновый	Апатит-пироксено-кальцитовая, апатит-пироксено-доломит-кальцитовая, апатит-пироксен-полевошпатовая и др.	Вкрапленная, массивная, полосчатая, пятнистая, брекчиевая, сетчатая, шлировая	То же	3,7—5,0	Прямая селективная флотация, гравитационно-магнитно-флотационная с кальцинирующим обжигом	63—85	35,0—38,4	2—3	Белозиминское, Новополтавское, Ковдорское (apatит-карбонатное)

Тип (природный и технологический)	Подтип (природный)	Разновидность (природная)		
		минеральная	текстурная	структурная
IV. Карбонатный (К, Д, Фл, Би, П, А)	9. Апатит-доломитовый	Апатит-кальцит-доломитовая, апатит-кварц-кальцит-доломитовая, апатит-кварц-гематит-доломитовая и др.	Брекчиевая, массивная, прерывисто-полосчатая, пятнистая, вкрапленная	Среднезернистая, мелко- и крупнозернистая
V. Гидросиликатно-гидроокисный — руды коры выветривания (Гж, Гл)	10. Апатит-пироклор-овый	Апатит-пироклор-охристая, апатит-пироклор-охристо-карбонатная	Прожилковая, полосчатая, массивная пятнистая	Бесструктурная
	11. Апатит-франколитовый	Апатит-франколит-магнетитовая, апатит-франколитовая, вермикулит-франколит-апатитовая и др.	Кавернозная, брекчиевидная, ячеистая, губчатая и др.	То же
	12. Апатитовый	Апатит-гидрослюдистая, апатит-гидрослюдисто-полевошпатовая	Пятнистая, полосчатая, массивная	„ „

Примечание. Промышленностью освоены руды II и III типов, а также 3-го сорта I типа II и V типов (Ошурковское, Ковдорское, Белозиминское); в лабораторных условиях прошли испытания: П — пироксены, А — амфиболы, Фл — флогопит, К — кальцит, Д — доломит, Би — биотит, Нф — Mg — магнетит, ТМг — титаномagnetит, Гж — гидроокислы железа, Гл — глинистые минералы.

имости основных продуктов, может сделать рентабельным освоение месторождений бедных и труднообогатимых апатитовых руд и дает народно-

му хозяйству без дополнительных капиталовложений разнообразные виды сырья, в том числе и весьма дефицитные.

Т а б л и ц а

Средний химический состав апатитовых руд, %

Тип и подтип руд	Месторождение	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	CO ₂
I, 1	Джугджурская группа	5,5	6,0	3,0	20,0	19,0	2,6	18,0	0,1
II, 4	Кручининское	4,0	26,5	6,8	15,3	15,7	6,4	11,4	—
II, 5	Хибинская группа	14,7	23,0	13,0	4,8	0,5	0,7	25,0	—
II, 6	Ошурковское	3,9	45,0	15,0	4,0	5,5	5,6	10,0	0,4
III, 7	Маганское	6,0	41,6	3,6	6,9	1,3	7,0	21,8	0,4
	Ковдорское	7,1	8,0	1,3	32,3	16,1	14,0	14,5	5,4
	Себляврское	4,3	20,0	3,0	13,0	7,0	12,5	22,0	12,0
	Ессейское	6,7	0,3	2,3	29,4	10,9	0,3	33,3	0,6
	Ырааское	6,5	26,9	5,7	16,0	8,0	8,8	21,5	14,0
IV, 8	Новополтавское	3,7	14,5	2,7	5,4	4,6	9,6	30,7	23,0
	Белозиминское	3,8	2,2	0,8	3,5	—	3,7	43,3	29,8
	Ковдорское	3,6	1,3	0,2	2,3	1,7	2,9	50,0	36,4
IV, 9	Селигдарское	6,3	10,0	—	3,6	—	14,2	29,7	30,3
V, 10	Белозиминское	14,0	—	2,4	31,4	—	3,6	—	1,7
V, 11	Ковдорское	17,0	19,8	7,7	8,1	3,6	7,1	25,4	1,8
V, 12	Новополтавское	17,5	18,0	7,7	20,0	—	3,2	22,6	0,5

Продолжение табл. I

Содержание P ₂ O ₅ в исходной руде, %	Технологическая схема обогащения	Показатели обогащения, %		Технологический сорт	Примеры месторождений
		Извлечение P ₂ O ₅ в концентрат	Содержание P ₂ O ₅ в концентрате		
6,2—6,7	Прямая селективная флотация, гравитационно-магнитно-флотационная с кальцинирующим обжигом	<70	37,1	3	Селигдарское
9,8—13,7	Гравитационно-магнитно-флотационная сепарация	75—80	36,3—38,5	2	Белозиминское
14,0—22,0		<70	34,0—38,0	3	Ковдорское, Ырааское, Ессейское
8,0—9,0		80—90	38,4	2	Новополтавское

(Хибинская группа, Ковдорское, Волковское); на стадии полупромышленных испытаний исследованы руды остальных объектов. В графе 1 показаны основные минералы природных типов руд: Ф — флогопит, Пл — плагиоклазы, Кп — калиевые полевые шпаты, Ап — апатит, Э — эгирин, Ил — ильменит,

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков. Под ред. А. С. Зверева и Р. М. Файзуллина. М., Недра, 1980.

2. Коц Г. А., Черноятов С. Ф., Шманенков И. В. Технологическое опробование и картирование месторождений. М., Недра, 1980.
3. Хибинский щелочной массив/С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков и др. Л., Недра, 1972.



СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.781.02(574.5)

С. М. БЛЯХОВА, В. А. ШАХВЕРДОВ (ПГО «Южказгеология»)

Расчленение и корреляция палеоцена и эоцена Чу-Сарысуйской депрессии

Палеоценовые и эоценовые отложения Чу-Сарысуйской депрессии распространены на обширной территории, ограниченной с севера Казахским щитом, с юга и юго-запада — палеозойским обрамлением хребтов Большого

и Малого Каратау. На западе они сливаются с синхронными толщами Туранской плиты, а на востоке выклиниваются в пределах Уланбель-Таласской седловины. Выходы этих образований на поверхность наблюдаются

вдоль северо-восточного склона хр. Малый Каратау, в чинках Бетпак-Далы, в долинах сухих рек и ручьев северной части депрессии.

Несмотря на длительное изучение (Т. А. Мордвилко, Ю. Б. Коврижных, В. П. Разумова, А. Г. Черняховский, Е. К. Терехова, Н. Е. Мельникова и др.), до настоящего времени не существует достаточно хорошо разработанной стратиграфической схемы палеоцена и эоцена рассматриваемого региона. К. В. Никифорова [4] впервые выделила здесь средне-верхне-эоценовые осадки, а позднее [3] для западной части Бетпак-Далы [3] были установлены палеоценовые, нижне-, средне- и верхнеэоценовые образования, которые Е. А. Никитин [1975 г.] обособил в свиты.

За последние годы в Чу-Сарысуйской депрессии выполнен большой объем буровых работ, позволивших детально изучить особенности отложений в различных частях региона и провести их систематические палинологические исследования. Фаунистические остатки в них фрагментарны, что затрудняет детальную стратификацию и корреляцию разрезов.

Положение депрессии на стыке различных по тектоническому режиму регионов — Туранской плиты, Центрально-Казахстанского щита и Тянь-Шаньской орогенной области — обусловило значительную изменчивость литологического состава, фациальных и геохимических условий формирования осадков. В ее пределах выделяются четыре структурно-фациальных зоны: Ащикольская, Муюнкуская, Тастинская и Уланбель-Таласская (рис. 1, таблица). Для Ащикольской зоны характерны прогибание в палеоцене и эоцене и накопление сероцветных более глубоководных осадков по сравнению с другими зонами. Тастинская и Уланбель-Таласская зоны были относительно стабильными, а в отдельные временные отрезки они испытывали тенденцию к воздыманию. Здесь больше развиты континентальные фации с внутриформационными размывами. Промежуточное положение Муюнкусской зоны определило ее структурно-фациальные особенности.

Вследствие литологической изменчивости в пределах изохронных стратиграфических подразделений фациальные границы не являются границами стратиграфическими. Авторы по возможности сохранили названия свит Е. А. Никитина. В случаях же, когда их состав резко отличался от состава вновь выделенных стратиграфических подразделений, предложены новые названия.

Для каждого подразделения получена палинозональная характеристика. Дробное расчленение осадочных толщ с применением палинологического метода для наиболее низких по рангу стратиграфических подразделений (яруса, подъяруса, главным образом зоны) оказалось возможным только при количественном учете комплекса руководящих таксонов. Особенности последних отражены в видах-индексах отдельных слоев и свит. Для каждой структурно-фациальной зоны предлагается своя стратификация разреза с выделением свит, а в целом для депрессии стратиграфическая схема строится по принципу региональной с выделением горизонтов и лон (в данном случае палинолон).

Под термином «палинолон» понимаются слои, содержащие комплексы руководящих и характерных таксонов близкого эволюционного уровня. Среди всего таксономического многообразия палинокомплекса обособляется ортостратиграфическая группа, а в ней — комплекс руководящих таксонов. Их максимальное содержание по сравнению с комплексами из выше- и нижележащих палиностратиграфических подразделений, соотношение с исчезающими и появляющимися таксонами и служат основой для установления палинолоны. На рис. 2 приводятся только руководящие и характерные таксоны, свойственные пыльце покрытосеменных растений.

Всего изучено около 3000 разрезов скважин, вскрывших палеоценовые и эоценовые отложения, и более 900 образцов, насыщенных пылью и спорами. Помимо собственных данных, авторами использован материал, любезно предоставленный Х. Б. Аубакировым, В. Н. Григорьевым, Н. Н. Петровым и Л. Г. Русиновой.

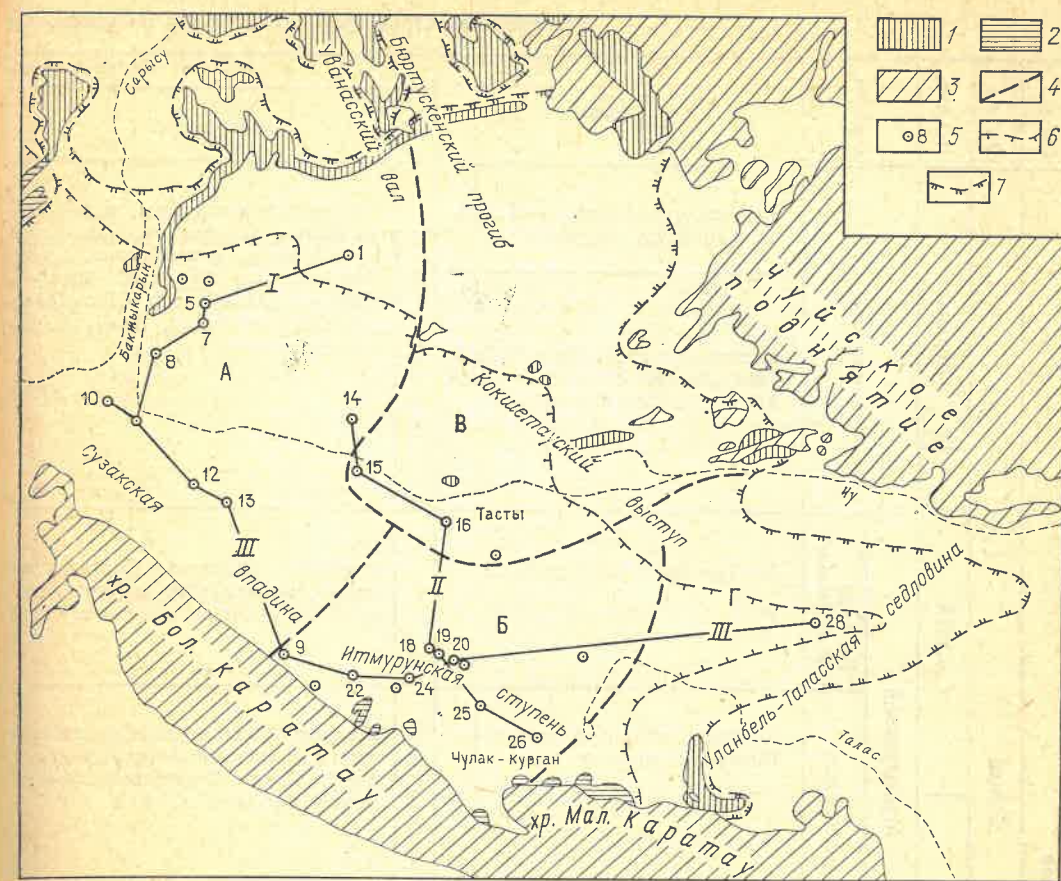


Рис. 1. Обзорная геологическая схема Чу-Сарысуйской депрессии

1—3 — выходы отложений на поверхность: 1 — среднего-верхнего девона, 2 — палеоцена — нижнего эоцена, 3 — палеозоя; 4 — границы структурно-фациальных зон: А — Ащикольской, Б — Муюнкусской, В — Тастинской, Г — Уланбель-Таласской; 5 — сква-

жина (и ее номер), вскрывшая палеоценовые и эоценовые отложения, охарактеризованные палинологически; 6—7 — стратиграфические границы: 6 — среднего и верхнего эоцена, 7 — палеоцена и нижнего эоцена; I, II, III — линии сопоставления разрезов

В разрезе палеоцена — эоцена Чу-Сарысуйской депрессии снизу вверх выделены свиты: чулаккурганская (P_{el}), арысская (P_{21-2ar}), телекольская ($P_{12}-P_{2tl}$), муюнкуская (P_{21-2mn}), тастинская (P_{21-2ts}), интымакская (P_{22-3in}).

Чулаккурганская свита распространена на большей части Ащикольской, в Муюнкусской, на юго-западе Тастинской и на части Уланбель-Таласской зон. Представлена она отложениями низменной озерно-аллювиальной и, реже, аккумулятивно-денудационной равнин. Накопление осадков происходило в субаквальных и супераквальных условиях речных долин, устанавливается их элювиальный генезис. Свита сложена пестроцветными и сероцветными глинами и

алевролитами, в основном комковатыми, реже слоистыми и сероцветными, белесыми и зеленовато-серыми, преимущественно полимиктовыми песками и песчаниками. Отмечается карбонатность пород, иногда мощность прослоев карбонатных песчаников достигает первых метров. Среди пойменных глинистых осадков часто встречаются слоистые глины и алевролиты с высоким содержанием органического вещества ($0, n-n\% G_{org}$), сформировавшиеся в обстановке заболоченных стариц и пойменных озер.

Мощность отложений свиты в среднем 40—70 м. Они с размывом залегают на породах верхнего мела, а в пределах Итмурунской ступени — на палеозойских, по которым развита предпалеогеновая кора выветривания.

Региональная стратиграфическая схема палеоценовых

Система	Отдел	Подотдел	Горизонт	Структурно-	
				Лона	Ащикольская
Палеогеновая	Эоцен	Верхний	Интымакский	Quercus graciliformis — Tricolporopollenites cingulum	Серые, зеленые глины, внизу опоквидные, алевролиты. Слои вверх с Quercus graciliformis, Tricolporopollenites cingulum, внизу с Quercus graciliformis, Tricolporopollenites cingulum, Araliaceopollenites euphorii 200 м
				Quercus graciliformis — Tricolporopollenites cingulum — Araliaceopollenites euphorii	
		Средний	Муюнкумский	Верхний подгоризонт	Верхняя подсвита. Сероцветные глины, алевролиты, мергели, пески. Слои с Castanea crenataeformis 30 м
				Нижний подгоризонт	Нижняя подсвита. Сероцветные глины с прослоями опоквидных, пески. Слои с Triatriopollenites excelsus, Rhoipites villensis 40 м
Палеоцен	Верхний	Нижний	Телекольский	Interpollis supplingensis	Красновато-бурые глины, алевролиты. Слои с Triatriopollenites excelsus 10 м
				Tricolporites erdtmanii — Pentapollenites	Серые, черные глины, пески с глауконитом. Слои с Tricolporites erdtmanii — Pentapollenites 10 м

и эоценовых отложений Чу-Сарысуйской депрессии

Структурно-фациальные зоны		Уланбель-Таласская	
Муюнкумская	Тастинская		
Интымакская свита	Интымакская свита	Серые, черные, голубые глины, внизу карбонатные песчаники, пески. Вверху слои с Quercus graciliformis, Tricolporopollenites cingulum, внизу с Quercus graciliformis, Tricolporopollenites cingulum, Araliaceopollenites euphorii 50 м	Песчано-гравийная толща 15 м
Муюнкумская свита	Муюнкумская свита	Гравийно-глинистые слои с Araliaceopollenites euphorii 10 м	
Муюнкумская свита	Муюнкумская свита	Пятнистые глины, алевролиты, пески, песчаники. Слои с Triatriopollenites plicatus, Triporopollenites plektosus 10 м	
Телекольская свита	Телекольская свита	Зеленовато-серые глины, алевролиты, пески. 5 м	

Система	Отдел	Подотдел	Горизонт	Ловы	Структурно-фациальные зоны	
					Ащикольская	Муюнкумская
Палеогеновая	Палеоген	Верхний	Верхний подгоризонт	Triatriopollenites confusus — Pentapollenites и Triatriopollenites confusus	Верхняя подсвита. Серые, реже пестрые глины, алевролиты, пески. Слои сверху с <i>Triatriopollenites confusus</i> — <i>Pentapollenites</i> , внизу с <i>Triatriopollenites confusus</i>	Верхняя подсвита. Серые, реже пестрые глины, пески, редко карбонаты. Слои сверху с <i>Triatriopollenites confusus</i> , <i>Pentapollenites</i> , внизу с <i>Triatriopollenites confusus</i>
					55 м	3 м
Палеогеновая	Палеоген	Нижний	Нижний подгоризонт	Kizylkumina oenotheraformis	Нижняя подсвита. Пестроцветные глины, пески, алевролиты, карбонатные. Слои с <i>Kizylkumina oenotheraformis</i>	Нижняя подсвита. Пестроцветные глины, пески, алевролиты, карбонатные. Слои с <i>Kizylkumina oenotheraformis</i>
					20 м	20 м

В случаях, когда сохраняется преемственность фациальных обстановок от мела к палеогену, расчленение затруднено.

По составу и палинологическим особенностям отложения чулаккур-ганской свиты подразделяются на две подсвиты: верхнюю и нижнюю. Наряду с большим литологическим сходством каждая из них имеет свои специфические черты, зависящие от условий седиментогенеза. Для нижней подсвиты характерны более широкое развитие и в целом повышенная карбонатность пестроцветных осадков. Пески чаще белесые. В строении верхней подсвиты значительное участие принимают как глинистые, так и песчаные сероцветы, содержащие остатки углефицированного растительного вещества.

В разрезах обеих подсвит намечается латеральная зональность, заключающаяся в возрастании доли пестроцветных карбонатных пород в направлении к краям депрессии (рис. 3, 4). В ряде разрезов отложения нижней подсвиты отсутствуют (скважины 8 и 25). Стратотипом свиты служит разрез скв. 11, парастратотипом — разрезы скважин 13 и 20.

Из темно-серых и серых глин, алевролитов и песков нижнечулаккур-ган-

ской подсвиты получен комплекс спор и пыльцы *Kizylkumina oenotheraformis*. По присутствию *Kizylkumina oenotheraformis* Bliakh., *Comptonia clementia* Gladk., *Triporopollenites plicoides* Zakl., *T. giganteus* Pfl., *T. vadosus* Pfl., *Nudopollis* sp., *Trudopollis* sp., *Oculopollis* sp. указанная подсвита сопоставляется с верхней частью босагинской свиты Восточных Кызылкумов [5], с нижнепалеоценовыми отложениями Северного Приаралья и Тургайского прогиба и с пресновской свитой Прииртышья [2].

Из серых песков, темно-серых и черных глин верхнечулаккур-ганской подсвиты выделены комплексы спор и пыльцы *Triatriopollenites confusus* и *Triatriopollenites confusus* — *Pentapollenites*. Состав руководящих таксонов (*Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. rorobituites* Pfl., *T. rurensis* Pfl., *T. aroboratus* Pfl., *T. pseudorurensis* Pfl., *Comptonia podograria* Gladk., *Caryites ventricosus* Mart., *Casurindites* sp.) позволяет отнести эту подсвиту к аналогу капланбекской и нижней части кайнарбулакской свит верхнего палеоцена Восточных Кызылкумов, верхнего палеоцена Тургайской равнины и нижней половины

Продолжение табл.

Система	Отдел	Подотдел	Горизонт	Ловы	Структурно-фациальные зоны	
					Ащикольская	Муюнкумская
Палеогеновая	Палеоген	Верхний	Верхний подгоризонт	Triatriopollenites confusus — Pentapollenites и Triatriopollenites confusus	Верхняя подсвита. Серые, реже пестрые глины, алевролиты, пески. Слои сверху с <i>Triatriopollenites confusus</i> — <i>Pentapollenites</i> , внизу с <i>Triatriopollenites confusus</i>	Верхняя подсвита. Серые, реже пестрые глины, пески, редко карбонаты. Слои сверху с <i>Triatriopollenites confusus</i> , <i>Pentapollenites</i> , внизу с <i>Triatriopollenites confusus</i>
					55 м	3 м
Палеогеновая	Палеоген	Нижний	Нижний подгоризонт	Kizylkumina oenotheraformis	Нижняя подсвита. Пестроцветные глины, пески, алевролиты, карбонатные. Слои с <i>Kizylkumina oenotheraformis</i>	Нижняя подсвита. Пестроцветные глины, пески, алевролиты, карбонатные. Слои с <i>Kizylkumina oenotheraformis</i>
					20 м	20 м

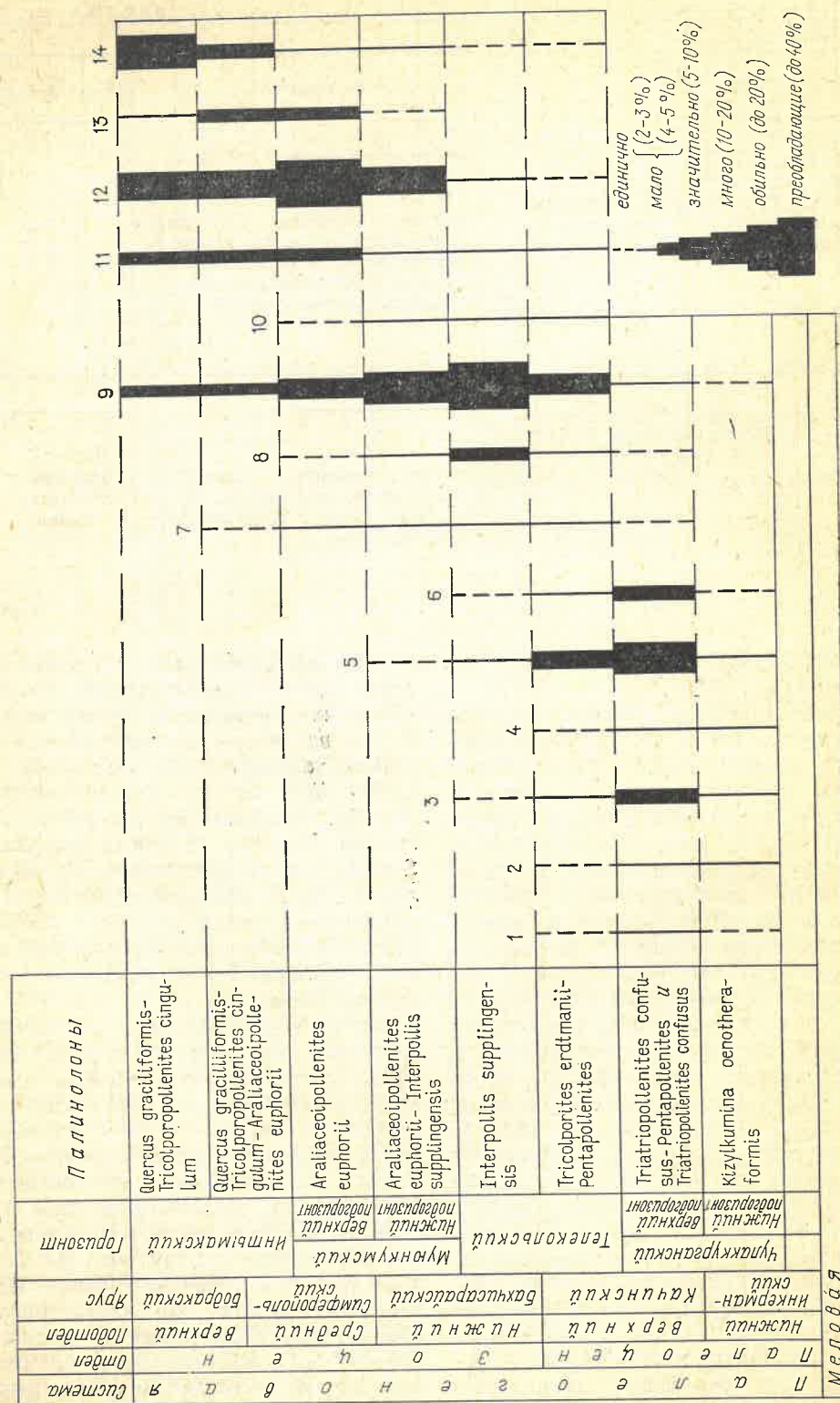
талийской свиты Западно-Сибирской низменности [2].

Телекольская свита развита преимущественно в Сузакской впадине, на большей части Итмурунской ступени, фрагментарно — в Тастинской зоне; в восточной части Муюнкумской зоны она выклинивается. Площадь осадконакопления в телекольское время существенно расширилась, особенно на западе и юго-западе территории в связи с трансгрессией морского бассейна. Здесь отлагались осадки побережья и лагун, которым свойственны преимущественно глинистый состав и обогащенность сингенетическим органическим веществом. Часто встречаются глины и алевролиты, содержащие двустворчатые моллюски *Ostrea* cf. *bellovacina* Lam., *Pitar* cf. *montensis* Gossm., *Dosiniopsis* cf. *bellovacensis* Desh., *Plesiastarte crenulata* Desh. По мнению К. А. Ляджиной, они характерны для верхнего палеоцена. В ряде разрезов присутствуют красновато-бурые («шоколадные») глины и глауконит.

Свита фациально изменчива. В Ащикольской зоне она имеет двучленное строение (скв. 11). В нижней ее части залегают преимущественно опоконные глины с фосфатизированными костными остатками рыб, в западных

и юго-западных районах зоны здесь отмечаются глауконитовые пески и песчаники, участками гравелитистые. В них встречены фораминиферы: *Proteohina difflugiformis* (Grady), *Ammonobaculites* ex gr. *infrapaleogenicus* Subb., *Trochammina* ex gr. *pentamerata* Lipm., *Reophax bucharensis* Subb., характеризующие, по определению Н. Е. Мельниковой, верх палеоцена — нижний эоцен. Верхняя часть свиты состоит из тонкодисперсных «шоколадных» глин с пятнами высветления.

В Муюнкумской зоне в низах свиты развиты серые и зеленовато-серые глины и алевролиты, иногда известняки, алевролиты с остатками моллюсков, в верхах — глины «шоколадные», черные, серые, полимиктовые пески с пятнами гидрогематита (скв. 15). Из темно-серых глин и песков Н. Е. Мельниковой изучены *Ammonmarginulina macrospira* Н. Вук., известные из сузакских слоев Средней Азии. В этой же части разреза обнаружены радиолярии *Thecosphaera subclia* Lipm., *Spongurus bicostratus* Lipm., *Spongosteriscus gorskii* Lipm. и диатомитовые водоросли *Stephanopyxis lavrenkoj* Jouse, *Coscinodiscus lineatus* Ehr., *Triceratium febebratum* Witt., *T. crenulatum*



Грев. Они, по заключению, К. Г. Шибковой, известны из нижнеэоценовых отложений Поволжья и восточного склона Урала. В Тастинской зоне свита представлена в основном глинистыми и алевроитистыми отложениями серого или зеленовато-серого цвета с табачными пятнами.

Мощность свиты колеблется от нуля до 20 м, в среднем же не более 10—15 м, лишь в Ащикольской зоне достигает 24 м. Ее граница с чулакурганской свитой трансгрессивная, что связано с резкой сменой континентальных условий осадконакопления морскими. Наступление моря сопровождалось частичным размывом нижележащих пород. Стратотип свиты — разрез скв. 19, парастратотип — разрез скв. 11.

Для пород телекольской свиты А. Г. Рублевым (ВСЕГЕИ) выполнено определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом по глауконитам (скв. 3, глубина 161—164 м). Полученные значения 57 ± 11 и 50 ± 7 млн. лет соответствуют нижней границе эоцена и верхам палеоцена.

Из нижней части телекольской свиты из серых алевроитистых глин Ащикольской зоны выделен комплекс спор и пыльцы *Tricolporites erdtmanii* — *Pentapollenites*, из темно-серых и серых глин, алевропесчаников Муюнкумской зоны — *Subtriporopollenites magnoporatus* — *Pentapollenites*. Для обоих комплексов характерно преобладание руководящих таксонов верхнего палеоцена при обязательном присутствии руководящих таксонов нижнего эоцена — *Tricolporites erdtmanii* Zakl., *Subtriporopollenites magnoporatus* (Th. et Pfl.) W. Kr., *Triporopollenites plektosus* And., *T. robustus* Pfl., *Triatriopollenites excelsus* (R. Pot.) Pfl. Это свидетельст-

вует о возрасте, переходном от верхнего палеоцена к нижнему эоцену.

Из верхней части свиты, из «шоколадных» глин Ащикольской зоны, получен комплекс спор и пыльцы *Plicapollis pseudoexcelsus*, а из тех же глин и их фациальных аналогов Муюнкумской и Тастинской зон — комплекс *Interpollis supplingensis*. Состав руководящих таксонов позволяет сопоставлять верхнюю часть телекольской свиты со средней частью кайнарбулакской свиты, с нижним эоценом Тургайского прогиба и нижней частью люлинворской свиты Западно-Сибирской низменности.

Арысская свита присутствует только в Ащикольской зоне. Ее осадки накапливались в условиях открытого морского бассейна и имеют преимущественно глинистый состав. Свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю $P_2^{1-2} ar_1$ и верхнюю $P_2^{1-2} ar_2$. Для нижней подсвиты характерны серые и зеленовато-серые глины, иногда опоковидные, часто с прослоями глинистых песков и карбонатных песчаников, с фосфатизированными костными остатками рыб, моллюсков, сульфидов железа, для верхней — зеленовато- и розовато-серые карбонатные глины, иногда мергели.

Мощность свиты чрезвычайно изменчива: максимальная (115 м, скв. 9) на юге Сузакской впадины (причем мощность нижней подсвиты здесь 75 м), а к северу она уменьшается до полного выклинивания. Свита согласно залегает на телекольской, на севере — трансгрессивно на отложениях палеоцена и мела. Стратотипом свиты служит разрез скв. 13 (см. рис. 2).

В верхней пачке свиты обнаружены фораминиферы: *Lenticulina iljini* (N. Byk.), *Baggina valvulinariaformis* (N. Byk.), *Globigerina triloculinoides*

Рис. 2. Распределение руководящих таксонов палеоцена и эоцена
1 — *Extratropipollenites* sp., *Trudopollis* sp., *Nudopollis terminalis* Pfl.; 2 — *Kizylkumina oenotheraformis* Bliakh., *Oculosa* sp., *O. granulata* Bliakh.; 3 — *Triporopollenites plicoides* Zakl., *T. giganteus* Pfl., *T. vadosus* Pfl.; 4 — *Dierolla* sp. sp.; 5 — *Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. aroboratus* Pfl., *T. rurensis* Pfl., *T. pseudorensis* Pfl., *Casuarinidites cainozoicus* Cook. et Pike; 6 — *Comptonia clementia* Gladk., *C. imperfecta* Gladk., *C. podogaria* Gladk.; 7 — *Pentapollenites* sp.; 8 — *Interpollis supplingensis* (Pfl.) W. Kr., *I. primigenius* Zakl.; 9 — *Triatriopollenites excelsus* (R. Pot.) Pfl., *T. plicatus* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Triporopollenites robustus* Pfl., *Plicapollis pseudoexcelsus* (Weyl. et Krieg.) W. Kr., *Trudopollis pompeckii* (R. Pot.) Pfl.; 10 — *Pistilipollenites mgregorii* Rouse; 11 — *Myrica vera* Zauer., *Triatriopollenites bituites* (R. Pot.) Th. et Pfl.; 12 — *Rhus usturtensis* Boitz., *Castanea crenataeformis* Samig., *Rhoipites villensis* (R. Pot.) R. Pot., *R. pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot., *Psalitricolporites evidens* Boitz., *Araliaceipollenites euphorii* (R. Pot.) R. Pot.; 13 — *Pokrovskaja originalis* Boits., *P. granulata* Boitz.; 14 — *Quercus graciliformis* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Tricolporipollenites henrici* (R. Pot.) Th. et Pfl.

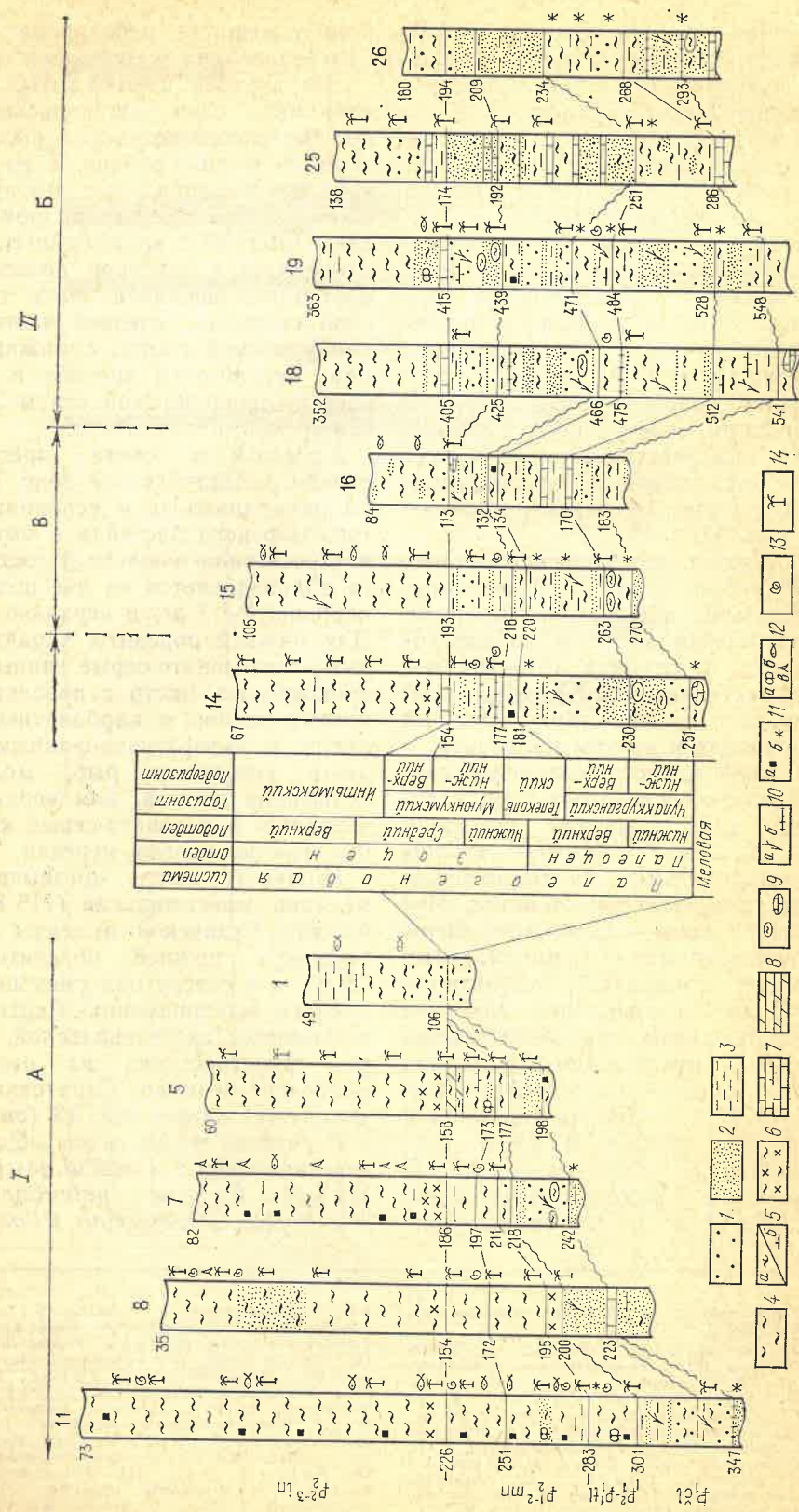


Рис. 3. Сопоставление разрезов палеоцена и эоцена по линиям I и II

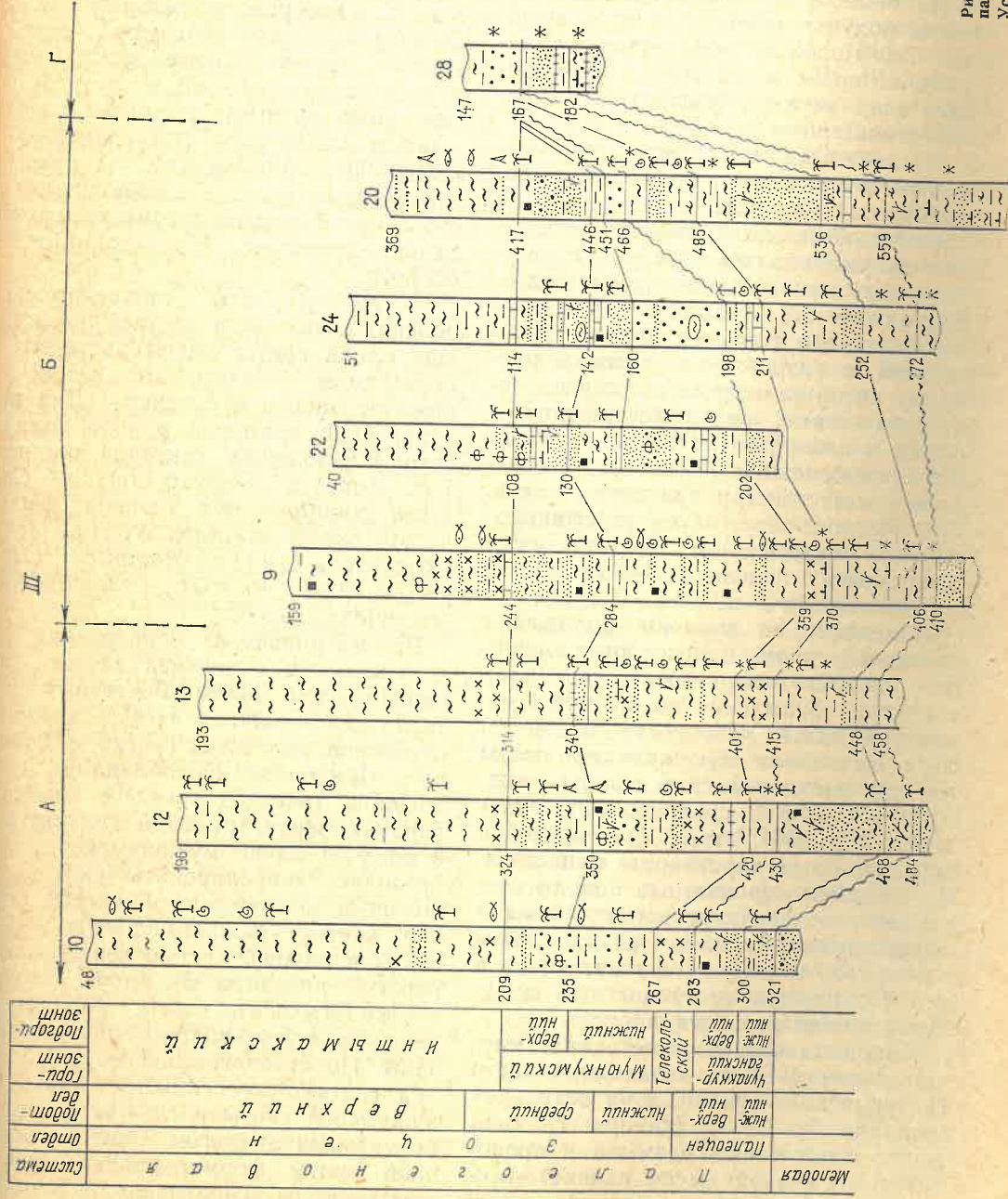


Рис. 4. Сопоставление разрезов палеоцена и эоцена по линии III

Plum., *Uvegerina pseudotexana* N. Вук., *Bulimina vermiformis* N. Вук. и др., характерные для среднего эоцена. Здесь же в известковистых глинах и мергелях К. А. Ляджиной определены *Pteria elytracea* Rom. и *Cultellus asiaticus* Kach., известные для среднего эоцена Средней Азии и Казахстана.

Из темно-серых глин нижней подсвиты получен комплекс спор и пыльцы *Triatriopollenites excelsus* — *Rhoipites villensis*, а из серых карбонатных глин верхней подсвиты — *Castanea crenataeformis*.

Муюнкумская свита распространена в одноименной зоне, на прилегающих участках Тастинской и Уланбель-Таласской зон. Ее отложения сформировались в условиях дельты — как подводной ее части, так и надводной. Представлены они преимущественно разнотекстурными кварцевыми и слюдясто-кварцевыми песками, которым подчинены серые, зеленовато-серые, редко пестроцветные глины и алевролиты. Иногда встречаются карбонатные прослои, а на западе — известняки-ракушняки (скв. 22). Часто присутствует углефицированный растительный детрит, редко отмечаются прослои бурых углей мощностью до 1 м.

Изменение во времени положения береговой линии и некоторые смещения дельты вследствие активизации структур обрамления позволяют с некоторой долей условности подразделить отложения муюнкумской свиты на три литологические пачки — нижнюю ($P_2^{1-2}mn_1$), среднюю ($P_2^{1-2}mn_2$) и верхнюю ($P_2^{1-2}mn_3$). Для нижней и верхней пачек характерны существенно песчаные сероцветные породы, второстепенное значение имеют глины и алевролиты. Средняя пачка более глинистая, наряду с сероцветными в ней содержатся пестроцветные и зеленоцветные разности пород.

Мощность свиты непостоянна: максимальная (110 м) в западной части Итмурунско-го ступени, а на остальной площади 50—75 м. Нижняя граница свиты несет следы размыва и проводится по резкой смене глинисто-песчаных осадков телекольской свиты песчаными муюнкумской. Часто встречаются здесь ядра пелеципод и остат-

ки панцирей ракообразных. Стратотипом свиты является разрез скв. 18, парастратотипом — разрезы скважин 19 и 22.

В известковых разностях пород верхней части муюнкумской свиты заключены моллюски: *Pitar laevigata* Lam., *P. cf. akssuensis* Kach., *P. sulcata* Desh., *Mastra cf. recondita* Desh., *Ostrea pseudobellovacina* Kach., которые, по мнению К. А. Ляджиной, характеризуют осадки среднего эоцена. Серые пески, алевролиты, глины нижней и средней пачек свиты содержат комплекс спор и пыльцы *Araliaceopollenites euphorii* — *Interpollis supplingensis*, а серые и темно-серые пески и алевролиты, часто с органическим детритом верхней пачки — комплекс *Araliaceopollenites euphorii*.

Палинокомплексы нижеарысской подсвиты, нижней и средней пачек муюнкумской свиты свидетельствуют о переходном возрасте отложений от нижнего эоцена к среднему. Для них характерно примерно равное количество руководящих таксонов нижнего (см. выше) и среднего эоцена — *Castanea crenataeformis* Samig., *Castanopsis pseudocingulum* Boitz., *Rhus ustjurtensis* Boitz., *Rhoipites villensis* (R. Pot.) R. Pot., *Psilatricolporites evidens* Boitz.

Рассматриваемые образования сопоставляются с верхней частью кайнарбулакской свиты Восточных Кызылкумов и нижней частью нижнетасаранской подсвиты Тургая и Северного Приаралья. Преобладание руководящих таксонов среднего эоцена в породах вышеарысской подсвиты и в верхней пачке муюнкумской свиты позволяет коррелировать их с отложениями яныкурганской свиты, верхней частью нижнетасаранской подсвиты и нижней частью верхнеюльинской ворской подсвиты Западной Сибири.

Тастинская свита распространена на северо-востоке одноименной зоны. По стратиграфическому объему она соответствует нижней пачке муюнкумской свиты и служит ее континентальным аналогом. Осадки тастинской свиты формировались преимущественно в супераквальных условиях приморской аллювиальной равнины и представлены глинами, алевро-

литами, окрашенными в темно-серые и зеленоватые цвета, иногда с бурыми пятнами гидроокислов железа. Для них характерны обильный растительный детрит, следы корневой системы, сульфиды железа, прослои карбонатов. Часто встречаются сероцветные пески и песчаники.

Мощность свиты не превышает 15 м, сокращаясь до полного выклинивания на северо-востоке, где ее осадки размывы более поздней морской трансгрессией. Нижняя граница свиты не всегда отчетливая. Она проводится по кровле зеленоцветов и «шоколадных» глин телекольской свиты, а в случае их отсутствия — по кровле континентальных пестроцветов чулаккурганской свиты.

Стратотипом свиты служит разрез скв. 16. Из темно-серых и серых глин и песков с детритом получен комплекс спор и пыльцы *Triatriopollenites plicatus* — *Tripoporopollenites plektosus*.

Интымакская свита на рассматриваемой территории развита наиболее широко. Она прослеживается в обнажениях чинка Бетпак-Далы, левобережья р. Бактыкарын, оз. Арыс и выклинивается на северо-востоке в обрамлении Чуйского поднятия, а на востоке — в пределах Уланбель-Таласской седловины, на юге и юго-западе площадь ее развития ограничена хр. Каратау.

На большей части территории свита представлена морскими осадками — глинами и меньше алевролитами, зеленовато-серыми, серыми, реже темно-серыми. В Уланбель-Таласской зоне преобладают песчаники, гравийники и гравийно-галечники с моллюсками, зубами акул и скатов. В Сузакской впадине в подошве свиты развиты опоковидные глины, в Муюнкумской зоне — карбонатный песчаник и глинистые разнотекстурные пески с зубами акул и фосфатизированными костными остатками, в Уланбель-Таласской зоне и обрамлении Чуйского поднятия — разнотекстурные пески. Мощность свиты колеблется от 30 до 200 м, достигая максимума в Сузакской впадине.

Нижняя и верхняя границы свиты отчетливые: нижняя проводится по подошве опоковидных глин, известня-

кам и глинистым пескам с костными остатками, верхняя — по кровле зеленовато-серых глин, подвергавшихся поверхностному окислению, которое предшествовало накоплению красочных отложений неогена. Стратотип интымакской свиты — разрез скв. 10, парастратотип — разрез скв. 15.

Из опоковидных глин нижней подсвиты К. Г. Шибковой определены радиолярии: *Sponguris biconstrictus* Lipm., *Ellipsokirchus chabacovi* Lipm., *Conocaryomma aralensis* Lipm., *Stybidictya schabalkini* Lipm., *Sethocyrtis elegans* Lipm., известные из низов тасаранской свиты Северного Приаралья и Тургая. Из глин верхней подсвиты тем же автором изучены верхнеэоценовые радиолярии, среди которых наряду с вышеперечисленными формами встречаются *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Lichnocanium ovatum* Lipm. Здесь же присутствуют фораминиферы верхнего эоцена — *Gaudryina superturkestanica* N. Вук., *Hastigerina micra* (Cole), *Uvigerina* ex gr. *pseudotexana* N. Вук., *Anomalina vialovi* (N. Вук.) и др. (определения Н. Е. Мельниковой). К. А. Ляджина определила верхнеэоценовые моллюски: *Nucula kazakhstanica* Ruch., *N. aralensis* Luk., *N. praelonga* Wood., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Cultellus grignonensis* Desh., *Isocardia eichwaldiana* Rom. и др.

Из нижней части свиты из серых и зеленых глин, часто опоковидных, получен комплекс спор и пыльцы *Quercus graciliformis* — *Tricolporopollenites cingulum* — *Araliaceopollenites euphorii*, а из верхней части из серых, черных, зеленых глин *Quercus graciliformis* — *Tricolporopollenites cingulum*. Первый комплекс свидетельствует о возрасте отложений, переходном от среднего эоцена к верхнему, так как для него типично обязательное присутствие среднеэоценовых руководящих таксонов, и верхнеэоценовых: *Quercus graciliformis* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Tricolporopollenites henrici* (R. Pot.) Th. et Pfl., *T. liblarenensis* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Pokrovskaja granularis* Boitz., *P. originalis* Boitz., *Tripoporopollenites megagrifer* Pfl.

Приведенные данные позволяют сопоставлять отложения нижней части интымакской свиты с верхней частью яныкурганской, нижней частью верхнего эоцена Восточных Кызылкумов [1], с аналогами бодракского яруса верхнего эоцена Тургая и Приаралья, а также с верхней частью верхнеюлиновской подсвиты Западной Сибири. Палинокомплекс из верхнеинтымакской подсвиты по увеличенному содержанию верхнеэоценовых таксонов сопоставляется с саксаульским горизонтом Тургая и Приаралья, с чеганской свитой Западной Сибири, а также со средней частью верхнеэоценовых зеленовато-серых глин Восточных Кызылкумов (зона *Gaudryina superturkestanica*).

В заключение следует подчеркнуть большое практическое значение комплексного геолого-палеонтологического подхода к расчленению и корреляции изученных осадков. Он состоит, с одной стороны, в возможности их ритмостратиграфического расчленения для каждой выделенной структурно-фациальной зоны и корреляции на основе историко-геологического и фациального анализа, с другой — в установлении палеонтологических остатков в каждом стратоне. Здесь особое место принадлежит палинологическому методу, благодаря которому возможна корреляция синхронных и раз-

нофациальных отложений, так как таксономический состав палинокомплексов не зависит от фаций.

Таким образом, впервые для палеоэоценовых и эоценовых отложений Чу-Сарысульской депрессии предложена детальная биостратиграфическая схема, построенная по принципу региональной с выделением горизонтов и лон (палинолон). Она может послужить основой при крупномасштабном картировании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бляхова С. М., Мартынова М. Я. Палеогеновая система. Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР. Т. 40, кн. 1. М., Недра, 1971, с. 421—428.
2. Бойцова Е. П., Панова Л. А. Палинозоны Западного Казахстана и Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Палинология в СССР. М., Наука, 1976, с. 96—99.
3. Костенко Н. Н., Никитин Е. А., Ляджина К. А. Палеогеновая система. Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел. — В кн.: Геология СССР. Т. 40, кн. 1. М., Недра, 1971, с. 436—445.
4. Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 5).
5. Стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Восточных Кызылкумов и юго-западных предгорий хр. Каратау/В. А. Быкадоров, С. М. Бляхова, Ф. И. Ибрагимов и др. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 1, с. 59—74.

УДК 551.791 : 551.332.2 (470.313-11)

А. И. ЛОБАНОВ (ПГО «Центргеология»)

Окский горизонт плейстоцена в восточной части Рязанской области

На севере Окско-Донской равнины до недавнего времени выделялась одна морена, считавшаяся большинством исследователей [1, 2, 5, 6, 8 и др.] днепровской, хотя были известны факты не менее чем двукратного оледенения территории Рязанской области [1, 2, 6, 8]. В ряде разрезов на западе [5] и востоке (В. В. Корчагин, 1959 г.) области в основании днепровской морены (преимущественно красной или желто-бурой окраски) отмечались валунные суглинки черного или темно-серого цвета, относившиеся также к днепровскому времени.

За последние годы появились сведения о распространении окской морены на западе (Ф. И. Урусбиева, 1962 г.; Ю. И. Коломиец

и др., 1982 г.; В. М. Ковалев и др., 1976 г.) и юге (Е. Е. Соколова и др., 1959 г.), востоке (Б. Е. Клиник и др., 1977 г.; С. П. Бобров и др., 1980 г.) области и в Мещерской низине (Е. М. Шик и др., 1972, 1978 гг.). Установлено, что преимущественно темно-серые валунные суглинки должны быть причислены к окской морене. Это подтверждено также исследованиями в нижнем течении бассейна р. Москвы [4].

В результате обобщения наших материалов (1977—1982 гг.) и данных геологосъемочных работ других исполнителей (С. Н. Никитин, В. М. Израилев и др., 1974, 1977 гг.; С. П. Бобров и др., 1980 г.) удалось выявить не только широкое распространение на востоке Рязан-

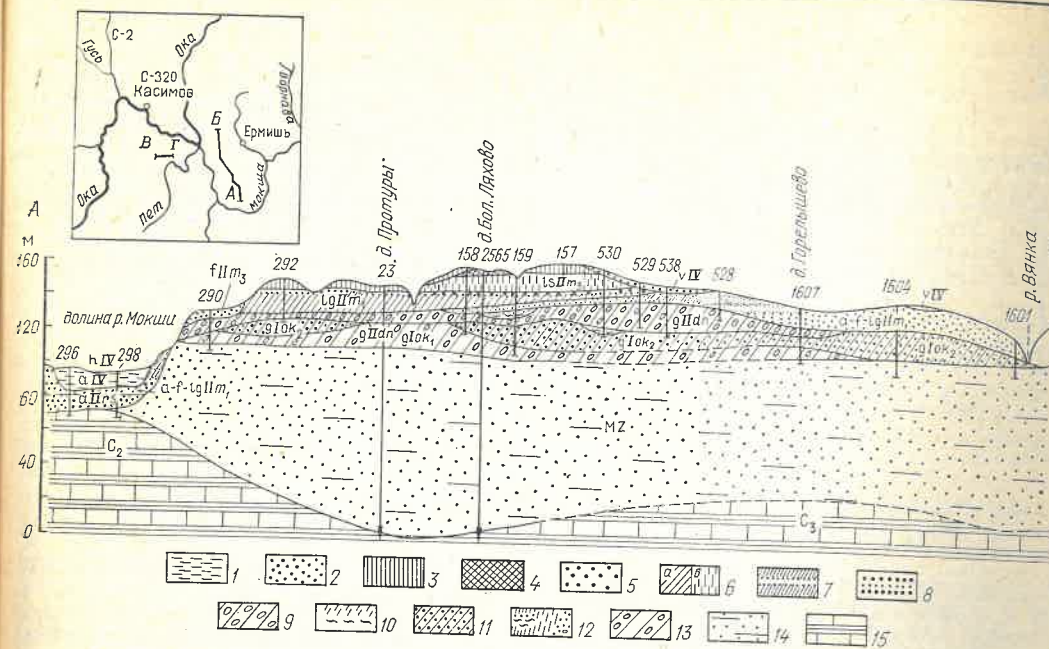


Рис. 1. Геологический профиль Протуры—Горелышево через правобережье р. Мокши (по материалам С. П. Боброва и др., 1980 г., в интерпретации автора)

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — эоловые образования голоцена; 3 — перегляциальные образования валдайского надгоризонта; 4 — почвенный покров условно миклулинского горизонта; отложения различного генезиса: 5 — флювиогляциальные концы московского времени, 6 — московские озерно-ледниковые (а) и лёссовидные (б), 7 — ал-

ской области отложений окского горизонта, но и наличие двух слоев окской морены, разделенных межстадиальными образованиями.

Характер залегания этих слоев показан на геологических профилях. Первый профиль (рис. 1), составленный по материалам С. П. Боброва и других авторов, имеет примерно меридиональное простирание — от р. Мокши (д. Липовка) до верховьев р. Вянки и пересекает Ермишинское понижение Вадовского прогиба. Второй профиль (наши материалы 1979 г.) проходит в широтном направлении через район деревень Волчкарь — Новая Деревня с долиной р. Петраковки (левого притока р. Пет), т. е. через синклиналиную структуру, осложняющую Окско-Цнинский вал (рис. 2). На обоих профилях видно, что выявленные два слоя морены перекрыты разными по генезису образованиями московского горизонта и типичной днепровской мореной, а также отделены друг от друга и от днепровской морены отложениями флювиогляциального и озерно-ледникового генезиса.

Судя по многим частным разрезам скважин, нижний слой окской морены (*glok₁*) отличается темно-серой до черной окраской, местами темно-зеленовато-серой или зеленовато-темно-бурой. На правобережье р. Мокши нередко встречается коричневатый оттенок слоя. Количество грубообломочного материала в нем меняется в широких пределах — от 2—5 до 25—30 %. На Окско-Цнинском валу содержание в морене гравия, гальки и валунов минимальное,

лювиально-озерно-ледниковые стадии наступания московского ледника, 8 — аллювиальные россыльско-го горизонта, 9 — ледниковые (морены) днепровского горизонта, 10 — надморенные окского горизонта, 11 — верхние ледниковые (свежлая морена) окского горизонта, 12 — межстадиальные окского горизонта, 13 — нижние ледниковые (темная морена) окского горизонта; 14 — мезозойские песчаноглинистые, 15 — палеозойские глинисто-известняковые

в Ермишинском понижении — максимальное. В последнем возрастает количество валунов размером до 10—12 см, тогда как на Окско-Цнинском валу они встречаются редко, там обычна галька размером до 3—4 см по длинной оси.

Грубообломочный материал морены в этом слое представлен кварцем, известняками, кремнями, окремненными известняками, реже метаморфическими (серые кварцито-песчаники, филлиты и др.) и изверженными (розовый гранит, гранодиорит, кварцевый диорит и др.) породами. Встречаются мелкие отторженцы («окатыши») плотных юрских темно-серых глин, нижнемеловых слюдяных песчано-глинистых пород, а также зеленых и красноватых глин карбона, различных песков.

Механический состав нижнего слоя морены меняется от средних суглинков до легкой глины. Породы обладают высокой плотностью (1,98—2,17 г/см³) и низкой пористостью, вследствие чего этот слой служит хорошим местным водоупором. Состав пород и мелких отторженцев обусловлен составом переработанных ледником подстилающих дочетвертичных образований. Южнее полей распространения неогеновых и апт-альбских отложений морена обогащается более легкими фракциями — слюдой, «окатышами» песков и приобретает буроватый или зеленоватый оттенок.

Указанные особенности слоя отмечены в ряде понижений Окско-Цнинского вала, но наиболее характерны они для районов, находя-

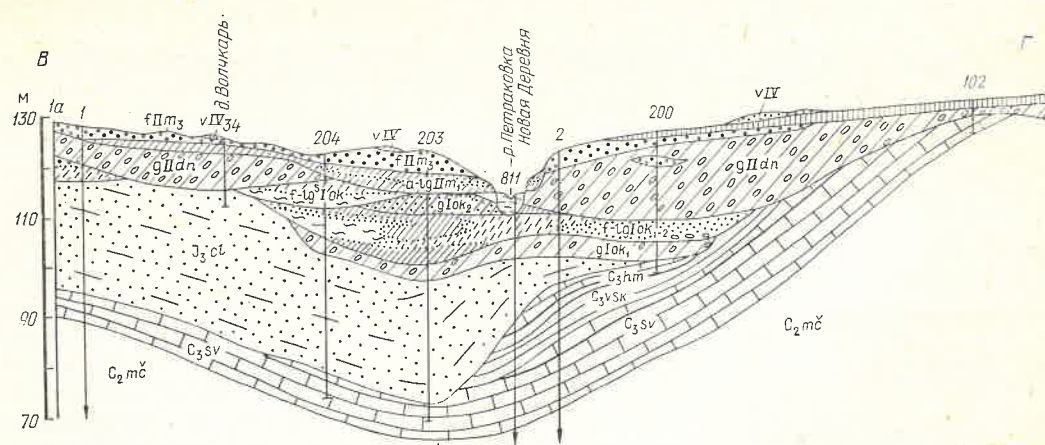


Рис. 2. Геологический профиль Волчокх—Новая Деревня через левобережье р. Пет
Усл. обозн. см. рис. 1

щихся западнее и южнее. На Окско-Цнинском валу и в прилегающих частях Ермишинского понижения обычно распространены темно-серые и черные более глинистые породы моренного слоя, обогащенные как мелкими, так и довольно крупными (размером до 5 м, по скважинам) отторженцами юры. Среди гальки и валунов возрастает количество известняков и глини карбона. Еще восточнее валунные суглинки нижнего слоя приобретают коричневый оттенок за счет пермских отложений, развитых непосредственно к северу (севернее линии городов Меленки—Выкса).

В минеральном составе нижнего слоя окской морены в тяжелой фракции резко преобладают неустойчивые компоненты, особенно группы эпидота. Содержание минералов группы роговой обманки незначительно (2—4%). Устойчивые минералы этой фракции также присутствуют в небольших количествах. Среди них в зависимости от состава переработанного юрского, мелового или неогенового материала иногда больше дистена и ставролита, иногда турмалина и циркона (но не более 5—6% каждого). Из непрозрачных минералов тяжелой фракции отмечены преимущественно пирит, марказит и гидроокислы железа.

Мощность нижнего (темного) слоя меняется от 0,5—1,6 до 7—12 м. Наибольших значений она достигает в Ермишинском понижении. Здесь темный слой морены залегает на более или менее выровненной поверхности подстилающих дочетвертичных образований, приуроченной в современном рельефе к абсолютным отметкам 95—110 м. Заметно (см. рис. 1) повышаются отметки подошвы этого слоя к югу, а в направлении к долине р. Оки у пос. Елатма зафиксировано снижение отметок до 60—85 м. На Окско-Цнинском валу темная морена развита в отдельных незначительных по ширине и протяженности (до 2—6 км) понижениях, возникших над прогибами, осложняющими вал. Абсолютные отметки подошвы описываемого слоя здесь меняются от 80 м (низовья р. Пет) до 126 м (верхнее течение р. Пет). Наиболее низкие отметки (до 68—70 м) обнаружены в Мещерской низине [4 и др.].

Таким образом, исходя из состава и характера залегания нижнего слоя окской морены,

можно предполагать, что Окско-Цнинский вал служил зоной раздела между Мещерским и Ермишинским ледниковыми потоками, обусловившими расширение Мещерского и Ермишинского понижений.

Верхний, светлый слой окской морены (*glok₂*), серый, светло-желтовато-бурый или светло-коричневато-серый, обычно представлен суглинками средними, реже тяжелыми, и глинами, содержащими заметную примесь крупных песчаных и гравийных зерен кварца (до 10—12%), а также единичные обломки и гальки (1—8 см) известняков, доломитов, кремней и изверженных пород. Часто присутствуют «окатыши» юрских глин. По цвету, количеству грубообломочного материала и характеру залегания он имеет те же особенности, что и нижний слой.

В пределах Окско-Цнинского вала верхний слой окской морены встречается в тех же понижениях, что и нижний, а его окраска наиболее светлая, вплоть до светло-серой и белой, изредка появляется легкий зеленоватый оттенок (например, в разрезе скв. 204, см. рис. 2). Мощность слоя небольшая — до 4 м, абсолютные отметки его подошвы меняются от 90—102 до 111—130 м.

В Ермишинском понижении верхний слой морены чаще окрашен в серый и светло-коричневато-серый цвет (иногда наблюдается и зеленоватый оттенок), содержит больше грубообломочного материала (но не более 15%), а также имеет довольно значительную для области мощность — до 19—22 м (скважины 53 и 1604 у д. Мердущ, по материалам С. П. Борова и др. 1980 г.). Здесь в нем встречены обломки розовато-красных гранитов (скв. 470) или кварцитов (скважины 159, 292, 530 и др. материалы тех же исследователей).

В современном рельефе верхний слой морены залегает на абсолютных отметках от 101—102 до 125 м (см. рис. 1). Иногда он полностью срезает нижний (скв. 1607 у д. Горелышево и др.). Наиболее низкие абсолютные отметки подошвы верхнего слоя окской морены отмечены Е. М. Шиком и др. (1972 г.) по разрезу скв. 369 в долине р. Гусь (д. Былино) и в Мещерской низине (71,0 м).

Физико-механические свойства, как и минеральный состав пород верхнего слоя окской морены, пока практически не изучены.

Межморенные окские отложения (*f-Iglok₁₋₂*) наиболее полно представлены у деревень Волчокх—Новая Деревня (см. рис. 2). Нижний слой (до 7 м) образован здесь суглинками и глинами, серыми или темно-серыми, нередко пылеватыми, неясно- или тонкослонстыми за счет линз и прослоев мощностью до 1 см серых алевроитов или мелкозернистого песка. В его нижней части встречаются единичные гравийные зерна (2—5 мм) известняков, кварца, лейкократового гранита и гранодиорита.

В верхнем слое (2,1—4,0 м) присутствуют пески мелкозернистые серые, с тонкими (от 2—3 до 10 мм) прослойками серых глин. По простиранью они переходят в супеси ярко-желто-бурые или пески разнозернистые, преимущественно среднезернистые кварцевые, с отдельными гальками гранодиоритов и известняков, реже замещаются суглинками темно-серыми, с прослоями серого мелкозернистого песка. Общая мощность межморенных отложений достигает 10,0 м.

Рассматриваемые образования содержат межстадиальные спорово-пыльцевые спектры (анализы выполнены в лаборатории ПГО «Центргеология»). В их общем составе преобладает пыльца травянистых растений (49,0—66,9%), содержание которой увеличивается вверх по разрезу (что свидетельствует об образовании осадков во второй половине межстадиального интервала). Среди древесных пород господствует сосна (до 75,7%) при участии березы (до 17,4%). Вверх по разрезу (скв. 200) доля березы возрастает.

Близкие по характеру спорово-пыльцевые спектры, указывающие на еще более континентальные условия, получены Е. Н. Анановой по разрезу скв. 320 у д. Бол. Мутор, северо-восточнее г. Касимова (С. Н. Никитин и др. 1978 г.). На глубинах 21,2—29,2 м среди пыльцы древесных пород (37—57% общего состава) преобладает береза из секций *Albae* и *Fruticosa* с участием пыльцы сосны лесной, реже — сосны из секции *Сембга*, ели, ольхи и ольховника при единичной встречаемости лиственницы. Из травянистых растений присутствуют польня, маревые, злаки, осоки и др., отмечена пыльца василистника, валерианы, рогоза, урути, азоллы и др. В составе спор значительная доля принадлежит сфагновым мхам, папоротникам, в том числе гроздовниковым, присутствует *Selaginella selaginoides* L. Так же, как и в спектре из разреза скв. 200, в данном спектре велико значение переотложенных форм, особенно из верхнеюрских отложений.

На левом берегу р. Оки юго-восточнее г. Касимова в разрезе скв. 165 (наши материалы 1979 г.) в 4 км западнее д. Сосновки на глубине 14,0—16,5 м в суглинках и глинах над нижним слоем морены определены растительные остатки: *Bryales* sp., *Picea* sp., *Betula nana* L., *Potamogeton* sp., *Eleocharis palustris* (L.) R. Br., *Salix* sp. (мелкие листочки бореально-арктических видов). П. И. Дорофеев, изучавший эту флору, считает, что она сходна с флорой у г. Новохоперска и соответствует, скорее всего, минделю.

На востоке Рязанской области редко встречаются флювиогляциальные и другие образования ледникового комплекса, залегающие под нижним (скв. 10, наши материалы 1979 г.) или над верхним слоем (скважины 1 и 204, наши материалы 1979 г.) окской морены. Сложены они серыми (до темно-серых) глинами с прослоями (до 3 м) мелкозернистого песка, иногда разнозернистыми песками и, реже, алевроитами с тонкими прослоями суглинков. Мощность их может достигать 5,7 м (скв. 204) и более.

Весь охарактеризованный комплекс пород располагается под красновато- или желтовато-бурой мореной, днепровский возраст которой не вызывает сомнений. Из подстилающих ее отложений в Рязанской области известны находки остатков млекопитающих хазаровского фаунистического комплекса [1, 3]. К сожалению, достоверных лехвинских пород на востоке области не обнаружено. Известно лишь, что днепровская морена нередко (скважины 22, 26 и др., наши материалы 1977 г.; скважины 11 и др., наши материалы 1979 г.; скважины 62, 154, наши материалы 1982 г.) отделена от серой и темной окских морен довольно мощной (6—20 м) толщей глинисто-песчаного состава. Спорово-пыльцевые спектры последней указывают на преимущественно умеренные и умеренно-теплые климатические условия.

В разрезе скв. 9 на левобережье р. Оки в 4 км западнее д. Сосновки из этой толщи установлены спектры, отвечающие конечной части межледникового (аналитик О. Н. Грачева, ПГО «Центргеология»). Характерно убывание вверх по разрезу содержания пыльцы древесных растений (от 91 до 55%) при господстве сосны (до 84%) и значительном участии ели (до 16%), березы. Ближе к кровле толщи появляется недревесная береза, среди травянистых растений увеличивается содержание польней и маревых, возрастает в спектре количество переотложенной пыльцы. Данная толща параллелизуется нами с отложениями, описанными А. А. Асеевым и др. [1 и др.] у д. Фатьяновки на р. Оке, и с верхнекривичской свитой Г. И. Горюцкого [3].

Более древние, чем серая и темная окские морены, плейстоценовые отложения изучены на территории Рязанской области еще недостаточно. Все же имеются некоторые новые факты, позволяющие определить нижний возрастной предел распространения этих морен. Рядом скважин под ними вскрыты аллювиальные отложения мощностью до 43 м, представленные светло- и желтовато-серыми песками с отдельными (мощностью до 1 м) прослоями темно-серых и серых глин. Пески к основанию разреза становятся более грубозернистыми, а в базальном горизонте содержат гравий и гальку (до 6 см) кварца, карбонатных пород, кремней и (единично) изверженных (граниты) пород. Абсолютные отметки подошвы этого аллювия, прослеживающегося по восточной окраине Окско-Мокшинской низины от устья р. Цны, составляют 47—60 м.

Для спорово-пыльцевых спектров аллювия (скважины 233 и др., наши материалы 1977 г.; скважины 10, 112, 154 и др., наши материалы 1979 г.) характерно высокое содержание пыльцы хвойных при участии березы, ольхи и широколиственных пород. Количество последних

меняется от 12 % в нижних до 4 % в верхних частях разрезов. В отдельных спектрах встречается единичная пыльца пихты, сосны под рода *Haploxydon*, бука, птерокарии, ели из секции *Otomeris* (скв. 65, материалы С. П. Боброва и др. 1980 г.).

Наиболее полная палинологическая характеристика (аналитик О. Н. Грачева) данного аллювия получена по разрезу скв. 2 (д. Пичугино, пойма р. Чармус — левого притока р. Колль, в 44 км севернее г. Касимова; материалы С. Н. Никита и др. 1977 г.). В песках аллювиальных отложений, залегающих под темной мореной, на глубинах 53,0—64,6 м преобладает пыльца древесных пород (67—84 %) при небольшом участии пыльцы трав (3,4—29,0 %) и спор (4,0—5,6 %). Из древесных господствуют хвойные — сосна (40—62 %) и ель (22,5—48,0 %), причем вверх по разрезу содержание пыльцы ели снижается, а сосны — увеличивается. Отмечена пыльца березы (7—28 %), ольхи (3,5—11,0 %), единично — ивы, орешника и широколиственных пород. Содержание последних на глубинах 53,0 и 63,0 м достигает 6,5—8,5 %, липа преобладает над дубом. Здесь же встречено зерно сосны из секции *Strobus*.

В глинах на глубине 48,1 м пыльца древесных составляет 64 %, спор 8 %, а травянистых растений 28 %. Среди трав резко доминируют полны и маревые, а среди древесных пород — береза (53,9 %) и сосна (32,5 %). В вышележащих песках (глубины 40,0—48,0 м) вновь увеличивается количество древесной пыльцы (до 77—81 %) за счет сосны (49,3—51,0 %) и ели (11,0—20,1 %) с участием березы (23,9—27,0 %) и ольхи (14—19 %). Содержание широколиственных пород (вяз, дуб, липа) повышается до 11 %.

Приведенные материалы позволяют сопоставлять указанный аллювиальный комплекс с венедской свитой Г. И. Горького [3, 7] и наливобокскими (беловежскими) отложениями Белоруссии (Н. А. Махнач и др., 1981 г.). Таким образом, поскольку ледниковые образования с темной и серой моренами залегают с одной стороны, под днепроговской мореной и отложениями конца ледникового межледниковья, а с другой — над аллювием конца беловежского горизонта, их возраст следует считать окским.

Окский возраст темной и серой морен подтверждается обнаружением в бассейне р. Варнавы (правого притока р. Мокши) еще более древней морены, отличающейся серо-зеленым

цветом и присутствием небольшого количества гравия, гальки, валунов, часто отторженцев апта, альба и неогена. Эта морена по положению в разрезе и характеру осадков может быть сопоставлена с донской (Р. В. Красников и др., 1982 г.) или иссинской (К. Н. Разумова, 1975, 1982 гг.), отвечающими дзукийскому горизонту общеевропейской стратиграфической шкалы четвертичной системы.

Варнавинская морена подстилается аллювиальным комплексом, пески которого имеют наиболее грубый состав по сравнению с песками других четвертичных аллювиальных свит Рязанской области. Прослой крупно- и грубо-зернистых песков коричневатой-серой и желтовато-бурой окраски достигают здесь значительной (до 4,6 м и более) мощности. Указанный комплекс сопоставляется нами с мокшинской свитой К. Н. Разумовой (1975, 1982 гг.).

Изучение наиболее древних плейстоценовых отложений продолжается. Однако само наличие их указывает на правомерность отнесения темной и светлой морен к окскому горизонту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асеев А. А., Веденская И. Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1962.
2. Геология СССР. Т. 4, ч. 1. М., Недра, 1971.
3. Горький Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., Наука, 1966.
4. Исакин М. М. Геология антропогенных отложений бассейна нижнего течения р. Москвы. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1978.
5. Карпинский Ю. П. Геологический очерк Рязанской губернии. — В кн.: Мат.-лы к плану народного хозяйства Рязанской губернии. Вып. 6. Полезные ископаемые. Рязань, 1929.
6. Кригер Н. И. Четвертичные отложения долины среднего течения Оки и Окско-Пронского водораздела в связи с историей рельефа. — Землеведение, 1936, т. 37, вып. 2, с. 168—181.
7. Николаева К. В. Растительный покров Горьковской области в плейстоцене. — В кн.: История растительного покрова северной части Северного Поволжья в плейстоцене и антропогене. Казань, 1980, с. 39—62.
8. Утехин Д. Н. К вопросу о неоднократности оледенения территории Калужской, Тульской и Рязанской областей. — Сов. геология, 1948, № 28, с. 160—165.

УДК 561 : 551.735 (5-925-13)

В. В. ГРАУСМАН (ПГО «Ленанефтегазгеология»)

О находке каменноугольной флоры в Вилуйской синеклизе

До последнего времени находки средне-верхне-каменноугольной флоры в Вилуйской синеклизе не были известны. В 1982 г. нами изучалась мохоголохская толща, вскрытая скв. 239 Среднетунгусской на северо-западе синеклизы в пределах Логлорского вала. Здесь в интервале

3888—3900 м были найдены *Angaropteridium tyrganicum* Zai., распространенные в Кузбассе от острогского до алыкаевского горизонта, и обрывок корданта с редкими жилками каменноугольного облика (определения С. В. Мейена). В Кузбассе кордантовые

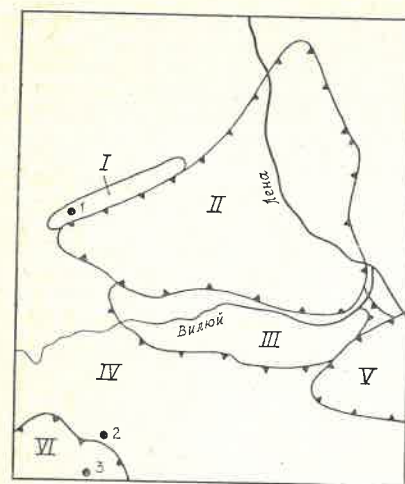


Рис. 1. Схема расположения основных тектонических структур Вилуйской синеклизы
I — Логлорский вал; II — Линденская впадина; III — Хапчагайский мегавал; IV — Тюкян-Чыбыдинская моноклинали; V — Лунхинская впадина; VI — Кемпендйская впадина; VII — скважины, вскрывшие средне-верхнекаменноугольные отложения: 1 — 239 Среднетунгусская, 2 — 1 Чыбыдинская, 3 — 1 Кэдэпчикская

листья появляются лишь с казевского горизонта (средний карбон).

Каменноугольная флора имеет большое значение для правильного расчленения и датировки разрезов глубоких поисково-разведочных на нефть и газ скважин. Мохоголохская толща, в которой найдена упомянутая выше флора, на большей части Вилуйской синеклизы в настоящее время относится к нижней — низам верхней перми. Предполагалось, что она местами, в частности на юго-западе синеклизы, включает и верхи карбона*. Здесь в Кемпендйской впадине и на Тюкян-Чыбыдинской моноклинали в 1980 г. в угленосных песчано-глинистых породах кэдэпчикской толщи был обнаружен комплекс миоспор каменноугольного возраста (рис. 1). В скв. 1 Кэдэпчикской (1523,7—1532,7 м) Т. Е. Михайловой и В. Н. Вахриной (ПГО «Якутскгеология») определен комплекс миоспор, отнесенный ими по высокому содержанию *Psilohymena psiloptera* (Lub.) Harter Harris (51,2 %) и почти полному отсутствию пыльцы кордантов к верхнему карбону.

Несколько позднее Н. Г. Пашкевич (Якутск. гос. ун-т) в разрезе той же скважины (1788—1796 м) выделила комплекс спор, подобный комплексам из низов острогской свиты Кузбасса, и причислила его к визе — намыру. Е. К. Петрова (Ин-т геологии Якутск. филиала СО АН СССР) определила комплекс миоспор (интервал 1657,3—1666,9 м), встречающийся в отложениях катской свиты (С₂₋₃) Тунгусской синеклизы. Эти данные послужили основанием для отнесения кэдэпчикской толщи (1512—1860 м) к нижнему — верхнему карбону.

* Граусман В. В., Матвеев В. Д., Мейен С. В. Стратиграфия пермских отложений Вилуйской синеклизы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 11, с. 57—67.

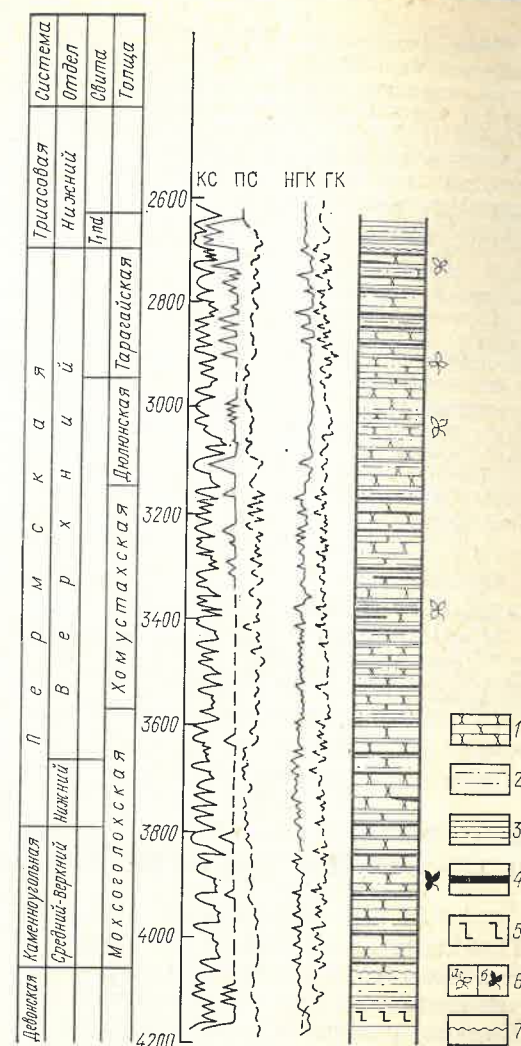


Рис. 2. Разрез верхнепалеозойских отложений, вскрытых скв. 239 Среднетунгусской
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины, аргиллиты; 4 — угли; 5 — покровы базальтов; 6 — флора (а — верхнепермская, б — каменноугольная); 7 — несогласное залегание пород

Выше по разрезу в скв. 1 Кэдэпчикской залегает мохоголохская толща, связанная с кэдэпчикской постепенным переходом. Е. К. Петровой в интервале 1475,7—1485,2 м определены комплексы миоспор, состоящие почти полностью из *Psilohymena psiloptera* (до 93 %), характерных для позднего карбона Ангарской флористической области, а в интервале 1257—1266 м — спектры, характеризующие самые нижние горизонты нижней перми или слою, переходные от верхнего карбона к нижней перми*.

* Петрова Е. К. Палинологическая характеристика верхнепалеозойских отложений, вскрытых скважинами 1 Кэдэпчикская и 1 Чыбыдинская. — В кн.: Стратиграфия и палинология осадочных толщ Якутии. Якутск, 1982, с. 59—62.

Ранее из интервала 1475,7—1485,2 м Т. Е. Михайловой и В. Н. Вахриной был получен комплекс миоспор, датированный ими первой половиной нижней перми. Здесь же найден *Cordaites* sp. Несмотря на некоторую разницу в датировке комплексов миоспор различными исследователями, присутствие угленосных песчано-глинистых отложений каменноугольного возраста в Вилуйской синеклизе сомнений не вызывает, хотя их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами и мощность остаются пока неясными.

Несколько лучше изучены разрезы юго-западной части синеклизы. В Кемпендзайской впадине породы мохоголохской толщи, в которых найдены средне-верхнекаменноугольные комплексы миоспор, подстилаются значительно менее угленосной и более глинистой кэдэпчикской толщей (C_{1-3}). Она, в свою очередь, подстилается вулканогенно-карбонатно-терригенными образованиями курунг-юряхской свиты (нижний карбон), залегающими на соленосных

отложениях верхнего девона. На Тюкян-Чыбыдинской моноклинали в разрезе скв. 1 Чыбыдинской мохоголохская толща, в низах которой также определен комплекс миоспор верхнего карбона, подстилается вулканогенно-терригенными отложениями, условно относимыми к девону — карбону.

На северо-западе Вилуйской синеклизы в разрезе скв. 239 Среднетюнгской та часть мохоголохской толщи, где найдена каменноугольная флора, судя по данным каротажа, литологически не отличается от вышележащей (рис. 2). Подстилающие вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения относятся к верхнему девону. Незначительное число скважин и недостаточная охарактеризованность их разрезов ядерным материалом не позволяют сделать более определенных выводов о распространении угленосных терригенных отложений каменноугольного возраста в Вилуйской синеклизе.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.241 : 553.98

Н. Я. КУНИН (ИФЗ АН СССР), М. И. ОСТРОВСКИЙ (ВНИГНИ)

Соотношение структуры земной коры и крупных зон нефтегазоаккумуляции

Проблема взаимосвязи строения земной коры и крупных зон нефтегазоаккумуляции сложна и многоаспектна. Видимо, рано еще говорить о строгих детерминированных соотношениях. Тем не менее геолого-геофизические материалы позволяют коррелировать глубинные структуры земной коры с размещением крупных нефтегазоносных бассейнов.

Масштабы генерации и накопления УВ зависят, как известно, не только от массы, состава ОВ, коллекторов, покрышек и т. п., но и от условий преобразования ОВ, в первую очередь от термобарических условий, претерпевавших сложную эволюцию на разных этапах тектонического развития. Глубинные тектонические режимы, отображающиеся в изменении облика земной коры, соответственно влияют и на распределение зон нефтегазоаккумуляции. При разработке данной проблемы мы руководствовались современными концепциями учения о нефти, основы которого заложены И. М. Губкиным.

Вопросы связи строения земной коры и зон нефтегазоаккумуляции рассматриваются преимущественно по материалам Евразии, наиболее изученной в этом отношении. Евразия отличается от других континентов широким развитием внутриконтинентальных морских бассейнов позднего протерозоя и фанерозоя, что, как теперь выясняется, обусловлено более значительным участием в строении дорифейской оболочки крупнейших зон безграничной коры. Если в пределах Африки, Северной и Южной Америки континенты сформированы огромными монолитными кратами с обширными зонами щитов, то в составе Евразии аналогичным образованием является только Восточно-Европейский кратон, претерпевший в рифее также значительные деструктивные изменения.

На Восточно-Сибирской, Китайской, Турано-Таримской платформах, в Южной Азии отдельные массивы карельской континентальной коры разобше-

ны областями интенсивных прогибаний и рифей-фанерозойского осадкоаккумуляции. По нашему мнению, это обусловлено своеобразным «макробрекчиевидным» строением земной коры Евразии, которая включает не только архейско-раннепротерозойские раскисленные (гранитные) массивы, которые можно назвать кратоноидами, но также специфические массивы повышенной основности. Такие массивы практически отсутствуют на открытых территориях. Их широкое развитие установлено по результатам региональных сейсмических работ в основании многих осадочных бассейнов, где фундамент характеризуется высокой скоростью продольных волн (6,5—7,2 км/с). Такие участки земной коры именовали «базальтовыми окнами», «безгранитными», «талассоидными» и т. п. Общепринятого термина для их обозначения еще нет. Проведенные нами исследования свидетельствуют о большом разнообразии таких массивов, сложенных исключительно породами магматического генезиса, основного и ультраосновного состава и гранулитовыми фациями метаморфитов. В целом они относятся к специфическому подтипу континентальной земной коры и могут быть подразделены на различные таксоны по физическим свойствам, вещественному составу и возрасту формирования. Ниже мы условно и обобщенно говорим о фемической земной коре, характеризуя эти массивы.

По-видимому, Азия в дорифейское время, т. е. в архее и раннем протерозое, была гигантской областью перехода от Пангеи к Пацифику. Макробрекчиевидное строение этой области закономерно отображает сочетание в ее составе массивов двух древнейших типов литосферных блоков, которые могут рассматриваться как аналоги современных континентальной и океанической литосфер.

К Евразии приурочены зоны максимальных погружений фундамента седиментационных бассейнов, образующих крупнейший меридиональный Бореально-Персидский пояс, отчетливо прослеживающийся на схеме рельефа фундамента. Важную роль в формировании этих бассейнов играли зоны специфической утонченной высокоско-

ростной (безграничной, фемической) земной коры. Зоны фемической коры, как правило, устойчиво прогибались в течение фанерозоя, а иногда и венда, являясь депозцентрами накопления осадков, а следовательно, и повышенных количеств захороненного в них органического вещества. В этих зонах закономерно доминировали морские и относительно глубоководные фации; наиболее полно представлены комплексы некомпенсированного прогибания. Все это определяет преобладающую роль в составе ОВ, погребенных в таких бассейнах, сапропелевой органики. Зоны (области, пояса) устойчивых прогибаний, сформировавшиеся над массивами фемической земной коры, рассматриваются нами как крупнейшие очаги генерации углеводородов нефтяного ряда, фазовый состав которых контролируется главным образом термобарическим режимом.

В состав Бореально-Персидского пояса седиментационных бассейнов, образовавшихся с участием ядер фемической земной коры, входят Баренцево и Карское моря, большая часть Западно-Сибирского бассейна, отдельные впадины Предуралья прогиба, Прикаспийская, Северо-Каспийская, Аральская, Амударьинская, Южно-Каспийская впадины, Персидский залив и Предкопетдагский прогиб. Указанные крупнейшие отрицательные структуры Бореально-Персидского пояса земной коры, а также складчатые фемические структуры Урала и более мелких массивов (типа Султануиздага), видимо, следует противопоставить кратам с мощной сиалической земной корой (рисунок). В надфундаментном разрезе впадин с фемической земной корой этого пояса несомненно участие слабодислоцированных осадочных серий верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя.

Традиционное или получившее наибольшее распространение тектоническое районирование по времени завершения геосинклинальной складчатости, точнее консолидации фундамента, не предусматривает выделения фемических зон коры, не претерпевавших геосинклинального развития. Континентальная кора полного нормального профиля здесь не формировалась. Для обособления в этих зонах специфиче-

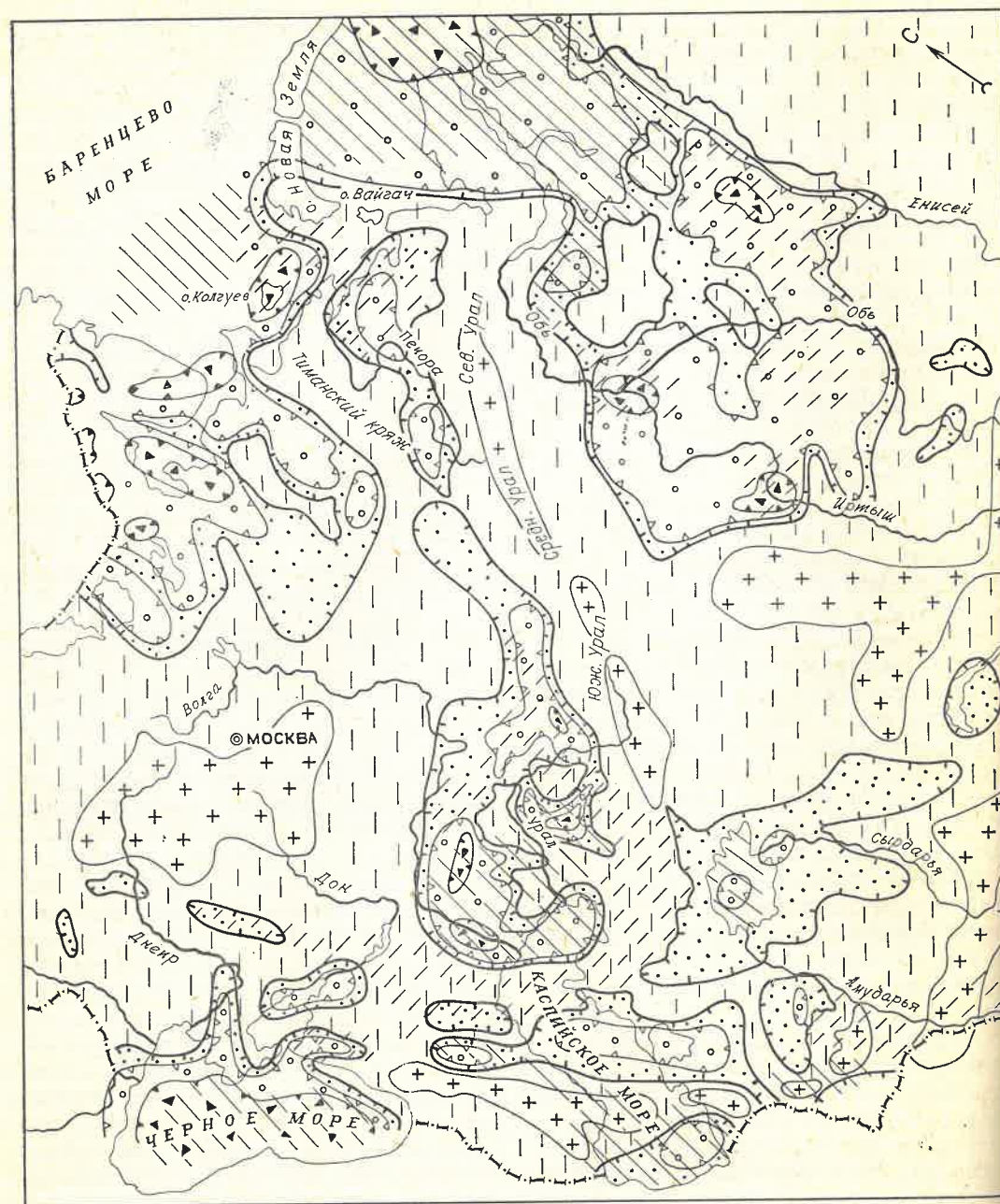


Схема строения земной коры Центральной Евразии
1 — области безгранитной коры с $v=6,5-7,2$ км/с;
2 — зона макробрекций с участием гранитных и без-

гранитных блоков; 3-7 — зоны различной мощности земной коры (км): 3 — 34, 4 — 34-38, 5 — 38-40, 6 — 40-48, 7 — 48

ских тектонических объектов (впадин, прогибов) необходимо районирование по иным принципам, на основе типизации состава и эволюции земной коры.

При классификации тектонических режимов, видимо, необходимо учиты-

вать устойчивый (демиссионный) режим прогибания зон с фемической земной корой. Многие такие зоны маркируются обратными соотношениями знаков гравитационных и магнитных аномалий (в общих чертах согласующихся друг с другом) со знаками

структур поверхности фундамента и сопряженностью со складчатыми палеозоидами типа уралид. Наиболее крупные фемические впадины с демиссионным режимом развития приурочены к обрамлению Восточно-Европейского и Африканско-Аравийского кратонов.

По результатам достаточно представительной сети сейсмических наблюдений крупные фемические впадины нередко выразительно отображаются в рельефе поверхности верхней мантии. Глубины поверхности Мохоровича в них не превышают 40 км (Прикаспийский и Предуральский прогибы, Западная Сибирь и др.). Однако аналогичные глубины характерны и для отдельных выступов фундамента типа Карабогазгольского и Кольско-Беломорского.

Анализ соотношения H_f/H_m , т. е. мощности магма-метаморфической земной коры, ограниченной поверхностями фундамента и Мохоровича, позволяет четко маркировать крупнейшие зоны позднепротерозойско-фанерозойского прогибания и осадконакопления. Они неизменно выделяются значениями H_f/H_m от 0,1 до 0,5 или мощностью магма-метаморфической земной коры менее 30 км. Зоны рифейской и фанерозойской складчатости, по-видимому, формировались преимущественно в областях древней фемической коры или в зонах их сопряжения с кратонами и кратоноидами. Это привело к разделению позднедокембрийского сложнопостроенного «макробрекчиевого» Евразийского континента на кратоны, рифей-фанерозойские седиментационные бассейны и складчатые зоны, испытавшие локальные дифференцированные прогибания, а затем поднятия на разных этапах развития. Многие из этих складчатых зон именуют фанерозойскими геосинклинальными областями (Урал, Кавказ и др.) или моногеосинклиналями (Горный Мангышлак, Южно-Эмбинское поднятие, Енисейский крах и др.).

Внекратонные седиментационные бассейны рифея — фанерозоя в целом испытывали постепенное расширение своих границ, согласно общим тенденциям развития региона. Резкое обособление данных бассейнов от смежных областей перикратонных прогиба-

ний отмечалось в эпохи общего понижения уровня моря и высокого стояния кратонных окраин. Напротив, высокий уровень Мирового океана в среднем и частично позднем палеозое и в юре — палеогене привел к формированию на внешней периферии рассматриваемых бассейнов крупных шельфовых осадочнопородных комплексов. Близкое расположение кратонов и кратонидов к складчатым зонам фанерозоя обусловило важную особенность рассматриваемых бассейнов с фемической земной корой и определило широкое участие в их осадочном выполнении терригенных и карбонатных отложений.

Важным процессом, усложнившим строение земной коры, является рифтогенез. Рифейский рифтогенез привел к дезинтеграции Евразийского материка. По северной и восточной периферии Восточно-Европейского кратона развились рифты и связанные с ними зоны окраинно-кратонных погружений Мезенской, Печорской, Верхнекамской, Предуральской и других впадин. Входящие в тело кратона Пачелмский, Кажимский, Калтасинский и многие другие авлакогены принадлежали лучам рифейских звездчатых рифтовых систем, концентры которых были приурочены к массивам древней фемической коры.

Палеозойские, в основном девонские рифтовые системы (Припятско-Днепровско-Донецкий, Кажимский, Камско-Кинельский прогибы) в значительной мере осложнили строение кратонов. Триасово-юрские рифты развивались главным образом на региональных склонах, в зонах сочленения фемических впадин со складчатыми и кратонидными структурами.

Закономерности образования палеозойских складчатых сооружений еще не полностью выяснены. Так, объединение палеозойских складчатых зон в Урало-Тяньшаньский или Урало-Монгольский геосинклинальные пояса представляется чрезмерным упрощением. Анализ геофизических аномалий и особенностей строения земной коры показывает, что линейные складчатые системы Урала, Тянь-Шаня, Чингиз-Тарбагатай и Алтай не сопрягаются друг с другом, а разделены отдельными изометричными и полигональными

массивами древней консолидации сиалической или фемической земной коры.

Главной закономерностью размещения известных зон нефтегазонакопления является их приуроченность к впадинам с фемической земной корой и к обращенным к этим впадинам склонам кратонов и кратоноидов. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, например, располагается в основном на восточном склоне кратона в виде большого полуострова, огибаемого фемическими впадинами. Нефтегазоперспективные бассейны Западной Сибири, Средней Азии, Персидского залива также тесно связаны с фемическими впадинами и их обрамлением.

В пределах Западной и Центральной Евразии развито несколько генераций структур с фемической земной корой. Прогибы с древней фемической земной корой, осадконакопление в которых происходило в палеозое и в рифее, являются одной из разновидностей таких структур, наиболее перспективных для поисков нефти и газа. Именно такие бассейны распространены в Западно-Сибирской плите, Прикаспийской впадине и Персидском заливе.

Совершенно иная генерация бассейнов с палеозойской безграничной земной корой, сформировавшейся в ходе базификации окраин Северной Атлантики, включает перспективные на нефть и газ регионы Североморской впадины. К этому типу бассейнов, по-видимому, относятся и область Терско-Каспийского прогиба, Араломорская и Амударьинская впадины. Базальные отложения в осадках таких бассейнов не моложе девона.

Третья генерация альпийско-кайнозойских зон базификации развита преимущественно в Средиземноморском поясе. Впадины данной категории отличаются относительно низкой нефтегазопродуктивностью. В этой связи практически важным представляется вопрос о времени формирования специфической безграничной земной коры в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах. Для последней наиболее вероятно по меньшей мере домезозойский возраст базальных горизонтов осадков.

Значительная плотность запасов углеводородов присуща рифтогенным

прогибам фанерозоя, раскрывающимся в сторону фемических впадин. Они представляют собой зоны широкого развития некомпенсированных прогибов, дельтовых фаций, а также соленакпления, что благоприятствовало формированию месторождений нефти и газа. Примером подобных бассейнов является Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб.

Парагенезисы безграничных впадин и связанных с ними грабенообразных прогибов создают специфические рифтовые системы. Позднедокембрийские этапы развития этих систем отличаются мощными проявлениями магматизма и высокими тепловыми потоками. Синхронные им отложения, по-видимому, малопродуктивны. Примером могут служить Пачелмский, Московский и Среднерусский авлакогены разных рифтовых систем.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что проблема нефтегазоносности фемических впадин должна решаться на основе конкретных особенностей геологического строения с учетом различных термобарических, палеофациальных и структурных факторов, контролирующих размещение и эволюцию продуцирующих свит, коллекторов, покрышек и ловушек нефти и газа. На основании выявленных закономерностей можно наметить рекомендации по проведению региональных и поисковых исследований на различных нефтегазоносных комплексах в бассейнах Бореально-Персидского пояса с фемической земной корой в пределах СССР.

Наиболее интересны центральные области древних фемических впадин, характеризующиеся устойчивым длительным осадконакоплением и суммарной мощностью осадков до 20 км и более. Особенности нефтегазообразования в них связаны с комплексами морского осадконакопления, включающими: некомпенсированные нефтепроизводящие фации; крупные осадочно-породные тела — продукты лавинной седиментации; образования континентальных окраин вплоть до мелкошельфовых фаций по периферии таких впадин. Нефтегазоносность последних во многом зависит от распределения горизонтов коллекторов и покрышек, от типов и размеров ловушек. Широким

распространением пользуются соленосные комплексы и клиноформные образования, следовательно, критерии районирования зон нефтегазонакопления имеют здесь специфический характер и должны основываться не только на материалах тектонического районирования с выделением выступов и прогибов фундамента.

Воздымания, обусловленные устойчивыми движениями блоков фундамента, не характерны для центральных частей фемических впадин, а, как правило, приурочены к внешней и внутренней их периферии. В наиболее погруженных участках впадин конседиментационные поднятия представляют собой диапировые дислокации, связанные с развитием мощных толщ соли или глин. Внутренние части фемических впадин под мощными толщами покрышек отличаются закономерным формированием бассейновых систем АВПД и низкими тепловыми потоками, связанными с относительно небольшой коровой компонентой теплогенерации. Аномально высокие пластовые давления и относительно низкие температуры при исходном сапропелевом ОВ обуславливают сохранение коллекторских свойств на больших глубинах (вплоть до 10 км). Поэтому глубокие горизонты таких впадин являются перспективными для поисков месторождений нефти и конденсата.

Основная часть перспективных фемических впадин Бореально-Персидского пояса с древней фемической земной корой располагается в пределах СССР как на суше, так и в шельфовых зонах морей. Изучение их нефтегазоносности проводится от бортов к

центру и сверху вниз, многие специфические комплексы остаются неизученными. К их числу можно отнести мощные (до 4 км) морские толщи юры и триаса в северных районах Западной Сибири, подсолевые отложения Прикаспийской впадины за пределами внешней части бортовых зон, юрские или более древние отложения Амударьинской впадины. Перспективны также глубокие горизонты Предуральского прогиба и Аральской впадины. Весьма специфичны перспективы нефтегазоносности, связанные с региональными палеосклонами (включая дельтовые комплексы) в Предкавказье и Предкопетдагском прогибе. Все названные зоны заслуживают первоочередного изучения региональными геофизическими съемками, глубокими опорными, параметрическими и сверхглубокими скважинами.

В настоящее время скопления нефти можно прогнозировать в юрско-триасовых конседиментационных поднятиях на севере Западной Сибири, в подсолевых отложениях палеоподнятий северного, восточного и южного бортов Прикаспийской впадины, а также в карбонатных и терригенных юрских отложениях Шатлыкского поднятия Амударьинской впадины.

С зонами древних фемических впадин Бореально-Персидского пояса связана значительная часть известных мировых ресурсов углеводородов. Усиление научного обоснования закономерностей нефтегазонакопления и расширение поисковых работ в этих регионах и их тектонических аналогах позволяет рассчитывать на дальнейший рост доказанных запасов.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 552.42 : 551.71 (470.21)

С. Н. СУСЛОВА (ВСЕГЕИ)

Строение и вещественный состав гранулитового комплекса на Кольском полуострове

Под гранулитовым (точнее, лапландским) комплексом на Кольском полуострове понимаются разнообразные по

составу породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Подобные

образования широко развиты в юго-западной части полуострова, в пределах трех обособленных структур, образующих единый «гранулитовый пояс». Это Лапландский, Волчье-Мончегундровский и Кандалакшско-Колвицкий массивы, занимающие большую территорию Лапландского блока. С целью уточнения стратиграфии и генезиса данных образований нами было проведено (1969—1979 гг.) всестороннее изучение — геолого-структурное, литологическое, петрографическое, минералогическое, петрохимическое — гранулитового комплекса Лапландского блока.

При интерпретации химизма пород за основу была принята предпосылка об изохимическом характере регионального метаморфизма [12]. При выяснении генезиса пород использовались различные петрохимические диаграммы — А. Симонена, А. А. Предовского, А. Н. Неелова, П. Ниггли, Н. А. Доморацкого, де ла Роша, А. Н. Заварицкого, В. К. Головенка, Э. Н. Янова и др., с применением математического метода. Однако в ряде случаев даже комплексное изучение не давало возможности получить однозначный ответ об их первичной природе. В связи с этим перед исследователями раннего докембрия встает важная задача — разработать критерии, позволяющие реконструировать первичную природу глубоко измененных пород.

На территории Советского Союза лапландский комплекс изучался многими исследователями — А. М. Шукевичем, М. Г. Равичем, Е. Н. Володиным, Л. С. Косовым, Ю. П. Гуменным, К. Д. Беляевым, Б. А. Шлайфштейном, Е. Г. Мининой, Т. В. Немовой, С. Н. Сусловой и др. До недавнего времени лапландский комплекс рассматривался как результат метаморфизма сложнопостроенной интрузии диорит-габбро-норитового состава. Некоторые геологи и поныне придерживаются этой точки зрения [6]. Так, В. В. Жданов рассматривал его как поднятый блок базальтового слоя. В последние годы широкое развитие получили представления о первично осадочно-вулканогенной [1, 11, 12, 15, 16] и осадочной [9, 10] природе лапландского комплекса.

Относительно возраста лапландского комплекса мнения исследователей расходятся. Одни считают его нижнеархейским (А. М. Шукевич, Ю. П. Гуменный, А. В. Сидоренко, С. Н. Суслова, А. Симонен и др.), другие (С. И. Макиевский, К. Д. Беляев, А. И. Иванова, Е. Г. Минина, К. Мерилайнен и др.) — верхнеархейским.

К. Мерилайненом [16] был проведен анализ радиометрических данных, касающихся возраста гранулитового комплекса. Полученная при этом самая древняя цифра (2500 млн. лет) интерпретируется им как возраст амфиболитовой фации метаморфизма. Наложенная гранулитовая фация метаморфизма связывается с карельским диастрофизмом на основании того, что подавляющее большинство радиологических определений (по цирконам) дают цифры 2150—1900 млн. лет. Возраст 2150 млн. лет отнесен К. Мерилайненом к высокотемпературной гранулитовой фации, а наиболее распространенные цифры 1900 млн. лет трактуются им как возраст низкотемпературного гранулитового или высокотемпературного амфиболитового метаморфизма.

Возраст посторогенных интрузий гранитов (типа Наттонен) определен в 1780 млн. лет.

На советской части гранулитового массива геохронологические определения по цирконам были выполнены А. И. Тугариновым и Е. В. Бибиковой [13] и получены цифры 1950 ± 50 млн. лет. Это позволило ряду исследователей связывать гранулитовую фацию метаморфизма с карельским временем.

А. П. Чухониным возраст цирконов был определен обычным методом и без химического разложения минерала по данным масс-спектрометрического изотопного анализа. Циркон был выделен из скиалитов основных кристаллических сланцев, залегающих в эндербитах, которые в свою очередь мигматизированы микроклиновыми гранитами (оз. Алгашъяур, материалы С. Н. Сусловой). Всего выполнено четыре таких определения, причем получены следующие результаты (в млн. лет): 1827 ± 60 (обр. 95); 1860 ± 100 (обр. 96); 1927 и 1940 (обр. 144); 1910 ± 30 и 1920 ± 10 млн. лет (обр.

102). Эти цифры отражают время интенсивной переработки пород, уже претерпевших гранулитовую фацию метаморфизма и эндербитизацию. Полученные А. П. Чухониным данные наряду с геологическими наблюдениями не позволяют согласиться с выводом о карельском возрасте гранулитового метаморфизма.

Изучение метаморфизма пород лапландского комплекса позволило В. А. Глебовицкому [5] выделить два этапа гранулитового метаморфизма, которому подверглись супракрустальные образования. С первым, наиболее ранним этапом связан гранулитовый метаморфизм умеренных давлений, со вторым, приуроченным к Лапландскому разлому, — гранулитовый метаморфизм высоких давлений.

К лапландскому комплексу относятся разнообразные породы от кислого до основного, иногда ультраосновного состава различного первоначального генезиса. Нами термин «гранулит» сохранен за кислыми разновидностями данного комплекса. Установлено, что часть пород Сальных тундр, которые относились к анортозитам и габбро-анортозитам, не являются интрузивными образованиями, что отмечалось также Т. А. Федковой и А. В. Сидоренко [9, 10]. Эти породы отнесены нами к группе лейкократовых плагиосланцев. Настоящие габбро-анортозиты образуют массивы в северной части Сальных тундр. Хорошо стратифицированные толщи, соответствующие по составу основным породам, отнесены к группе основных кристаллических сланцев.

Лапландский массив гранулитов представляет собой блок, ограниченный глубинными разломами. Махтыурский разлом отделяет его от Аллареченско-Хихноярвинской зоны купольных структур (рис. 1); дугообразный глубинный долгоживущий Лапландский разлом проходит через нижнюю толщу лапландского комплекса в районе Сальных тундр, ограничивая его с юга, где он окаймлен амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями амфиболитов керетской толщи и полем гранитных мигматитов.

С юго-запада в Лапландский массив вдается тектонический клин верхнеархейских образований Корва-гун-

тури, которые широко развиты на территории Финляндии под названием толщи Западного Инари. Лапландский разлом является структурой первого порядка, отделяющей Кольский мегаблок от Беломорского [6]. К нему приурочены разновозрастные тела основных и ультраосновных пород и массивы габбро-анортозитов. Данный разлом заложился в архее и претерпел интенсивную активизацию в нижнем протерозое.

Породы лапландского комплекса слагают крупный синклиний. Замковая часть его расположена в районе Больших Сальных тундр. Ось синклинария проходит к югу от р. Лотты. Здесь устанавливаются структуры третьего и более высокого порядка. К ядрам синклинальных структур приурочены гранулиты и глиноземистые гнейсы. В целом породы лапландского комплекса имеют северо-западное простирание с небольшими углами падения в южном крыле, выполаживающимися к центральной части структуры, где преобладают углы падения $25-15^\circ$. В восточной части Больших Сальных тундр простирание меняется на субширотное, а затем снова становится северо-западным, с падением внутрь структуры.

Верхняя сейсмическая граница, рассматриваемая в качестве подошвы лапландского комплекса, залегает на глубине 3—5 км.

Следует отметить, что в районе Сальных тундр между толщами, относимыми к беломорскому комплексу, и нижней толщей амфиболитов лапландского комплекса нет четких границ. Устанавливается много общих черт в стратиграфической последовательности (близость по вещественному составу и петрохимическим параметрам), что позволило высказать предположение об одновозрастности данных образований.

Среди пород лапландского комплекса присутствуют разновозрастные тела базитов и гипербазитов, гранитов, а также габбро-анортозитов (см. рис. 1). Наиболее древними являются мелкие линзовидные тела перидотит-пироксенит-норитового состава, обтекаемые основными кристаллическими сланцами и претерпевшие с ними одинаковый метаморфизм (тип — друзиты

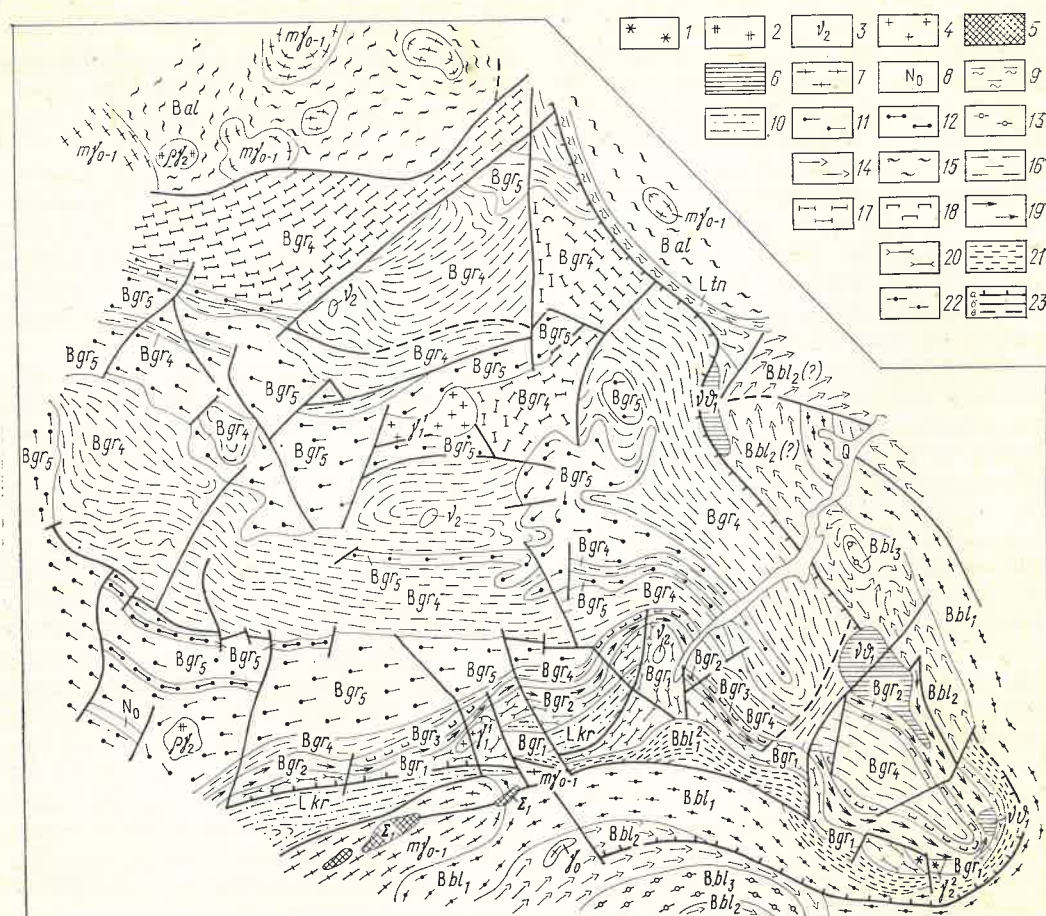


Рис. 1. Геологическая карта гранулитового комплекса Лапландского блока

Интрузивные и ультраметаморфические образования. 1—3 — нижний протерозой: 1 — розовые порфировидные плагиомикроклиновые граниты, граносиениты, сиениты, 2 — розовые существенно микроклиновые граниты и их мигматиты, 3 — габбро-норитовый комплекс (ловнозерский и др.); 4—6 — верхний архей: 4 — плагиоклазовые микроклино-плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты, 5 — серпентинитовый пояс, 6 — габбро-габбро-анортозиты; 7—8 — нижний архей: 7 — мигматит-граниты, микроклино-плагиоклазовые, плагиоклазовые граниты, гнейсо-граниты, гранодиориты, 8 — габбро-диабазовый комплекс (габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, редко измененные ультраосновные породы). Супра-крупташные образования. 9—10 — верхний архей — лопий: 9 — толщи тундровой серии (гнейсы, сланцеватые амфиболиты и мигматиты по ним), 10 — толщи карека-кортватундровской серии (амфиболиты, амфибол-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы, гранат-ставролит-слюдяные, гранат-кианит-ставролитовые плагиосланцы); 11—22 — нижний архей: 11 — яурийская толща (лапландский комплекс) — кислые гранулиты, гранат-биотитовые, биотитовые, силлиманит (кианит)-кордирит-биотитовые гнейсы, 12 — яурийская толща — пироксен-плагиоклазовые (± кварц) и амфибол-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, 13 — лоухская толща (беломорский комплекс) — биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и их мигматиты, пласты амфиболитов;

14 — хетоламбинская толща и ее аналоги (беломорский комплекс) — амфиболиты амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы и мигматиты по ним, 15 — аллареченская толща (амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы), 16 — 4-я (плоскотундровская) толща лапландского комплекса — мезократовые пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, гранат-пироксеновые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, 17 — эндрбиты по основным кристаллическим сланцам (алгашевская свита, по Б. А. Шлафштейну), 18 — 3-ья (вуимская) толща лапландского комплекса — полосчатые лейкократовые плагиосланцы с гранатом, пироксеном, прослои гранат-пироксеновых кристаллических сланцев, иногда эклогитоподобных пород (колвицкая толща), 19 — 2-я (белогубская) толща лапландского комплекса — пироксеновые амфиболиты, гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, сверху линзы гранатитов, эклогитов, 20 — 1-я (кандалакшская) толща лапландского комплекса — амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, метакриатиты, пласты амфибол-биотитовых гнейсов, карбонатиты, эклогитоподобные породы, мигматиты, 21 — верхняя подтолща керетьской толщи (гранат-биотитовые, эпидот-амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы с пластами амфиболитов), 22 — керетьская толща (гранито-гнейсы и мигматиты по биотитовым и амфибол-биотитовым гнейсам, линзы амфиболитов); 23 — разломы (а — глубинного заложения, б — установленные, в — предполагаемые)

Беломорья), плагиогранодиориты и гнейсо-гранодиориты.

К следующей возрастной группе (верхний архей) относятся массивы

габбро-анортозитов и гипербазитов (перидотит-габбро-норитового состава) с титаномagnetитовым оруденением. Южнее главной зоны разлома

развит так называемый Серпентинитовый пояс, представленный к югу от Корва-тунтури цепочкой тел дунит-гарцбургитовой формации. С этим периодом связано формирование плагиогранитов и плагиомикроклиновых гранитов и их мигматитов. Более молодые тела (Pt₁) габбро-пироксенитового (тип Застейд 2) и габбро-норитового составов (ловнозерский тип) характеризуются медно-никелевой минерализацией. Наиболее поздние образования в рассматриваемом районе представлены интрузиями субщелочных гранитов. Породы лапландского комплекса подверглись неоднократной мигматизации. Четко выделяется мигматизация, связанная с архейскими плагиомикроклиновыми гранитами, а также более поздняя (нижнепротерозойская) с существенно микроклиновыми гранитами, причем отмечаются палингенные граниты и эндрбиты.

В составе гранулитового комплекса выделяется пять толщ, названных в большинстве случаев по К. Д. Беляеву [1]. Первая — кандалакшская (100—500 м) пироксеносодержащих амфиболитов с гранатом, иногда с оливином, включающая пласты амфибол-биотитовых гнейсов, лейкократовых кристаллических сланцев и кальцифиров; отмечаются также мигматизированные разновидности. В ее составе выделяются три подтолщи: нижняя (100—250 м) представлена оливинсодержащими разновидностями основных кристаллических сланцев, определенных нами как метакриатиты, линзы эклогитов; средняя (30—100 м) — гранат-биотитовыми, гранат (± амфибол)-плагиоклазовыми гнейсами и кальцифирами и верхняя (50—250 м), связанная со второй постепенными переходами; в ее составе возрастает роль основных кристаллических сланцев.

В долине оз. Рав-ярш проходит разлом, где широко развиты раздробленные и перекристаллизованные крупнозернистые (пегматоидные) амфиболиты и габбро-амфиболиты с гнездами крупнозернистых скоплений пироксена, амфибола и титаномagnetита.

Здесь проявлены процессы гранитизации, отмечаются брекчии с остроугольными обломками амфибо-

литов, сцементированными лейкократовым материалом.

Вторая — белогубская толща (200—300 м) ритмично-полосчатых (слоистых) клинопироксенамфиболовых кристаллических сланцев и пироксеновых амфиболитов подразделяется на две подтолщи: нижнюю (100—150 м), сложенную основными кристаллическими сланцами и пироксеновыми амфиболитами, и верхнюю (150 м), которая характеризуется четкой ритмично-полосчатой текстурой, наличием пластов лейкократовых плагиосланцев, эклогитов и эклогитоподобных пород. В верхней части разреза имеются линзовидные тела гранатитов, расположенных цепочкой и приуроченных к определенному стратиграфическому уровню; присутствуют пласты тремолит-антофиллитовых сланцев с редкими реликтами порфировой структуры (метавулканисты ультраосновного состава). Иногда встречаются маломощные линзы кремнисто-карбонатных пород и скаполитсодержащих разновидностей сланцев. Вверху залегает пачка переслаивания мелано- и лейкократовых плагиосланцев мощностью до 50 м — переходная к третьей толще.

Третья — вуимская толща (обычно 100—200 м) слагает сравнительно узкую, но выдержанную по простиранию полосу, представленную тонкими мелкозернистыми полосчатыми и неяснополосчатыми лейкократовыми плагиосланцами с гранатом, диопсидом, гиперстеном; отмечаются также прослои меланократовых гранат-пироксеновых и скаполит-гранат-пироксеновых кристаллических сланцев, количество которых возрастает вверх по разрезу. На границе с вышележащей толщей залегает переходная пачка мощностью 20—30 м с примерно равным содержанием пластов лейко- и меланократового состава и единичными прослоями гранулитов.

Четвертая — плоскотундровская толща (350—500 м) сложена преимущественно мезократовыми двупироксеновыми, гиперстеновыми и другими кристаллическими сланцами и отдельными слоями гранат-кварц-полевошпатовых гранулитов. Она подразделяется на две подтолщи — нижнюю (100—200 м), грубополосчатую, пред-

ставленную преимущественно двупироксеновыми и гиперстеновыми кристаллическими сланцами, и верхнюю (150—300 м), характеризующуюся развитием тонкополосчатых основных кристаллических сланцев, присутствием скаполитсодержащих разновидностей и пластов гранулитов. К основным кристаллическим сланцам, особенно к северу от р. Лотты, приурочены эндербиты, подробно описанные нами ранее [11].

Пятая — яурийюкская толща (200—600 м) сложена гранулитами, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми (кианитовыми) гнейсами и кордиеритсодержащими гнейсами. В ее составе выделяются две подтолщи. Нижняя (100—250 м) представлена гранулитами, гранат-биотитовыми ($\pm$ силлиманит или кианит), кордиерит- или амфиболсодержащими гнейсами, включающими пласты пироксеновых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев с полосчатой текстурой. Верхняя (150—300 м) сложена переслаивающимися разновидностями гнейсов и гранулитов. Среди слоистых с неоднородной текстурой гранулитов встречаются породы тождественного гранат-кварц-полевошпатового ($\pm$ гиперстен) состава, однородного массивного строения, соответствующие гнейсо-гранитам и гранитам. Очевидно, их следует относить к палингенным гранитам, возникшим в процессе ультраметаморфизма.

По вещественному составу в лапландском комплексе выделяются две крупные группы пород — амфиболиты и основные кристаллические сланцы (гранулиты, гранат-биотитовые и другие гнейсы), широко развитые в первых четырех толщах комплекса. Они представлены гранатовыми и пироксеновыми амфиболитами, а также двупироксеновыми, гиперстеновыми, пироксен-роговообманковыми, гранат-пироксеновыми, скаполитсодержащими, существенно плагиоклазовыми и другими кристаллическими сланцами. Среди них можно выделить две генетические группы пород, четко различающиеся по своим текстурным признакам: ортопороды, характеризующиеся однородным сложением, и парапороды, отличающиеся линзовидным и полосчатым строением.

К ортопородам отнесены основные кристаллические сланцы и амфиболиты, содержащие в единичных случаях реликты порфиновой, офитовой, габбро-офитовой структур, которые свидетельствуют об их магматической, преимущественно вулканогенной природе [11, 12]; они широко развиты в первой, а также встречаются во второй и четвертой толщах, слагая хорошо прослеживающиеся по простиранию пласты мощностью от единиц до первых десятков метров. На отдельных участках мелкозернистые разновидности таких пород имеют облик ортопород — плотные, массивные, иногда в них (первая толща) встречаются реликты лейст плагиоклаза [12].

Среди амфиболитов первой толщи присутствуют тонкополосчатые разновидности, включающие реликты обломочной структуры, позволяющие сопоставлять их с метатифами. На Малых Сальных тундрах в низах данной толщи установлены кристаллические сланцы, близкие по химизму базальтовым коматиитам. Они переслаиваются с амфиболитами, и подобно базальтовым коматиитам, имеют пластинчатое залегание.

В целом особенности строения первой толщи позволяют предположить, что большая часть данных образований возникла за счет метаморфизма вулканогенных пород основного и частично ультраосновного состава. Первичная вулканогенная природа, вероятно, также характерна для однородных амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев второй толщи, в составе которой присутствуют антофилит-тремолитовые сланцы с реликтами порфировой структуры, развившиеся по породам ультраосновного состава.

В нижней подтолще четвертой толщи преобладают мелкозернистые массивные разновидности основных кристаллических сланцев с гранобластовой структурой, в единичных случаях с реликтами габбро-офитовой структуры, предположительно первично вулканогенной природы. При изучении аксессуарных минералов установлено, что в породах данной группы отсутствует детритовый циркон, зерна которого имеют хорошую огранку и призматический габитус, свойственный цирконам магматических пород.

На различных петрохимических диаграммах точки анализов попадают в поле изверженных пород. На диаграмме А. Н. Заварицкого метабазиты ложатся в поле диабазов, базальтов, платобазальтов, характеризуясь чертами, свойственными толеитовым сериям. В нижней части разреза преобладают разновидности, соответствующие низкокальциевым толеитам кальциево-щелочного ряда, выше по разрезу присутствуют разновидности, обогащенные Al_2O_3 (табл. 1). Содержание Ni, Co, Cu и Cr в метавулканитах основного состава уменьшается в верхних толщах, а ванадия — увеличивается; основные кристаллические сланцы второй толщи обогащены Ва. Особая группа пород — плагиосланцы, однако выяснение первичной природы их вызывает наибольшие трудности. Плагиосланцы приурочены к определенному стратиграфическому уровню (слагают третью толщу). Макроскопически это мелко-тонкозернистые породы от светло-серого до белого цвета, неясно- или тонкополосча-

тые, сложены плагиоклазом с изменчивым (10—30%) содержанием граната и пироксенов. В них развита полосчатость нескольких порядков: крупная измеряется первыми метрами, мелкая — сантиметрами и миллиметрами. Грубая полосчатость обусловлена чередованием разновидностей пород с варьирующим содержанием темноцветных минералов, различным набором их и разнообразной текстурой — однородной, тонко- или линзовидно-полосчатой.

В подчиненном количестве присутствуют пласты меланократовых плагиоклаз-пироксен-гранатовых кристаллических сланцев, эклогитоподобных пород. В верхней части разреза встречаются разновидности со скаполитом, иногда прослои гранат-кварц-полевошпатовых гранулитов. Относительно их генезиса существуют различные точки зрения. Первоначально они были отнесены к анортозитам. Подобной точки зрения придерживается Л. А. Виноградов, назвавший их плагиоклазитами; позднее было высказано предположение об образовании их в результате метаморфизма

Средний химический состав ортопород Сальных тундр и некоторых районов развития анортозитовых комплексов, %

Таблица 1

Компоненты	Сальные тундры								Гора Пыр-шин- Уайваш	Камчатка [4]	Джун- гарский массив [4]	Найм- ский интрузив- ный комп- лекс [4]	Массив Ади- рондак [4]	Тур- гай**
	Толща 1		Толща 2	Толща 4	Толща 3									
	Мета- толиты (8)*	Мета- кома- титы (6)	Метавулканиты		Плагио- сланцы (7)	Мела- нокра- товые прослои (2)								
			(5)	(4)										
								Габбро- анорто- зиты (3)	Мега- плагиофи- ровые лавы (10)	Исход- ная магма	Габбро- анорто- зиты	Анорто- зитовое габбро	Гипсо- носные суглин- ки (3)	
SiO ₂	48,93	48,02	47,30	48,99	48,77	44,24	50,07		53,30	52,90	58,70	53,20	55,80	
TiO ₂	1,30	0,66	1,51	0,87	0,48	1,87	0,77		1,10	0,20	0,50	0,70	0,84	
Al ₂ O ₃	14,20	7,78	15,19	16,31	26,61	19,86	20,47		19,20	26,20	18,00	20,00	17,09	
Fe ₂ O ₃	3,01	2,11	3,34	3,74	1,60	2,99	2,66		2,80	3,45	2,50	0,70	6,98	
FeO	8,12	8,53	8,12	9,59	3,07	11,33	6,37		4,90	—	3,80	3,98	0,35	
MnO	0,14	0,16	0,13	0,22	0,06	0,15	0,01		0,10	0,04	—	0,10	0,07	
MgO	6,97	20,21	7,41	7,26	1,62	4,28	3,07		3,10	2,90	3,50	4,08	2,56	
CaO	9,92	8,70	10,61	11,21	12,19	10,21	11,82		7,70	8,85	6,90	12,30	4,32	
N ₂ O	2,86	1,26	3,13	1,79	3,10	3,05	3,45		4,00	4,06	3,50	3,60	1,77	
K ₂ O	0,53	0,20	0,77	0,40	0,39	0,37	0,40		2,20	0,90	2,60	0,55	0,54	
P ₂ O ₅	—	—	0,16	0,19	0,06	—	0,10		0,30	0,02	—	0,02	—	
Na ₂ O/K ₂ O	4,8	6,3	4,3	4,4	7,9	8,2	7,00		1,8	1,1	1,8	0,9	3,3	

* Число анализов.

** Анализы заимствованы у Б. М. Михайлова (SO₄ — 3,04; S_{ок} — 0,62; H₂O — 5,04; п. п. — 9,17).

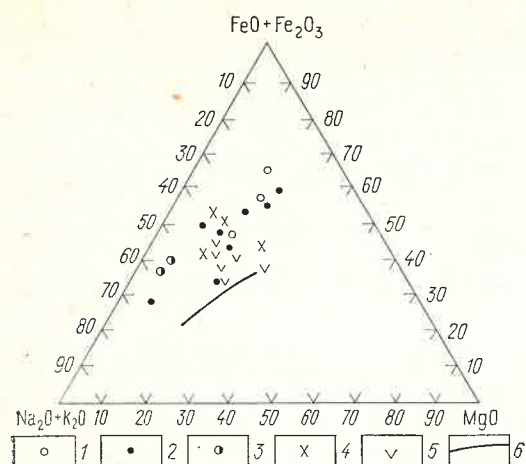


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ – MgO – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для габбро-анортозитов и плагиосланцев Сальных тундр

1 — габбро-анортозиты горы Пыршин-Уайваш; 2 — плагиосланцы Сальных тундр; 3 — прослой меланократового состава среди плагиосланцев; 4 — мегаплагиофировые лавы Камчатки; 5 — различные анортозитовые комплексы; 6 — линия щелочно-известковой серии пород

гипсоносных глин [9]; А. И. Ивлиев отнес их к вулканогенным образованиям.

Геологическое положение этих пород характеризуется четкой стратиграфической приуроченностью, пластовым залеганием, полосчатостью (слоистостью) с наличием полос контрастного (от основного до кислого) состава, тесной связью с ниже- и вышележащими толщами предположительно вулканогенно-осадочной природы, свидетельствующей об их генетической общности.

С целью уточнения первичной природы было проведено их петро- и геохимическое изучение. В результате установлено, что для плагиосланцев характерно высокое содержание Al_2O_3 (19–28 %), CaO (12–15 %) при наличии 46–50 % SiO_2 %; низкое — MgO (0,5–3 %) при содержании 2,2–4,5 % Na_2O (см. табл. 1). Нормативный состав их характеризуется большим количеством анортита (50–65 %), присутствием оливины, в некоторых случаях нефелина. В нормативном плагиоклазе содержится 62–77 % анортитовой составляющей.

Анортозиты различных комплексов и мегаплагиофировые лавы Камчатки, являющиеся, по мнению В. А. Ермакова [4], вероятными аналогами анортозитовых пород, как и плагиосланцы,

по типу дифференциации отвечают известково-щелочной серии пород. Они обнаруживают с данными комплексами петрохимическое сходство по основным параметрам (рис. 2) и на различных петрохимических диаграммах ложатся в одно поле, что позволяет их сопоставить с анортозитами.

Специфическими чертами плагиосланцев по сравнению с анортозитами из других регионов являются обогащенность их глиноземом и кальцием, пониженное содержание SiO_2 и некоторая обедненность Fe^{3+} , Mg и K_2O (см. табл. 1). Примерно по этим же параметрам, но менее четко они отличаются от габбро-анортозитов горы Пыршин-Уайваш. Этот факт наряду с геологическими данными не позволяет согласиться с мнением о том, что плагиосланцы являются тектонитами по габбро-анортозитам типа горы Пыршин-Уайваш [6]. По высокому содержанию глинозема и пониженному MgO , TiO_2 и K_2O они наиболее близки к анортозитам Джунгарского массива (см. табл. 1).

Один из критериев отличия орто- от парапород — характер корреляционной связи между гидролизатами (титаном и алюминием, титаном и железом), которые в магматических и гипергенных процессах ведут себя по-разному. Для плагиосланцев между данными элементами устанавливаются корреляционные связи, свойственные магматическим породам, а именно: четкая положительная связь между титаном и железом ($r=+0,85$) и отрицательная ($r=-10,7$) — между титаном и алюминием. Следует отметить, что в меланократовых прослоях наблюдается смешанный характер связи, присущий смешанным (туфогенным, песчано-глинистым) породам: положительные корреляционные связи титана с железом и титана с алюминием.

Среди меланократовых кристаллических сланцев, обычно обладающих неоднородной текстурой, встречаются разновидности, обогащенные гранатом и близкие к гранатитам, а также скаполитсодержащие разновидности. Все это позволяет отнести их к осадочно-туфогенным (и хемогенным), а плагиосланцы — к вулканогенным (лавы, туфы) породам. На магматиче-

скую природу плагиосланцев указывают также прямая корреляционная связь Mn с Fe^{2+} и наличие отрицательной связи никеля с титаном.

Представляется интересным сопоставить плагиосланцы с глинистыми породами, в том числе с гипсоносными суглинками; с этой целью использовались диаграммы, предложенные В. К. Головенком [2] (рис. 3). В результате было установлено их четкое отличие от основных минеральных типов глин, в том числе от гипсоносных разновидностей, хотя последние по сравнению с другими наиболее близки к ним по химизму. По химическому составу плагиосланцы более всего близки к габбро-анортозитам и на основании геологических, текстурных и других признаков, отмеченных выше, могут быть отнесены к их вулканогенным аналогам. Следует также отметить, что они тесно связаны с основными кристаллическими ортосланцами (метавулканитами).

Итак, в лапландском комплексе наблюдается определенный дифференцированный ряд метавулканитов: в нижней части разреза развиты наиболее магнезиальные разновидности — базальтовые коматииты, ассоциирующие с низкокальциевыми толентами (см. табл. 1), выше сменяющиеся метавулканитами, для которых характерно увеличение содержания глинозема и кальция вплоть до образования разновидностей, отвечающих по химизму габбро-анортозитам; встречаются также разновидности, близкие к высокоглиноземистым базальтам [15].

На основании изложенного можно предположить, что в определенных условиях образование анортозитовой расплава связывается с фракционированием минералов в базальтовой магме, как указывал В. А. Ермаков [4].

Неоднородные основные кристаллические сланцы и амфиболиты характеризуются четко выраженной полосчатой текстурой, которая обусловлена перемежаемостью пород различного минерального состава, различной зернистости, с разным количеством и набором акцессорных минералов и отражает, скорее всего, первичную слоистость. Такие породы переслаиваются с биотитовыми, гранат-биотитовыми и

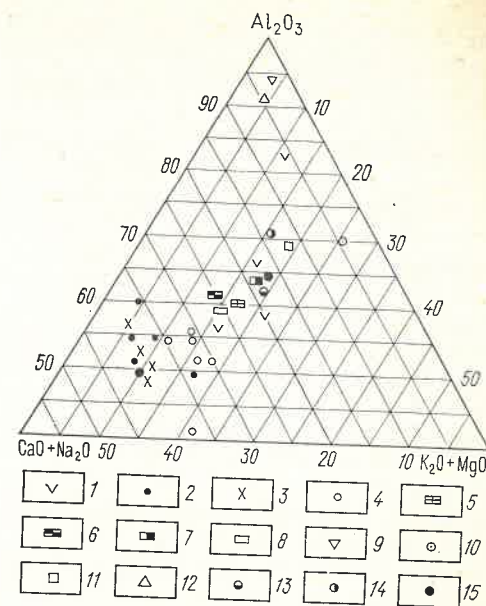


Рис. 3. Диаграмма $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ – Al_2O_3 – $(\text{K}_2\text{O}+\text{MgO})$ для различных минеральных типов глин и изверженных пород [2]

1 — гипсоносные глины; 2 — плагиосланцы Сальных тундр; 3 — габбро-анортозиты горы Пыршин-Уайваш; 4 — мегаплагиофировые лавы Камчатки; 5 — изверженные породы; 6 — средний состав, 7 — средние, 8 — кислые, 9 — основные; 10 — глины: 9 — каолиновые, 10 — гидрослюдистые, 11 — монтмориллонитовые, 12 — континентальные жаркого влажного климата, 13 — морские лагуны аридного климата, 14 — морские, 15 — континентальные холодного климата

другими гнейсами, причем наблюдается ритмичное строение отдельных частей разреза, развитие двучленных ритмов.

Во второй толще встречаются пласты кварц- и скаполитсодержащих сланцев, местами ассоциирующих с линзами кремнисто-карбонатных пород. Неоднородные амфиболиты и кристаллические сланцы содержат мелкие зерна циркона, среди которых присутствуют кластогенные зерна со следами выбоин [3]. По химическому составу эти две группы пород различаются далеко не всегда. Однако большинство точек анализов парапород на различных петрохимических диаграммах (А. Симонена, А. А. Предовского и др.) ложатся в поле осадочных или туфогенных пород.

Следует подчеркнуть, что некоторые разновидности неоднородных кристаллических сланцев попадают в разные поля. Так, мезо- и меланократовые гранат-пироксеновые кристалличе-

ские сланцы, тонко переслаивающиеся с плагиосланцами, находятся в поле как карбонатных пород (диаграмма А. Симонена), так и мергелей или карбонатных глин (диаграмма А. Н. Неелова). По химизму они наиболее близки к карбонатсодержащим породам (мергелям, карбонатно-железистым глинам).

Часть пироксеновых кристаллических сланцев образовалась, по-видимому, вследствие метаморфизма туфов основного состава. Изучение распределения в них элементов-примесей, проведенное с помощью метода многократной корреляции, говорит о присутствии хорошо сохранившихся эндогенных ассоциаций, свойственных магматическим основным породам (группа Cu , Ni , Cr , Co). Содержание хрома (0,0248) и никеля (0,029) в полосчатых кварцсодержащих пироксеновых кристаллических сланцах соответствует средним содержаниям этих элементов в последних.

Наличие скаполитсодержащих диопсид-амфиболовых сланцев и гнейсов может свидетельствовать о засоленности первичных осадков. Согласно Д. П. Сердюченко [8], подобные породы образовались за счет засоленных карбонатно-глинистых отложений. Г. Л. Горощенко [3] отмечает обедненность этих сланцев цирконом. Среди основных кристаллических сланцев, кроме того, присутствуют прослои и линзы гранатов, имеющих определенную стратиграфическую приуроченность и принимающих участие в строении ритмичнослоистых пачек, что позволяет отнести их к парапородам. Согласно О. М. Розену [7], такие породы могли образоваться за счет метаморфизма пород карбонат-кремнисто-гематит-каолинового состава. От основных кристаллических сланцев гранатиты отличаются более высоким содержанием Mn , Cu , Y , Yb .

Гранулиты, гранат-биотитовые, гранат-биотит-силлиманитовые и другие гнейсы слагают верхнюю, пятую толщу лапландского комплекса. В гранулитах отмечено присутствие обломочных зерен циркона и рутила, а также послойное распределение аксессуарных минералов [3]. Среди них встречаются прослои мелкозернистых графитсодержащих разновидностей, углеродис-

тое вещество которых имеет органическую природу [10].

Послойное распределение глинозёмистых минералов в толще гранулитов, вероятно, объясняется различным содержанием глинистого материала в прослоях осадочных пород. Химизм пород (табл. 2) пятой толщи свидетельствует об их осадочном происхождении. Установлено (диаграммы А. А. Предовского, А. Симонена, А. Н. Неелова, де ла Роша и др.), что по химическому составу они большей частью соответствуют песчано-глинистым породам, степень дифференциации которых возрастает снизу вверх по разрезу. Гранат-биотитовые и кордиеритсодержащие гнейсы (см. табл. 2) соответствуют граувакковым и субграувакковым песчаникам и алевролитам. В верхней части разреза присутствуют разновидности, отвечающие олигомиктовым песчаникам.

Силлиманит (кианит) содержащие разновидности и разновидности, обогащенные гранатом, отвечают пелитам, наиболее близким по составу гидрослюдисто-монтмориллонитовым глинам. Как показывает геохимическое изучение, по содержанию малых элементов эти породы имеют наибольшее сходство с глинами. Характерной их чертой является повышенное (выше кларкового) содержание Ni , Cr и Zr .

Полосчатые гиперстенсодержащие гранулиты по сравнению с гранулитами гранат-кварц-полевошпатового состава обогащены целым рядом элементов-примесей (Ba , Cr , Nb , Ga , V , Co). По содержанию Cr и Ni они близки к основным породам, а по содержанию Co , Sr , Ga , Y — к гранитоидам. Характерная их черта — надкларковое содержание Zr . Результаты многократной корреляции показали присутствие хорошо сохранившихся эндогенных ассоциаций, которые по содержанию и распределению малых элементов тяготеют к магматическим породам среднего — андезитового, андезит-дацитового состава, хотя им присущи черты парапород. По своим текстурным, химизму (см. табл. 2), геохимическим параметрам они сопоставимы с группой туфогенных пород андезитового и андезит-дацитового состава.

П. Хорман [15] на территории Финляндии среди гранулитов выделил

Средний химический состав парапород гранулитового комплекса Лапландии, %

Таблица 2

Компоненты	1 толща		2 толща			4 толща			5 толща				
	Параамфиболиты и основные кристалло-сланцы	Паропороды среди амфиболитов (4)*	Ритмично-полосчатые (слоистые) пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы (8)	Амфибол-платиноклазовые сланцы с бурым платиноклазом и скаполитом	Гранатиты (2)	Полосчатые гранат-душиро-сен-плагио-кварцевые кристаллические сланцы (2)	Пироксеносодержащие гранулиты, залегающие среди основных кристаллических сланцев (2)	Скаполитсодержащие гранат-пироксеносланцы (2)	Гранат-кварц-полевошпатовые и гранат-биотитовые гнейсы (2)	Гранулиты (2)	Силлиманит-гранат-биотитовые и силлиманит-кордиеритовые гнейсы (6)	Гранат-кварц-полевошпатовые гранулиты с гиперстеном (2)	Пласти гиперстенсодержащих основных кристаллических сланцев (5)
SiO ₂	55,43	51,15	51,71	64,51	50,14	46,52	65,90	44,16	77,48	68,31	55,68	64,73	51,35
TiO ₂	0,98	0,41	1,30	0,55	2,38	1,10	0,44	1,24	0,68	0,66	1,24	0,77	0,53
Al ₂ O ₃	13,44	10,33	14,79	13,30	13,03	18,87	13,59	19,78	10,08	15,48	21,35	14,92	18,70
Fe ₂ O ₃	3,11	0,78	4,59	1,33	9,83	5,24	1,69	2,34	0,74	2,37	2,79	3,89	2,32
FeO	8,88	3,64	5,76	3,60	8,06	6,52	6,71	9,91	4,07	2,80	7,82	4,48	6,31
MnO	0,14	0,09	0,14	0,07	0,27	0,15	0,11	0,16	0,05	0,05	0,10	0,07	0,15
MgO	4,98	9,65	6,35	3,06	4,13	4,92	1,46	5,62	1,89	1,56	3,93	3,59	8,22
CaO	6,47	13,74	9,20	6,50	9,78	12,30	6,03	12,59	2,20	1,65	0,82	3,63	9,02
Na ₂ O	1,93	3,63	2,87	3,73	0,65	2,16	2,67	0,82	1,67	2,67	0,61	2,43	1,96
K ₂ O	0,76	1,32	0,69	0,81	0,13	0,54	0,23	0,45	1,22	3,70	2,21	1,29	0,41
P ₂ O ₅	—	—	—	0,05	0,64	0,24	0,05	—	0,10	0,17	0,08	—	0,13

* Число анализов.

группу, которую отнес к метавулкани-там среднего и кислого состава. Для различия пара- и ортогнейсов он использовал рассчитанное Д. Шоу уравнение дискриминантной функции:

$$Dx = 10,44 - 0,21 \text{ SiO}_2 - \\ - 0,32 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (общее Fe)} - \\ - 0,98 \text{ MgO} + 0,55 \text{ CaO} + \\ + 1,46 \text{ Na}_2\text{O} + 0,54 \text{ K}_2\text{O}.$$

Это уравнение применимо только к кварц-полевошпатовым породам с $\text{MgO} < 6\%$; $50\% < \text{SiO}_2 < 80\%$. Ортопороды обладают положительной величиной Dx , парапороды — отрицательной. Согласно уравнению гранулиты и гнейсы пятой толщи на рассматриваемой территории относятся к парапородам, что согласуется с полученными нами результатами. Однако пластовые тела пироксенсодержащих кристаллических сланцев с однородной текстурой, залегающие среди толщи гранулитов, по-видимому, могут трактоваться как силлы основного или среднего состава.

По геохимическим данным была сделана попытка реконструировать условия формирования пород пятой толщи. С этой целью были использованы диаграммы Э. Н. Янова [14], построенные для определения морских и пресноводных отложений. Изучаемые породы обладают высоким содержанием V, что характерно для морских осадков, а также обогащены цирконием, содержание которого колеблется от 0,012 до 0,240; при среднем значении его в гранулитах 0,052.

В целом геохимические данные свидетельствуют о принадлежности названных пород к морским отложениям. Кроме того, состав парапород пятой толщи указывает на то, что часть их могла формироваться при воздействии химического выветривания. Об этом же говорит довольно высокое значение таких характерных геохимических параметров, как $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (до 4) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (обычно до 24, в единичных случаях до 34), отражающих отношение наиболее устойчивых и наиболее подвижных в условиях земной поверхности петрогенных компонентов и свидетельствующих о довольно высоком содержании свободного глинозема (до 32). Распределение величины алюмо-кремниевого модуля

($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) в зависимости от содержания SiO_2 в гнейсах верхней толщи имеет сравнительно упорядоченный характер, что также указывает на дифференцированность осадочных пород.

Методом многократной корреляции установлено, что в гнейсах эндогенные ассоциации элементов нарушены и в результате возникли экзогенные ассоциации: Sr объединяется с Ba, Sr с V, Ti с Ga и Zr. Это также может указывать на значительную роль химического выветривания в формировании пород.

Источником сноса для отложений пятой толщи, скорее всего, служили преимущественно породы основного состава, о чем свидетельствует их химизм — несколько повышенное содержание хрома (0,0122%) и никеля (0,0085%). Не исключено присутствие в нижней части толщи туфогенного материала и туфов.

Полученные данные позволяют предположить, что породы пятой толщи возникали за счет размыва и выветривания ниже лежащих толщ лапландского комплекса, следовательно, между этими образованиями существовал перерыв.

Таким образом, полученные нами материалы изучения пород лапландского комплекса подтверждают вывод группы исследователей, относящих этот комплекс к первично осадочно-вулканогенным образованиям. Проведенное исследование также позволило предположить, что в строении первой — четвертой толщ существенная роль принадлежала основному и в меньшей степени ультраосновному вулканизму, причем в составе первой толщи, согласно проведенной реконструкции первичного состава, преобладали вулканогенные породы, во второй — возросла роль туфогенно-осадочных пород, а в третьей — снова повысилась роль вулканогенного материала, в то время как в четвертой толще вновь возросла роль туфогенно-осадочного материала, что свидетельствует о циклическом характере вулканизма. Периоды вулканической активности, по-видимому, сменялись периодами относительного покоя, во время которых происходило формирование туфогенно-осадочных и хемогенных

пород. Наличие скаполитсодержащих пород позволяет предположить засоленность первичных осадков, а присутствие гранатитов свидетельствует о формировании их за счет продуктов химического выветривания.

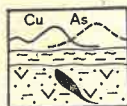
Согласно широко распространенному мнению, обстановка, существовавшая на поверхности Земли в раннем архее, а именно высокие температуры и давление, химически активный состав атмосферы, способствовали процессам химического выветривания. Мало мощная земная кора благоприятствовала широкому развитию вулканизма, который, по-видимому, к концу раннего архея постепенно ослабевал, и преобладающую роль начали играть процессы осадконакопления, прерывающиеся кратковременными периодами возрождения вулканической деятельности преимущественно среднего и средне-кислого состава. Имеются указания [15], что вулканические процессы этого времени имели более широкое развитие в западной части массива гранулитов, т. е. на территории Финляндии, где гораздо шире распространены породы верхней части разреза лапландского комплекса.

Образования лапландского комплекса по строению и составу имеют много общих черт с кольским комплексом, с которым они параллелизуются (см. рис. 1). Но в Кольском блоке больше развиты толщи верхней части разреза, в то время как в более интенсивно эродированном Лапландском блоке — нижней его части. Высокий геотермический градиент, существовавший, согласно распространенной точке зрения, в раннеархейское время на Земле, благоприятствовал развитию регионального гранулитового метаморфизма, являющегося характерным признаком раннедокембрийских образований. Позднее (верхний архей — нижний протерозой) на породы Лапландского блока вдоль одноименного долгоживущего глубинного разлома наложился второй этап гранулитового метаморфизма, и они подверглись эндербитизации, гранитизации, неоднократной мигматизации, а также разрывной тектонике. Геохронологические данные отражают преимущественно наиболее поздние процессы, которым породы лапланд-

ского комплекса подверглись в раннем протерозое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 218—225.
2. Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., Недра, 1977.
3. Горощенко Г. Л. Минералогические признаки осадочного генезиса метаморфических пород. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 1, вып. 4. М., Недра, 1975, с. 182—185.
4. Ермаков В. А. Мегаплагиофировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортзитовых пород. — Изв. АН СССР, 1971, № 10, с. 36—73.
5. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита/В. А. Глебовицкий, В. А. Другова, Т. М. Москвичинко и др. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., Наука, 1971, с. 5—24.
6. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома. Л., Наука, 1979.
7. Розен О. М. Эклогиты и связанные с ними амфиболиты Кокчетавского докембрийского массива: геохимические особенности и генезис. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Кн. 2, вып. 4. М., Недра, 1975, с. 82—94.
8. Сердюченко Д. П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. — В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК, пробл. 1. Л., Наука, 1972, с. 31—41.
9. Сидоренко А. В., Лунева О. И., Немова Т. В. Об осадочном генезисе гранулитов Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1971, т. 208, № 5, с. 1183—1185.
10. Сидоренко С. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., Наука, 1975.
11. Суслова С. Н. Некоторые вопросы генезиса гипертеновых диоритов на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 232—237.
12. Суслова С. Н. Петрохимическая характеристика коматитов из нижнедокембрийских вулканогенных комплексов Кольского полуострова. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва. Сер. 2, 1978, вып. 107, № 1, с. 42—54.
13. Тугаринов А. И., Бибикина Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., Наука, 1980.
14. Янов Э. Н. Геохимия Кавказского и Крымского флиша. — Литология и полезные ископаемые, 1975, кн. 2, вып. 2, с. 83—191.
15. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic condition in the Ivalojoki — Inaryarvi area/P. K. Hörmann, T. Raith, P. Raase et al. — Geol. Surv. of Finland Bull., 1980, N 308, p. 95—119.
16. Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. — Geol. Surv. of Finland Bull., 1976, N 281, p. 129—137.



Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород

Углерод в природе распространен главным образом в трех формах: окисленной карбонатной, в виде самородного, восстановленного или свободного углерода (графит, антракосилит, шунгит, керит) и карбидов металлов (муссонит, когенит). Распространенность и поведение карбонатов в процессах петрорудогенеза достаточно хорошо изучены, так как представления петрологии и рудообразования в основном разрабатывались для системы, где вода и углекислота рассматриваются как постоянно присутствующие и вполне подвижные компоненты. Свободный углерод (и карбиды), напротив, характеризуют как бы противоположные условия минералообразования: слабая окисленность флюида в системе, где вода и углекислота либо отсутствуют, либо играют второстепенную роль. Главная роль в таком восстановленном (первичном, ювенильном) флюиде отводится водороду, углеводородным газам, СО и др. [6, 10, 11].

Поэтому изучение поведения разных форм углерода при петро- и рудогенезе непосредственно затрагивает проблему эволюции состава флюидов, форм переноса и причин отложения металлов в эндогенных процессах. Нередкими спутниками графита и карбидов в породах и рудах являются многие халькофильные и сидерофильные самородные элементы и их естественные сплавы — интерметаллиды, которые также должны рассматриваться в качестве индикаторов восстановительных условий минералообразования. Образование графита происходит в широком диапазоне температур и давлений: на заключительных этапах кристаллизации магматических расплавов различного состава на различных глубинах залегания, в пегматитах, скарнах и гидротермалитах, а также

в зонах метаморфизма пород гранулитовой, амфиболитовой, зеленосланцевой и филлитовой фаций метаморфизма.

Часто графит встречается в продуктах мантийного магматизма, проявившегося в консолидированных структурах древних щитов и устойчивых областей. В перидотитах, щелочных и нефелиновых сиенитах, кимберлитах тонкорассеянный графит кристаллизуется непосредственно из магматического расплава и газовых производных его. Нередко графит встречается в тесной связи с ксенолитами известковистых пород и мраморов, частично или полностью ассимилированных магмой. Еще Б. Н. Лодочников (1936 г.) отмечал широкое развитие углерода в виде графита, а также метана в перидотитах, дунитах, серпентинитах и базитах Восточного Саяна и Урала.

В метаморфических комплексах щитов графит широко распространен в чарнокитах, высокоглиноземистых кристаллических сланцах, магнезиальных мраморах с оливином и фаялитом и особенно в гнейсах в виде чешуек, гнезд, прожилков, жил, нередко в зальбандах мигматитов и пегматитов. С графитом часто ассоциируют силлиманит, биотит, гиперстен, шпинель, лиловый гранат. В Ботагольских и Тас-Казганских графитовых залежах спутниками графита являются эгирин-авгит, микроклин, авгит, сфен, волластонит, флюорит. Многие геологи полагают, что большие скопления графита здесь образовались при восстановлении углекислоты до атомарного углерода (по реакции Будуара), протекавшем при благоприятном отношении концентрации окиси и двуокиси углерода в расплаве, ассимилировавшем мрамор. В известных пегматитовых месторождениях графита

Шри Ланка спутниками его являются титаномагнетит, биотит, кварц, апатит и ортит.

По результатам прикладных региональных геохимических исследований выявлена высокая рассеянная и разнообразная по составу металлоносность углеродистых осадочно-метаморфических и метаморфических пород. Она характерна для комплексов пород самого разного возраста, вмещающих обычно небольшие базитовые магматические тела. Приведем несколько примеров, иллюстрирующих типовые наборы металлов в углеродистых породах разной степени метаморфизма.

Углеродистые двуслюдяные сланцы Кольского п-ова, инъецированные основными интрузиями, обогащены ильменитом, ниобием, танталом; пачки гранат-ставролит-эпидотовых углеродистых кварцитов и сланцев — цирконием и редкими землями; сильно углеродистые хлорит-серицит-кварцевые и плагиоклаз-мусковит-кварцевые сланцы Тимана содержат до 2,5 % ильменита. В Алдано-Становом регионе архейские углеродистые сланцы сопровождаются пирит-пирротиновой минерализацией, иногда с повышенными концентрациями кобальта и никеля. Нижнепротерозойские кварц-графит-серицитовые сланцы содержат обильную вкрапленность халькопирита и другие сульфиды. В юрских и меловых грабенах, контролируемых глубинными разломами, выявлены зоны интенсивной графитизации пород с кварц-сульфидным оруденением [8]. В кембрийских черных сланцах Алайского хребта установлены повышенные количества ванадия, молибдена, фосфора, ряда редких и рассеянных элементов [1].

В Северном Тянь-Шане метаморфизованные углеродистые песчаники и алевролиты содержат рудопроявления гематита, арсенопирита, андалузита, пирита, а с углеродистыми известняками и доломитами связаны полиметаллы и флюорит. Высокая углеродистость пород ($C_{\text{тв}}$ 3—35 %) проявляется вблизи покровов основных эффузивов и приурочена к линейным структурам, что дало основание отнести соответствующие формации рифея к заполнениям авлакогенов [5]. Рифей-

ские сильно углеродистые терригенно-карбонатные формации Енисейского кряжа вмещают серноколчеданные цинковые и свинцово-цинковые месторождения; широко распространено здесь также марганцевое оруденение.

Обычен графит для серноколчеданных месторождений Карелии и Финляндии, а также для многих стратиформных месторождений, где он содержится в терригенно-карбонатных толщах разного возраста, вмещающих диабазовые и габброидные породы. Следует отметить, что громадные скопления шунгитов в Карелии локализируются в тех частях терригенно-карбонатного разреза протерозоя, которые содержат до 30—40 % основных эффузивов и силлов габбро-диабазов. Помимо согласных залежей шунгитов здесь развиты секущие их тела. Поэтому шунгитообразование нередко связывают с базальтовым субмаринным вулканизмом и предполагают эндогенный источник углеродисто-кремнистого материала. Сами шунгиты представляют собой тончайшую смесь углеродистого вещества с дисульфидами железа, кварцем, серицитом, альбитом и содержат повышенные количества тяжелых металлов, а местами крупные скопления самородной меди.

Следует отметить типичность связи многих золоторудных месторождений с углеродистыми метаморфизованными терригенными комплексами протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов [2, 7, 13]. Вкрапленно-прожилковая минерализация таких месторождений специфична и сильно отличается от классических плутогенных золоторудных формаций. Поэтому при ее описании употребляются разные термины: «минерализованные зоны смятия», «зоны сульфидизации в углито-терригенных породах», «рудоносные черносланцевые зоны», «зоны рудоносных углеродистых катаклазитов и милонитов». Минерализация характеризуется тонким дисперсным золотом, то преимущественно свободным, то заключенным в рассеянных очень мелких вкрапленниках пирита и арсенопирита; повышенной мышьяковистостью руд; повсеместным развитием в дислоцированных породах и рудах черного углеродистого вещества

в количествах от 0,5 до 7 % и более, которому сопутствуют дисперсный пирротин, пирит, железо-магнезиальные карбонаты, серицит; широким развитием прожилкового кварца.

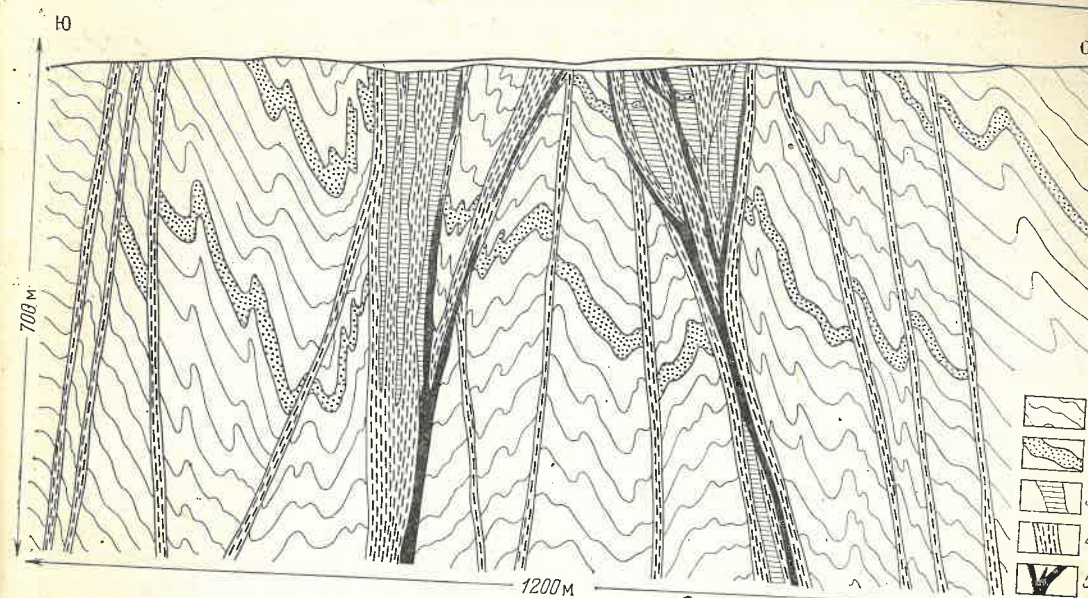
Само углеродистое вещество в породах и рудах представлено обычно несколькими разновидностями, нередко сосуществующими в пределах одного штупа и шлифа. Они различаются по степени упорядоченности структуры, отражательной способности, термографическим характеристикам, и, как правило, образуют ряд: керит — оксикерит — антраксолит — шунгит — графит [9, 12]. По микроструктуре и форме выделения эти вещества близки к экспериментально полученным при конверсии горючих газов поликристаллическим сплошным массам графита, рыхлым сажам, ксерогелевым сферолитам, угольным пленкам и дендритам.

Причины совместного нахождения в метаморфизованных терригенных породах и их тектонитах тяжелых металлов и углерода не выяснены. Среди геологов широко распространено представление о заведомо биогенном осадочном происхождении углерода. Соответственно и ассоциирующие с ними рудообразующие элементы рассматриваются обычно в качестве первичных компонентов осадочной породы, перераспределяющихся при диагенезе, региональном метаморфизме и гидротермальном процессе [15]. Применительно к золоту вариант такой модели рудообразования, включающий отгонку металлов из зон амфиболитовой фации метаморфизма в зону зеленокаменных сланцев и филлитов, детально разработан В. А. Буряком [2].

Сама возможность эндогенного отложения углерода и привноса металлов восстановленными флюидами в породы при их метаморфизме обычно не рассматривается и в печати не обсуждается. Это в значительной мере обусловлено тем, что даже в полях развития зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма сильно углеродистые породы имеют облик мало выразительных мелкозернистых черных слабоизмененных пород и за метасоматиты не принимаются. Непривычное своеобразие внешнего об-

лика и состава таких пород, практически всегда карбонатизированных и сульфидизированных, обусловлено тем, что они возникают в обстановке высокой химической активности «сухих» флюидов, когда водно-углекислые растворы в системе еще не проявлялись. Процессы же «сухого» пневматолита и углеродистого метасоматоза, как и их роль при метаморфизме пород и специфических формах рудообразования, остаются практически неизученными и потому при петрографических и геохимических исследованиях обычно не учитываются.

Авторы на протяжении многих лет проводили комплексные исследования золоторудных полей в углеродистых терригенных формациях фанерозоя различных регионов страны. Выявлены следующие факты и закономерности, склоняющие нас к выводу о эндогенной природе основной массы углеродистого вещества и сопутствующих металлов: 1) четкая приуроченность зон высокоуглеродистых пород и геохимических аномалий, золота, мышьяка, сурьмы и других металлов к структурам глубинных разломов, рассекающих складчатые терригенные комплексы пород; 2) пространственная сопряженность таких зон с поясами малых интрузий преимущественно диабазового состава; 3) позднее и послескладчатое (раннеорогенное) время формирования базитовых интрузий, зон высокоуглеродистых метаморфических и метасоматических пород и заключенной в них минерализации; 4) парагенетические отношения графита, слюдистых минералов, кварца, карбонатов и сульфидов в обильноуглеродистых метаморфических и метасоматических породах, свидетельствующие о близкосоновременной их кристаллизации в процессе расщепления и милонитизации складчатых терригенных пород; 5) количественные петрохимические и геохимические данные и балансы выноса — привноса вещества, подтверждающие метасоматический характер преобразования тектонитов по терригенным породам при отложении в них углеродистого вещества. Рассмотрим некоторые из перечисленных закономерностей более полно.



Геологический разрез через золоторудное поле

1 — тонкослоистые складчатые алевропелиты с «фоновым» содержанием $C_{тв}$ 0,3 %; 2 — маркирующие слои песчаников, 3 — тектонические будины сланцеватых алевропелитов с содержанием $C_{тв}$ от 1,4

до 2,8 %; 4 — обильно углеродистые катаклазиты и милониты по алевропелитам с содержанием $C_{тв}$ 3,5—8 %; 5 — раннеорогенные дайки габбро-диабазов, приуроченные к стволным швам глубинного разлома.

Анализ детальных карт, опорных буровых профилей и погоризонтных планов по многим рудным полям Средней Азии, Казахстана и Сибири приводит к выводу о прямой зависимости накопления УВ в породах от степени их расщепления и милонитизации. Слабо дислоцированные полого- и изоклинально складчатые алевропелиты, алевропесчаники, кремнисто-глинисто-известковистые и другие терригенные породы за пределами зон разломов характеризуются низкими (0,1—0,3 %) содержаниями $C_{тв}$. В расщепленных разностях этих пород и динамометаморфических филлитовидных сланцев, слагающих секущие зоны, содержание $C_{тв}$ возрастает до 1—2 %; в зонах катаклазитов и милонитов с мелкими тектоническими будинами алевропелитов и песчаников оно составляет 2—4, нередко 7—10 % и более.

Полосы таких обильно углеродистых тектонитов в рудных районах обычно являются элементами внутреннего строения региональных глубинных разломов, прослеживаются по простиранию на многие десятки километров и нередко пересекают складчатые породы. Обычно они трассируют швы глу-

бинных разломов и их боковые виргации, будучи в целом дискордантными по отношению к границам свит и толщ. На рисунке приведен разрез через детально разбуренное рудное поле, иллюстрирующий типичные закономерности распределения УВ в дислоцированных терригенных нижнепалеозойских породах в зоне глубинного разлома.

Таким образом, детальное геологическое картирование рудных полей приводит к выводу о временной наложенности зон интенсивной графитизации пород на складчатые комплексы и о пространственной сопряженности их со швами глубинных разломов.

Петрографические исследования подтверждают этот вывод, а также связь между деформацией алюмосиликатных пород и кристаллизацией в них УВ и сопутствующих минералов. Равномерное распределение УВ в тонкозернистом цементе наблюдается обычно в породах со слабой, фоновой углеродистостью. Для более крупнозернистых песчаников типичны кружевные и прожилковые сегрегации УВ, локализованные в зонах микродислокаций на стыках и внутри зерен

кварца и полевых шпатов. В брекчиях этих пород УВ образует плотные скопления в тонкорастертых милонитах и прожилковидные сегрегации в обломках. Одновременно с УВ отлагаются тонкодисперсные сульфиды железа и порфиробласты — метасомы ранних железо-магнезиальных карбонатов обычно сидерит-доломитового ряда.

Подобные явления наблюдаются в зонах рассланцевания алевропелитов. На начальных стадиях рассланцевания, когда большая часть слоистой породы еще сохраняет свою первичную структуру и состав, отложение УВ приурочивается к узким секущим пloidам микрогранобластической перекристаллизации породы. УВ в этих пloidках микросланца кристаллизуется одновременно с кварцем, альбитом, серицитом, апатитом, сфеном, карбонатом и сульфидами. При полном рассланцевании породы углеродистое вещество в ней распределяется относительно равномерно. Сланцеватое, а нередко и волокнисто-сланцеватое их сложение обусловлено тесно сросшимися серицитом и графитом, ориентировка которых подчинена направлению течения пород при рассланцевании, а также желобам и бороздам скольжений при повторных деформациях. Оба минерала ведут себя как типичные стресс-минералы. Однородные по составу филлитовидные сланцы обычно содержат менее 1 % $C_{\text{тв}}$. В таких сланцах гидротермическое разложение минералов (например, плагиоклазов и темноцветных) отсутствует, а кварц и карбонаты инертны и не переотлагаются. По-видимому, образующиеся одновременно с УВ вода и углекислота на этой начальной стадии метасоматоза полностью расходовались на строительство молекул серицита и железо-магнезиальных карбонатов [6].

При возрастании интенсивности процесса, когда количество метасоматически отложенного УВ превышает 1 %, в алюмосиликатных породах происходит существенная дифференциация породообразующих компонентов. Это выражается прежде всего в переотложении кварца и карбонатов и массовом прожилкообразовании. Чем интенсивнее катаклаз и милонитизация пород, тем больше в них от-

лагается УВ, сопутствующих ранних карбонатов и сульфидов и одновременно переотлагаются прожилковые кварц и карбонаты. В обильно углеродистых катаклазах и милонитах устанавливается до 5 генераций УВ, кварца, карбонатов и сульфидов, отвечающих разным стадиям перекристаллизации и метасоматоза пород. Взаимоотношения этих минералов свидетельствуют о переходных условиях кристаллизации, когда преобладали то восстановительные, то окислительные обстановки при общей тенденции эволюции флюида от восстановленных газов к серно-щелочно-кремнистому водно-углекислому раствору. Последнее, воздействуя на породу, приводило к частичному или полному окислению УВ с отложением в осветленных участках ее альбита, поздних серицита, кварца и рудных минералов. Такие метасоматиты приобретают характерную пятнисто-полосчатую («рябчиковую») текстуру. Флуктуации флюидного режима, проявляющиеся в неоднократном окислении, а затем повторном отложении УВ, обусловлены, по-видимому, неравномерным притоком флюидов по тектоническим зонам. В какой-то мере они, возможно, определялись и процессами милонитизации алюмосиликатной породы, приводящими к росту парциального давления кислорода [10].

Явления зональности минералоотложения на участках углеродистых тектонитов изучены пока недостаточно. Сопоставления рудных полей, сформировавшихся в условиях разных глубин, показывают, что существенные изменения процесса намечаются в пределах вертикальной колонны весьма большой протяженности — не менее 3 км [7]: разнообразные слабоуглеродистые карбонатизированные кристаллические сланцы последовательно сменяются снизу вверх узловатыми, углеродистыми с повышенной рассеянной металлоносностью филлитовидными, обильно углеродистыми металлоносными и «рябчиковыми» метасоматитами, а затем — низкотемпературными аргиллитизированными метасоматитами с реликтовым УВ.

Более полно изучены отдельные части этой колонны при разведке рудных полей на глубину. Так, при окон-

турировании кварцевых штокверков в обильно углеродистых зонах устанавливается, что корни их располагаются в катаклазах и милонитах, содержащих около 2—5 % $C_{\text{тв}}$ и обычно частично преобразованных в «рябчиковые» метасоматиты. Выше расположена подзона серицито-кварцевого неполного замещения углеродистых пород и основная масса карбонатно-кварцевых прожилков с полисульфидами и сульфосолями. По периферии прожилковых штокверков развиты хлорит и альбит при уменьшенном количестве серицита.

Баланс веществ при метасоматическом отложении УВ и сопутствующих минералов в метапелитах изучался на одном из рудных полей. Химические составы пород, в разной мере подвергшихся углеродистому метасоматозу, приведены в табл. 1, а результаты их сравнения — в табл. 2. При подсчетах балансов за исходные приняты наименее измененные тонкослоистые алевропелиты, не подвергшиеся рассланцеванию и катаклазу, со средним содержанием $C_{\text{тв}}$ 0,31 %. При образовании наиболее ранних метасоматитов — массивных однородных углеродистых микрокварцитов, сопровождающих внедрения даек габбро-диабазов, приносились свободный углерод (4,1 %), кремнекислота (20,75 %), MnO , CaO , CO_2 и сульфидная сера; все остальные компоненты из алевролитов выносились. Обильноуглеродистые метасоматиты образовались после дробления плотных черных микрокварцитов и милонитизации слабо- и умеренно графитизированных алевролитов. При этом продолжались принос и отложение $C_{\text{орг}}$ (до 8,77 %), а также Fe_2O_3 , MgO , CaO , CO_2 и сульфидной серы. Кремнекислота, глинозем, в значительной мере щелочи и другие компоненты выносились и переотлагались в форме мелких кварцевых и кварц-альбитовых прожилков и рассеянных гидрослюдастых минералов.

Количественная геохимическая характеристика описанных процессов изучалась на основе обработки анализов более 10 тыс. проб. Содержания Ag , As , Sb , Cu , Zn , Mo , Ni , Co , W , Bi в породах определялись спектральными анализами (методами ВИТР и

просыпки), а Au — пробирным и пробирно-спектральным методами. За геохимический фон при подсчетах принимались содержания металлов в слабо измененных алевропелитах со средним содержанием УВ 0,31 %. Почти для всех упомянутых металлов эти содержания оказались близки к кларковым. Как видно из табл. 3, в процессе углеродистого метасоматоза все упомянутые выше металлы приносятся и отлагаются в количествах, превышающих их кларковое содержание: кобальт, никель, вольфрам, медь, свинец, цинк — в 2—5 раз, молибден, мышьяк, сурьма — в 15—20 раз, серебро — в 50 и золото — в 120 раз.

В углеродистых метасоматитах распространены медь- и никельсодержащие пириты (бравониты), пирротин, скуттерудит, виоларит, карбиды железа (?), встречаются никелин, карбиды вольфрама, марказит, молибденит в виде очень мелких до пылевидных ($<0,005$ мм) включений. Некоторые металлы, в частности золото, по-видимому, образуют с углеродом металлоорганические соединения. Механический фракционный анализ проб-протоочек из углеродистых катаклазитов показал, что углеродистая «муть» (размер частиц меньше тысячных миллиметра), не несущая видимого золота, по данным пробирного анализа содержит его в количествах от 0,5 до 2 г/т. Очень мелкие (пылевидные) выделения самородного золота иногда удается обнаружить в сплошных скоплениях углеродистого вещества. В массе его нередко присутствуют тончайшие точечные выделения рудных трудно диагностируемых под микроскопом минералов.

Поведение всех металлов резко меняется при геохимической инверсии флюида. При формировании кварцевых штокверков и серицито-кварцевом замещении углеродистых пород одни металлы из них выносятся, другие в этих условиях отлагаются (табл. 4). Надежно устанавливается вынос из зон штокверкообразования никеля, кобальта, висмута и предполагается — молибдена. Эти металлы в кварц-серицитовых и кварц-карбонатных метасоматитах образуют отрицательные геохимические поля. Пириты из таких

Таблица 1

Химический состав (средние содержания, %) метасоматически измененных терригенных пород Маржанбулакского рудного поля

Порода	Число проб	C _{орг}	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	S _{с-д}
Слабоуглеродистые слоистые алевропелиты	4	0,31	58,6	0,97	18,9	1,1	6,1	0,07	3,01	0,09	1,11	3,54	0,44	0,13	—
Среднеуглеродистые таклазированные алевропелиты	4	2,2	56,8	0,82	18,0	2,39	4,23	0,09	3,25	0,92	0,96	3,3	1,49	0,14	0,83
Обильноуглеродистые сланцеватые и плотные милониты по алевропелитам	2	5,49	47,4	0,74	14,8	3,35	2,01	0,22	5,07	4,07	1,12	2,93	6,37	0,17	2,07
Обильноуглеродистые сажистые рыхлые милониты	3	9,08	60,73	0,65	12,9	3,85	0,28	0,03	1,29	0,83	0,63	2,79	1,05	0,19	2,79
Углеродистые микрокварциты	5	4,41	79,35	0,21	2,99	0,86	2,19	0,08	1,66	2,68	0,25	0,63	3,08	0,13	0,58
Карбонатно-углеродистые метасоматические породы	2	3,42	26,13	0,21	2,83	1,61	2,45	0,22	13,7	18,8	0,65	0,35	29,38	0,25	0,14

Таблица 2

Баланс компонент при карбонатно-сульфидно-углеродистом метасоматозе алевропелитовых пород Маржанбулакского рудного поля, %

Компонента	Среднеуглеродистые алевропелиты	Обильноуглеродистые плотные милониты	Обильноуглеродистые сажистые милониты	Углеродистые микрокварциты	Карбонатно-углеродистые породы
C _{орг}	+1,89	+5,18	+8,77	+4,10	+3,11
SiO ₂	-1,6	-11,2	+2,13	+20,75	-32,47
TiO ₂	-0,15	-0,23	-0,32	-0,76	-0,76
Al ₂ O ₃	-0,9	-4,1	-6,0	-15,90	-16,07
Fe ₂ O ₃	+1,29	+2,25	+2,75	-0,24	+0,51
FeO	-1,87	-4,09	-5,82	-3,91	-3,65
MnO	+0,02	+0,15	-0,04	+0,01	+0,15
MgO	+0,24	+2,06	-1,72	-1,35	+10,69
CaO	+0,83	+3,98	+0,74	+2,59	+18,71
Na ₂ O	-0,15	+0,02	-0,48	-0,86	-0,46
K ₂ O	-0,24	-0,61	-0,75	-2,91	-3,19
CO ₂	+1,05	+5,93	+0,61	+2,64	+28,94
P ₂ O ₅	+0,01	+0,04	+0,06	—	+0,12
S _{с-д}	+0,83	+2,07	+2,79	+0,58	+0,14

Плюс перед цифрой — привнос, минус — вынос данного компонента.

метасоматитов почти не содержат никеля и кобальта, тогда как в ранних пиритах восстановленной кристаллизации изоморфная примесь данных металлов всегда значительна.

Все другие металлы накапливаются в метасоматитах, образованных водно-углекислыми растворами. По сравнению с высокоуглеродистыми метасоматитами содержания в них меди, цинка, свинца, увеличиваются в 5—10 раз, а вольфрама, сурьмы, мышьяка, серебра и золота — в 10 раз и более.

Процесс концентрации металлов из водноуглекислых щелочных растворов отчетливо выражен и минералогически. В поздних метасоматитах многократно укрупняются минеральные зерна и меняется их форма. По количеству преобладают эвгедральные пириты и сфалериты размером от 0,1 до 1 мм. Каждый из них представляют как бы основу двух последовательно сменяющихся друг друга ассоциаций: пирит-арсенопиритовой и полисульфидной. В раннем арсенопирите сосредоточена основная масса золота, встреченного в рудных минералах. Оно образует тончайшие просечки, точечные и округлые выделения. Очень часто, но в меньшем количестве встречается золото и в мышьяковых пиритах. Характерным является «ситовидное» строе-

ние пиритов, обусловленное наличием в зернах мельчайших включений серицита, кварца и других нерудных минералов. Со сфалеритом ассоциируют близкоодновременные и более поздние галенит, халькопирит, сурьмяно-серебряные блеклые руды. В целом относительно равномерная тончайшая дисперсия ранних сульфидов, свойственная углеродистым метасоматитам, в послеевгедрационном этапе сменяется неравномерно распределенными вкраплениями, сростками, скоплениями зерен и даже прожилками сульфидов. Количество золотоносных сульфидов заметно возрастает в серицит-кварцевых и кварц-карбонатных метасоматитах.

Обращает на себя внимание специфическое поведение золота (частично и серебра) в ряду всех рассмотренных металлов: степень концентрации золота необычайно высока в стадию углеродистого метасоматоза и примерно одинакова с другими металлами в стадию гидролиза пород и прожилкообразования. Из этого следует вывод, что стадия углеродистого метасоматоза является важнейшим подготовительным звеном в процессе формирования месторождений золота в дислоцированных углеродистых терригенных породах. Эта же стадия определяет ши-

Таблица 3

Степень концентрации металлов при нарастании интенсивности графитизации алевропелитовых пород

Металл	Кларки глинистых пород, г/т		Средние содержания, г/т (числитель) и коэффициент концентрации (знаменатель)		
	По А. П. Винограду, 1962 г.	По Турекяну и Велеполо, 1961 г.	Слабоуглеродистые породы, $C_{\text{тв}} < 0,5\%$	Среднеуглеродистые породы, $C_{\text{тв}} 1-2\%$	Обильноуглеродистые породы, $C_{\text{тв}} > 2-3\%$
Co	20	19	15	15	60
Ni	95	68	45	80	200
Mo	2	26	5	10	55
Bi	0,01	—	0,3	1,2	0,3
W	2	1,8	10	10	5
Cu	57	45	65	65	125
Zn	80	95	60	200	400
Pb	20	20	40	40	80
As	6,6	1,3	20	30	125
Sb	2	1,4	5	5	30
Ag	0,1	0,07	0,5	0,5	5
Au	0,001	0,00n	0,02	0,12	0,12

рокое развитие в них геохимических аномалий многих металлов, в особенности золота, мышьяка и сурьмы. Обобщение региональных материалов показало, что данный вывод несомненно имеет общий характер для углеродистых «черносланцевых формаций» и объясняет закономерную приуроченность к ним специфических золоторудных месторождений вкрапленно-прожилкового типа.

Таблица 4

Поведение металлов при формировании кварцевых штокверков в зонах углеродистых алевропелитовых пород

Металл	Средние содержания, г/т		Изменение содержания в раз
	Зона углеродистых пород, стадия 2	Кварцевые штокверки и метасоматиты, стадия 3	
Co	60	10	-5*
Ni	200	45	-4
Mo	55	—	-2
Bi	0,3	0,15	+10
W	5	60	+5
Cu	125	600	+2
Zn	550	900	+10
Pb	80	1000	+8
As	125	1000	+15
Sb	30	520	+10
Ag	5	60	+20
Au	0,12	3	

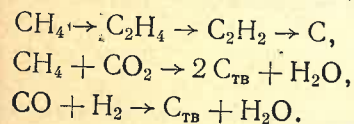
* Знак плюс — увеличение, минус — уменьшение содержания.

Поведение УВ и сопутствующих металлов в метапелитах при низких и высоких ступенях метаморфизма требует специального рассмотрения. Здесь мы ограничимся лишь кратким замечанием, что при наложении прогрессивного метаморфизма на углеродистые тектониты наблюдается превращение их в узловатые мелкокристаллические, затем в двуслюдяные кристаллические сланцы и парагнейсы. При этом происходит прогрессирующее, хотя и неполное окисление рассеянных УВ (до 80 % и более), сопровождающееся появлением локальных гнездовых и сетчатых скоплений графита поздних генераций и наложенной карбонатизации. Золото и некоторые другие металлы из областей такого высокотемпературного метаморфизма выносятся и переотлагаются вверх по восстанию структур на фронте его затухания. Петрографически этот фронт в черных углеродистых филлитах выражен в форме рассеянной и неинтенсивной флогопитизации, мусковитизации и сопутствующей повторной их сульфидизации.

Не исключено, что значительная часть углерода, окисляющегося в области высокотемпературного метаморфизма, мигрирует в верхние части

структур и повторно отлагается в виде поздних генераций графита в обильноуглеродистых катаклазитах и милонитах, где преобладают восстановительные условия. Однако для количественной оценки масштабов возможного экстрагирования и переотложения углеводородов при метаморфизме пород данных пока недостаточно.

В заключение рассмотрим вопрос о физико-химических условиях кристаллизации углерода из газовых смесей и сопоставим эти условия с описанной выше обстановкой массового отложения его в зонах тектонитов. Для сложных газовых смесей, состоящих из CO , CO_2 , CH_4 , H_2 , H_2O , изучены соотношения значений фугитивности газов, равновесных с графитом при 0,1 и 1000 МПа в зависимости от температуры (от 200° до 1300 °С) и давления кислорода [11]. Экспериментально хорошо исследованы условия кристаллизации графита из углеводородных газов на различных катализаторах [14]. Детально разработаны вопросы теории и практики получения графита из газовых смесей в заводских условиях [3, 4]. Все эти данные свидетельствуют, что УВ могут образовываться из газовых смесей в широком диапазоне температур и многими путями: при поликонденсации (уплотнении) углеводородных газов на катализаторах, взаимодействии метана с углекислотой или окиси углерода с водородом, окислении угарного газа до двуокиси углерода и т. д.



Все реакции получения УВ из газов ведут к возрастанию степени окисленности газовых смесей, которая определяется отношением содержания кислорода в реальных газах к его максимально возможному содержанию в смеси при окислении всех газов до H_2O и CO_2 . Поэтому побочными продуктами графитообразования являются вода и углекислота. Если газы окисляются быстро, полностью превращаясь в водно-углекислый флюид, $\text{C}_{\text{тв}}$ не выпадает. Графит выпадает из газовых смесей при условии не слишком быстрого окисления, когда наряду

с образующейся водой и углекислотой в системе еще присутствует некоторое количество неокисленных CO и H_2 . Ниже приведены парциальные давления, в МПа, компонент газовой смеси, равновесной с $\text{C}_{\text{тв}}$, при разных температурах (по А. П. Руденко и др.):

T, °C	CO	CO ₂	H ₂	H ₂ O	CH ₄
427	0,011	0,08	0,003	0,02	0
927	0,078	0,001	0,019	0	0

Отложение поликристаллического графита из углеводородных газов на катализаторах из силикагеля начинается при 200—250 °С и может продолжаться до 1000 °С [14]. В заводской практике графитообразование идет более интенсивно в смеси углеводородных газов с углекислотой при температурах ниже 500 °С [4].

Из сказанного следует, что в природных условиях УВ могут отлагаться в алюмосиликатных породах с подходящими каталитическими свойствами при инфильтрации восстановленных углеродистых газов, имеющих выше температуру более 200 °С. Описанная выше приуроченность массового отложения УВ к тектоническим зонам свидетельствует о том, что эти зоны на раннороженном этапе развития региона служили каналами для потоков интрателлурических восстановленных флюидов. Отложение УВ происходило преимущественно в условиях средне- и низкотемпературных фаций метаморфизма вследствие постепенного охлаждения флюидов и их окисления при взаимодействии с алюмосиликатными породами, особенно в катаклазитах и бластомилонитах, т. е. породах с большой каталитической емкостью. Высокая рассеянная металлоносность тектонитов генетически тесно связана с эндогенной их графитизацией.

Инверсия восстановленных флюидов в окисленные с учетом физико-химических данных по условиям кристаллизации графита также представляется явлением закономерным: она наступает при массовом отложении УВ и накоплении в системе воды и углекислоты.

Авторы отдают себе отчет в том, что рассматриваемая проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности метаморфизованных

терригенных пород сложна, многоплатна и во многом еще не разработана. Остаются, в частности, почти не изученными такие вопросы, как природа фоновой углеродистости слабо- и умеренно дислоцированных терригенных и карбонатных пород, возможность газификации биогенного углерода при высокотемпературном метаморфизме и участия его, наряду с ювенильными углеводородами, в процессах метасоматоза, и многие другие. Тем не менее выявленные факты и закономерности должны учитываться при дальнейших исследованиях рудных районов с широким развитием углеродистых терригенных пород, так как они имеют прямое отношение к решению прогнозно-металлогенических задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амагов С. Строение и рудоносность отложений черносланцевой формации кембрия Алайского хребта. — Проблемы осадочной геологии докембрия, 1981, вып. 7, кн. 1, с. 119—124.
2. Бурак В. А. Метаморфогенное рудообразование и проблемы рудного золота. — В кн.: Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975, с. 53—69.
3. Бондаренко Б. И. Восстановление окислов металлов в сложных газовых системах. Киев, Наукова думка, 1980.
4. Волинский А. В., Целевич А. А. Паровая и парауглекислая конверсия нефтезаводских газов. — В кн.: Научные основы атактической конверсии углеводородов. Киев, 1977, с. 250—260.
5. Джумалиев Т. Д. Формационные особенности и перспективы рудоносности верхнепротерозойских углеродистых отложений Северного Тянь-Шаня. — Проблемы осадоч-

- ной геологии докембрия, 1981, вып. 7, кн. 1, с. 124—129.
6. Иванкин П. Ф., Иншин П. В. О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезе. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 35—46.
7. Иванкин П. Ф., Цой Р. В., Гурейкин Н. Я. Типизация золоторудных полей в углеродисто-терригенной толще. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 43—48.
8. Коган В. С. Углеродосодержащие формации Алдано-Станового региона и их рудоносность. — Проблемы осадочной геологии докембрия, 1981, вып. 7, кн. 1, с. 101—104.
9. К минералогии углерода золоторудных месторождений Западного Узбекистана (графиты и антракосолиты) Г. М. Чеботарев, Б. Б. Василевский, Г. Г. Чеботарева и др. — Узб. геол. журнал, 1979, № 3, с. 44—52.
10. Летников Ф. А., Шкондрой Б. О. Флюидный режим метаморфизма. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 79—86.
11. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Тр. I Междунар. геохим. конгр. Т. 1, кн. 1. М., 1972, с. 3—14.
12. Некоторые методические вопросы изучения рассеянного углеродистого вещества (на примере продуктивной толщи печенской серии) М. Н. Годлевский, С. О. Фирсова, Е. С. Заскинд, О. А. Иванова. — Зап. ВМО, 1981, ч. ХС, вып. 1, с. 48—58.
13. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975.
14. Руденко А. П., Кулакова И. И., Курганова С. Я. Механизм полимолекулярной дегидрогенизации и углеобразования при превращениях метана и его гомологов на гетерогенных катализаторах. — В кн.: Научные основы каталитической конверсии углеводородов. Киев, 1977, с. 164—178.
15. Созинов Н. А. О процессах рудообразования в формациях углеродистых сланцев. — В кн.: Всесоюз. совещание по геохимии углерода. М., 1981, с. 114—119.

чения земной коры среднечастотной сейсморазведкой МОВ с фиксированием докритических отражений по столь длинной трассе, позволивший с большей достоверностью и детальностью получать сейсмоотражающие элементы с глубин от 5 до 30 км и глубже, чем при методах глубинного сейсмического зондирования, при которых лишь в отдельных случаях изучались отраженные волны (в основном закритические отражения) [5, 10].

Работы осуществлялись по системе непрерывного профилирования из центрального пункта взрыва при длине расстановки 2350 м, шаге между группами (11 приборов на базе 50 м) сейсмоприемников в 25 м и с использованием взрывных источников возбуждения колебаний. Наблюдения проводились спаренными сеймостанциями «Поиск-1-48-МОВ», времена приема сейсмических колебаний 12—24 с. Все это позволило зафиксировать сейсмоотражающие элементы с глубин 25—30 км, а на отдельных участках — до 45—50 км.

Для детализации волнового поля, отсеивания боковых отражений, создающих ложный рисунок, и получения информации о пространственном положении отражающих границ выполнены крестовые профили в среднем через 5 км. Кроме того, изучена скоростная характеристика верхней части земной коры в пределах основных структур с помощью удлинённых систем (длина годографа 7 км). За основу изменения скорости для глубин выше 2 км условно взяты данные по ранее выполненным в регионе профилям ГСЗ. Как показали экспериментальные работы и статистические наблюдения, глубинные обменные и поперечные волны отсутствуют, т. е. изучаемые волны с уверенностью отнесены к продольным отраженным.

Высокая эффективность метода для изучения глубинной структуры складчатых областей показана на примере работ по Чу-Илийскому поясу [11], где Илийской геофизической экспедицией впервые использован МОВ с 12-секундной длительностью записи сейсмических колебаний в комплексе с ГСЗ.

Принципы интерпретации сейсмоотражающих элементов и общая модель



Рис. 1. Размещение профиля Балхаш — Алтай относительно основных структур Восточного Казахстана

коры. На основе результатов качественной интерпретации сейсмического разреза с учетом кажущихся скоростей и энергетической выразительности фиксируемых отраженных волн, а также пространственного положения отражающих границ выделены следующие группы сейсмоотражающих элементов.

1. Субгоризонтальные и пологонаклонные границы, обусловленные литолого-петрографической неоднородностью слабодислоцированных вулканогенно-осадочных толщ. Принципы интерпретации этих границ известны из многочисленных работ по сейсморазведке в платформенных областях. Отметим лишь, что в связи со структурно-вещественной неоднородностью палеозойских толщ непрерывное прослеживание сейсмоотражающих горизонтов крайне затруднено, а зачастую и невозможно.

2. Крутопадающие границы, связанные с крупными зонами тектонических нарушений, фиксируются длительными цугами сложных колебаний с прерывистой фазовой корреляцией и выражены системой субпараллельных коротких отражающих площадок со скачкообразно меняющимися отражающими свойствами геофизической среды в этой системе, указывающими на ее гетерогенность. Примером может служить Тюлькуламский антиклинарий (южный фланг профиля), где сле-



ГЕОФИЗИКА

УДК 551.243 : 550.834.5 (574.4)

Т. А. АКИШЕВ, А. А. КЛИМОВ, Ю. Г. ШМАКОВ (ПГО «Казгеофизика»)

Строение земной коры Восточного Казахстана по данным сейсморазведки МОВ

Для изучения глубинного строения территории пройден региональный сейсморазведочный профиль Балхаш — Алтай (рис. 1). Основой геофизического комплекса работ по нему

явился метод отраженных волн, модифицированный для исследования глубинных уровней земной коры складчатых областей. Это первый в Советском Союзе опыт регионального изу-

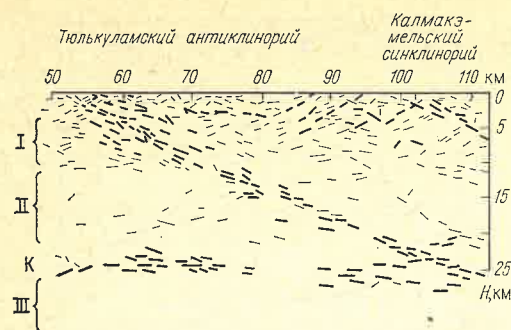


Рис. 2. Сейсмический разрез южной части профиля Балхаш — Алтай

I — стратифицированный допалеозойский фундамент, II — «диоритовый» слой, III — «базальтовый» слой; хорошо динамически выраженные отражающие площадки выделены толстыми линиями

дится цуг сложных колебаний в диапазоне времени регистрации от 0 до 10 с, который связан с надвиговой тектонической зоной (рис. 2).

Субвертикальные тектонические зоны выделены по резкой смене характера и направления линеаризации сейсмоотражающих элементов. Кроме того, в области первых вступлений здесь фиксируются серии волн со специфическим веерообразным рисунком. На сейсмическом разрезе это пересечения отражающих площадок.

3. Наклонные границы, определяющие контакты интрузивных массивов и литолого-петрографические неоднородности дислоцированных метаморфических толщ, регистрируются значительно хуже. Это вызвано низкой скоростной дифференциацией пород на больших глубинах, сложной конфигурацией и невыдержанностью отражающих поверхностей, приводящих к рассеянию энергии отражений. Интенсивно дислоцированные толщ (метаморфический фундамент) в разрезе разделены на блоки по преобладающей ориентировке отражающих площадок (метод штрихового поля). Интрузивные массивы оконтуривались по границам областей резко пониженной плотности отражающих площадок и по количественным гравиметрическим расчетам.

4. Субгоризонтальные глубинные границы, разделяющие крупные структурно-вещественные комплексы, фиксируются в виде волновых пакетов, построенных из множества кулисообразно расположенных протяженных

(до 5 км) осей синфазности. Длительность записи такого пакета находится в пределах 1—2 с. На сейсмическом разрезе описываемые границы выражены субпараллельными сериями сближенных динамически хорошо выраженных площадок. Рассматриваемые глубинные границы не являются сейсмоотражающими горизонтами в полном смысле и носят в силу своей фрагментарности условный характер.

Для построения геолого-геофизического разреза в качестве петрологической основы принята метаморфическая модель земной коры [4, 6, 7]. Представления о вещественном составе глубинных слоев основаны на обобщении материалов по метаморфическим комплексам Казахстана [14] с привлечением данных о составе фундамента по ксенолитам и блокам метаморфических пород в зонах смятия, меланжа. Сейсмический разрез явился основой, структурным скелетом геологического разреза; анализ потенциальных полей использовался в определении границ тектонических структур, слоев земной коры (при интерполяции сейсмических границ). Одними из принципов интерпретации волнового поля явились положения о разной степени гомогенности и реологических свойствах геологической среды и упрощении модели структурных форм в зависимости от глубинности [15]. При оценке ранговости и возрастных взаимоотношений разрывных нарушений, помимо анализа общего плана крутопадающих и наклонных границ с обязательной идентификацией их на геологической карте, учитывались качественная сейсмическая характеристика этих границ (динамическая выразительность, пространственное положение) и контрастность петрофизических свойств граничных блоков, обуславливающая энергию отражений. В общем случае молодые (или долгоживущие) тектонические нарушения наиболее выразительны на сейсмическом разрезе. В результате совместного анализа геологического материала по региону и полученного глубинного разреза сделаны некоторые предположения о направлении тектонических движений.

По характеру сейсмического поля выделены уровни земной коры, отве-

чающие структурно-вещественным комплексам, сопоставимым с геофизическими слоями. Границы их в большинстве случаев проведены по высокоградиентным зонам, фиксируемым сгущением сейсмоотражающих элементов, и с учетом региональной составляющей гравитационного поля.

Палеозойский надкомплекс (верхняя часть коры) расчленен на каледонский и герцинский структурные этажи, сложенные вулканогенно-осадочными и интрузивными формациями и отличается большой неоднородностью и низкой пластичностью геологического вещества, что отразилось в сложном характере и высокой плотности сейсмоотражающих элементов. На фон разноориентированных коротких площадок наложены наклонные субпараллельные серии площадок, фиксирующие тектонические зоны. В области развития слабодислоцированных толщ (чехол срединного массива в Калмакэмьском синклинии) преобладают субгоризонтальные протяженные площадки, определяющие границы структурных подэтажей или нижние кромки межформационных плитообразных интрузивных тел.

Стратифицированный допалеозойский фундамент сложен метаморфическими протерозойскими породами, характеризующимися умеренной неоднородностью и повышенной пластичностью. Поэтому структурные формы здесь более крупные и простые, преобладает гравитационный тип складчатости [9]. Широко проявлены тектонические зоны повышенного пластического течения вещества — глубинные линеаменты, которые в верхней части коры переходят в зоны региональных разломов.

Граница фундамента и палеозойского надкомплекса определена по смене характера сейсмического поля, а также в большинстве случаев хорошо динамически выраженными наклонными отражающими площадками и является в основном тектонической. Сейсмическое поле допалеозойского фундамента отличается упорядоченностью и меньшей плотностью отражающих элементов, их линеаризацией в более крупных блоках по сравнению с верхней частью коры. Преобладают крутопадающие площадки, которые в зонах

линеаментов, разделяющих блоки, образуют субпараллельные серии.

«Дiorитовый» слой — гомогенизированные в результате глубокого и неоднократного метаморфизма и гранитизации гнейсы и мигматиты, являющиеся в орогенные этапы областью генерации коровых магм [14]. Этот уровень отличается наибольшей степенью гомогенизации вещества в коре. Следовательно, плотность сейсмоотражающих элементов здесь резко падает (см. рис. 2): очень мало динамически выраженных отражающих площадок. Большая часть крутонаклонных серий отражающих элементов, соответствующих глубинным линеаментам, в этом слое не прослеживается (нередко выполаживаются по условной поверхности слоя), за исключением наиболее крупных, долгоживущих.

Стратифицированный допалеозойский фундамент и «диоритовый» слой по геологическим особенностям и физическим полям отвечают верхней и нижней частям геофизического «гранитного» слоя.

«Базальтовый» слой сложен гранулит-базитовыми породами [6, 7]. По-видимому, геологическое вещество здесь достаточно пластично и образует простые плоскопараллельные структуры [15], что фиксируется продолжительными субгоризонтальными отражающими площадками, плотность которых увеличивается в верхней части слоя вплоть до фрагментарного образования глубинной границы (волновые пакеты на временном разрезе). Она отождествляется с границей К, указывает на резкую неоднородность геологической среды и понимается нами как нижняя граница развития корового магмаобразования. Описываемая граница следует не на всех участках профиля, где проведена условно по данным гравиразведки. По-видимому, в стабильных блоках срединных массивов (Калмакэмьский синклинирий) происходила нивелировка крупных неоднородностей коры.

Данные о границе М получены на двух участках (при 24-секундной записи) в Жарма-Саурском поясе. Здесь на глубине 37—43 км отмечена зона резкого повышения неоднородности среды, что выразилось в образовании

мощных волновых пакетов. Указанные глубины согласуются с данными МОВЗ [3].

Строение земной коры вдоль линии профиля. В основу понимания геологического строения изучаемого сегмента земной коры, включающего центральные части Джунгаро-Балхашской (Северо-Прибалхашский мегасинклинорий), Чингиз-Тарбагатайской и Жарма-Саурской складчатых систем, нами положена концепция циклического и направленного развития тектоносферы, развиваемая в работах В. И. Смирнова, В. В. Белоусова, Г. П. Тамразяна, а для Казахских палеозоидов — Г. Н. Щербой [12]. Геологическая история развития регионов рассматривается как тектоно-магматические циклы, в которых выделены формации ранней («геосинклинальной»), средней (инверсионной) и поздней (орогенной) стадий. На уровне циклов формации объединены в структурные этажи, а на уровне стадий — в подэтажи. При построении геолого-геофизического разреза (рис. 3) использованы геологическая карта Казахстана (1976—1981 гг.) и региональные обобщения последних лет [1, 2, 13].

В пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы профилем пересечены каледонские линейные структуры с реликтами офиолитов Тюлькуламского* антиклинория и каркасный блок Калмакэмельского синклинория (срединого массива), активизированного герцинским орогенным вулканизмом. Разделяющая указанные структуры Музбельская зона смятия представлена субширотной системой узких тектонических блоков и клиньев северного падения с увеличенной мощностью герцинского этажа за счет развития в его основании инициальной порфировой формации.

Наиболее отчетливо в волновом поле регистрируются в виде глубинных линейментов до «базальтового» слоя и глубже элементы, созданные геодинамическими режимами инверсионных стадий, — полобопадающие надвиговые зоны. В каледонском цикле Тюлькуламского антиклинория преобладала

меридиональная ориентировка сжимающих усилий при южном направлении надвигания блоков. Для герцинского цикла отмечено северо-восточное надвигание при амплитудах, не превышавших первые километры по каждому разлому.

Музбельская зона — граница каледонских палеорифтовых структур и континентального блока (в котором не было существенных деструктивных процессов в фанерозое), — это бывшая область раннегерцинского «геосинклинального» трога на каледонском складчатом основании. В раннекеммерийское время по ней, по-видимому, наследуя каледонские и раннегерцинские ослабленные зоны, в юго-западном направлении гранитизированный блок Калмакэмельского синклинория надвигался на каледониды Тюлькуламского антиклинория. Сбросо-сдвиговые движения по субвертикальным глубинным разломам (Жамбасскому, Алакольско-Джунгарскому, Тассуйскому) были более поздними.

Чингиз - Тарбагатайская складчатая система на юго-западе включает Предчингизскую переходную зону, имеющую общие со структурами Чингиза каледонский этаж и план тектонических деформаций. Каледонский этаж здесь состоит из надвиговых пластин северо-западного падения нередко (в зоне Чубартауского надвига, оперяющего Балкыбекский офиолитовый пояс) с офиолитами в основании. В герцинском этаже раннегеосинклинальная морская андезитобазальтовая формация фиксирует раннегерцинский трог, частично наследовавший каледонскую палеорифтовую зону.

Далее к северо-востоку расположен Западно-Чингизский мегантиклинорий, отделенный от Предчингизья молодым (или омоложенным) Балхаш-Чингизским разломом, по сейсмическим данным, возможно, переходящим в пологий надвиг на глубину. Юго-западный борт и осевая часть мегантиклинория построены из надвиговых пластин северо-восточного падения с раннекаледонскими офиолитовыми толщами в их основании. Эти толщи, обнажающиеся в виде реликтов нескольких офиолитовых поясов (Балкыбекского, Акчатауского и др.), слагали основа-

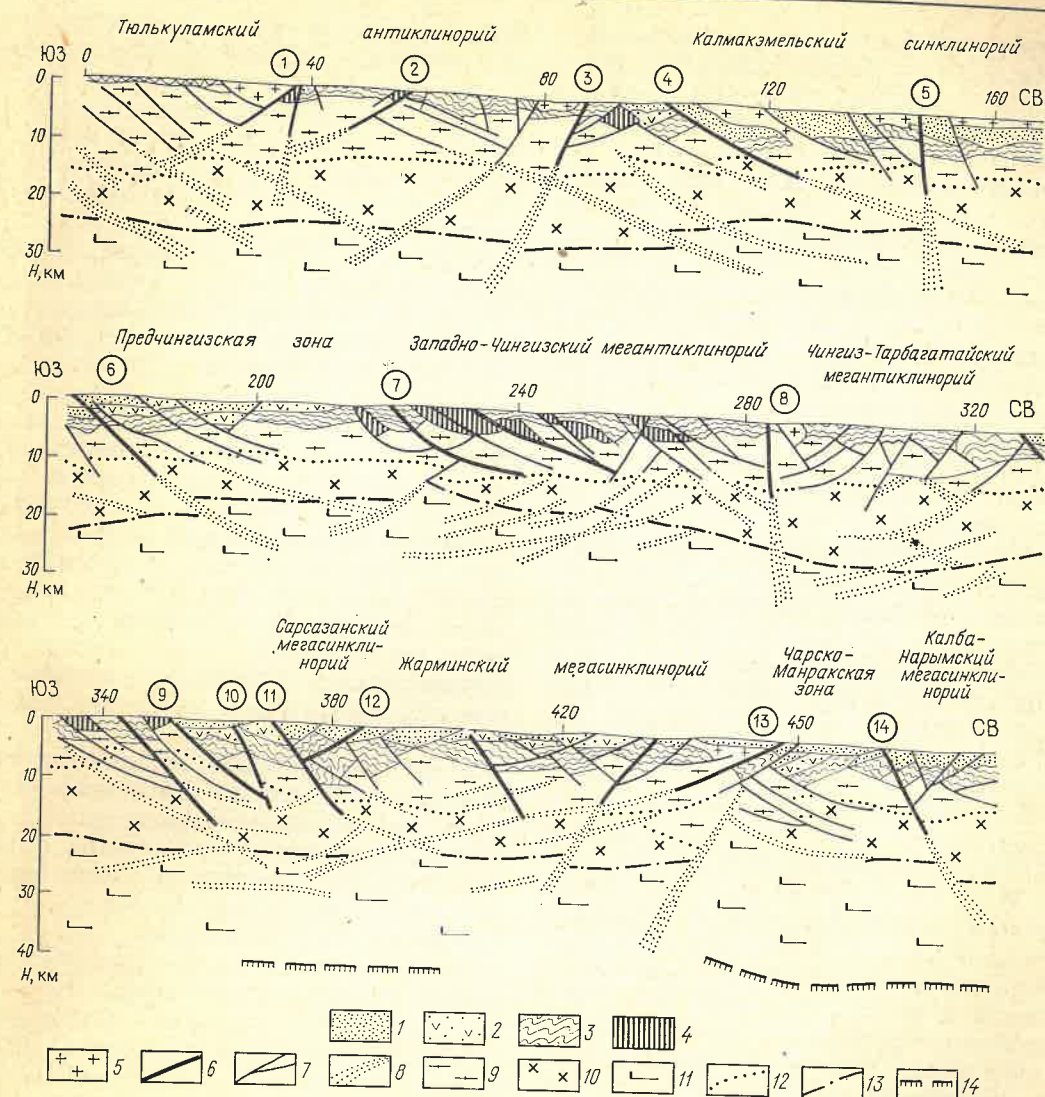


Рис. 3. Разрез земной коры по профилю Балхаш — Алтай.

1 — герцинский структурный этаж, 2 — герцинские инициальные порфировые формации; 3 — каледонский структурный этаж; 4 — каледонские офиолитовые (спилито-диабазовые) формации; 5 — гранитидные массивы; 6 — региональные разломы (цифры в кружках: 1 — Жамбасский, 2 — Тюлькуламский, 3 — Алакольско-Джунгарский, 4 — Музбельский, 5 — Тассуйский, 6 — Кызылтасский, 7 — Балхаш-Чин-

гизский, 8 — Главный Чингизский, 9 — Западно-Ащисуйский, 10 — Калба-Чингизский, 11 — Ащисуйский, 12 — Жарминский, 13 — Чарский, 14 — Западно-Калбинский); 7 — прочие разломы; 8 — зоны глубинных линейментов; 9 — стратифицированный допалеозойский фундамент; 10 — «диоритовый» слой; 11 — «базальтовый» слой; 12 — условная поверхность «диоритового» слоя; 13 — граница К, 14 — граница М.

новании надвиговых пластин каледонского этажа — офиолитовый комплекс), ограничивающей Чингиз-Тарбагатайскую систему. Главный Чингизский разлом — это вертикальный глубинный сдвиг, в изучаемом пересечении, возможно, образованный позднегерцинскими движениями. Разлом заложился по фрагментам ослабленных зон раннекаледонской рифтовой системы и подновлялся (по данным космо-

фотоматериалов в альпийское время). Калба-Чингизский разлом, считавшийся границей каледонид Чингиз-Тарбагатайской и герцинид Жарма-Саурской систем, в описываемом пересечении — геологически незначительный и слабо проявленный в геофизических полях раннегерцинский взброс. По-видимому, он не является однозначной границей указанных структур. Их разделяет переходная тектоническая зона, ограниченная Западно-Ащисуйским и Ащисуйским разломами и характеризующаяся развитием девонской базальт-липаритовой формации, совмещающей черты каледонского орогена и раннегеосинклинальных герцинид.

Тектонический рисунок Чингиз-Тарбагатайских структур определяется сочетанием более ранних пологопадающих ($30-40^\circ$) на юго-запад глубинных линейментов, концентрирующихся под офиолитовыми поясами и поздних надвигов противоположного направления и меньшей глубинности, «срезающих» первые. Лишь в северо-восточном борту складчатого пояса герцинские движения наследовали юго-западные каледонские.

Жарма-Саурская складчатая система — это герцинская структура на каледонском складчатом основании. Юго-западный ее борт слагает Сарсазанский мегасинклинарий — раннегерцинский «геосинклинальный» трог, заполненный морскими вулканогенно-терригенными формациями ранней стадии (с базальтоидным профилем вулканизма). Мощность герцинского этажа здесь достигает 5 км. Каледонский этаж состоит из пластин и блоков северо-восточного падения; для герцинского этажа характерно противоположное падение надвиговых структур. По гравитационным данным можно предполагать развитие офиолитовых толщ в основании каледонского этажа мегасинклинория, т. е. герцинский трог унаследовал каледонскую палеорифтовую структуру. Общая мощность палеозойского надкомплекса составляет около 10 км.

К северо-востоку от Жарминского надвига расположен Жарминский мегасинклинорий, построенный из вытянутых в северо-западном направлении блоков и пластин, образованных соче-

танием надвигов северо-восточного и юго-западного падений. В осевой части мегасинклинория в основании герцинского этажа распространена инициальная порфиритовая (диабаз-андезитовая) формация, площадь развития которой (под покровом нижнекаменноугольных терригенных толщ оконтурена по данным гравиразведки) определяет реликты раннегерцинского «геосинклинального» трога. Мощность всего палеозойского надкомплекса здесь 7—8 км. Наличие протрузивных ультрамафитов в зонах Акжальского и Байгузин-Булакского разломов позволило предположить, что герцинский трог заложен по ослабленной шовной структуре реликтов каледонского рифта. По мощной глубинной надвиговой зоне Чарского разлома Жарминские структуры в северо-восточном направлении надвинуты на Чарско-Манракскую тектоническую зону — долгоживущую шовную структуру, разделяющую Жарма-Саурский и Южно-Алтайский пояса.

В составе Чарского полимиктового меланжа [13], помимо ультрамафитов и габброидов, присутствуют тектонические отторженцы «базальтового» слоя (эклогитоподобные породы), сцементированные глаукофан-сланцевыми метаморфитами (индикаторами сильного стресса), условно нижнепалеозойские кремнисто-спилит-диабазовые (офиолитового типа) породы, силурийская терригенная моласса и раннегерцинские инициальные кремнисто-карбонатно-диабазовые толщ. Вероятно, на древнем амфиболито-сланцевом фундаменте в виде пологопадающих на юго-запад надвиговых пластин залегает каледонский этаж с офиолитовыми толщами в основании. Верхние части этих пластин, осложненные еще более пологими нарушениями и мелкими взбросами, слагают раннегерцинские инициальные порфиры, перекрытые слабодислоцированным чехлом нижне-среднекаменноугольной молассы. По Чарскому профилю, пройденному в 100 км юго-восточнее основного, надвиговые движения, преобразованные в верхней части коры во взбросовые, были настолько интенсивны, что на современном срезе меланжевой зоны широко развиты каледонские офиолиты с ультрамафитами, содержащие

метаморфиты «базальтового» слоя переработанные синекинематическим метаморфизмом.

Анализ тектонического строения Чарско-Манракской зоны позволил предположить, что на ранней стадии каледонского цикла существовала рифтовая зона, выполненная офиолитовой формацией. Об этом свидетельствует сокращенная мощность коры и, в особенности, «гранитного» слоя. Глубинные линейменты пологого северо-восточного падения, вероятно, фиксируют каледонские инверсионные движения, явившиеся первым этапом формирования Чарского меланжа. В раннюю стадию герцинского цикла (девон) по каледонской шовной зоне вновь происходило рифтообразование, завершившееся в инверсионную стадию (нижний карбон) северо-восточными надвиговыми движениями, отмеченными второй этап меланжа, когда заложилась система Чарского глубинного линеймента, подновлявшаяся в киммерийское время. На юго-восточном фланге зоны (в Чарском пересечении) на границе нижнего и среднего карбона предполагается еще один этап надвиговых дислокаций, но уже юго-западного направления.

Данные о строении глубинных уровней коры позволили сделать некоторые выводы.

1. Литосфера описываемой части палеозоид Восточного Казахстана имеет сложное строение, обусловленное сочетанием пологопадающих ($30-50^\circ$) и субвертикальных тектонических элементов. Пологопадающие элементы контролируют реликты офиолитовых поясов — надвиговых структур сжатия литосферы, возникших на месте рифтовых зон, заложившихся на континентальной коре.

В зависимости от ранговости уровни выполаживания наклонных линейментов приурочены к различным границам глубинных слоев коры. Следовательно, горизонтальные движения блоков происходили по многим поверхностям, приуроченным к высокоградиентным зонам, разделяющим структурно-вещественные комплексы литосферы. Чем больше ранг структуры, тем более глубинная граница являлась поверхностью перемещения.

2. Глубинными исследованиями подтверждено существование в Казахстане палеозоидах двух типов геотектонических структур [12]: складчатых поясов (Чингиз-Тарбагатайский, Жарма-Саурский) и каркасных геоблоков (Прибалхашский). Складчатые пояса — области интенсивной полициклической деструкции литосферы, которые фиксируются в волновом поле четко выраженными глубинными границами, сложной наклонно-блоковой тектоникой, в отличие от каркасных стабильных геоблоков — срединных массивов, где отсутствие крупных деструкций в фанерозое привело к нивелировке неоднородностей в литосфере. Сейсмическое поле таких блоков характеризуется отсутствием высокоградиентных зон, преобладает вертикальный (клавишно-блоковый) стиль тектонических движений.

3. В пределах складчатых поясов по геотектоническому режиму выделены два типа блоков. Палеорифтовые соответствуют реликтам каледонских палеорифтовых зон, подвергшихся в инверсионную стадию интенсивным надвиговым дислокациям. Эти блоки имеют офиолитовые пояса, отмечаются колебаниями мощности «гранитного» слоя, в основном за счет редукции «диоритового», и слабым развитием корового магматизма. Сейсмические данные указывают на специфическое строение, отвечающее структуре надвигания тектонической пластины на жесткий блок, что близко к схеме развития офиолитовых поясов как внутриконтинентальных структур, разработанной Е. И. Паталаха и В. А. Белым [8]. Нередко унаследование герцинскими трогами (еще более «континентальными» рифтами, чем каледонские) реликтов каледонских рифтовых зон. Такие полициклические швы, разделяющие геоблоки и складчатые пояса, отличаются весьма сложным тектоническим рисунком, большой глубиной нарушений, иногда структурами меланжа.

Континентальные блоки — межрифтовые осколки срединных массивов, в развитии которых деструкция на ранних стадиях ограничена, но активно проявлены орогенные процессы. Блокам свойственны повышенная мощность «гранитного» слоя и сокращен-

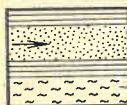
ная — палеозойского надкомплекса, интенсивная гранитизация структур, преобладание субвертикальных разломов.

4. В Жарма-Саурском складчатом поясе преобладают палеорифтовые блоки, а редкие осколки континентальных блоков слабо гранитизированы, что обусловило общую пониженную мощность коры с редуцированным «гранитным» слоем и слабую коровую магматизацию складчатого пояса по сравнению с окружающими структурами. Все это указывает на мощное рифтообразование на ранних стадиях тектонических циклов этого пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А. Геология Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1981.
2. Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, Наука, 1971.
3. Булин Н. К. Глубинное строение юго-западного Алтая по сейсмологическим данным. — Сов. геология, 1969, № 4, с. 27—33.
4. Витте Л. В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск, Наука, 1981.

5. Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977.
6. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980.
7. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.
8. Паталаха Е. И., Белый В. А. Офиолиты и тектоника Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана, Алма-Ата, Наука, 1981.
9. Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстана). Алма-Ата, Наука, 1974.
10. Хрычев Б. А., Липская С. В., Углина А. А. Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 71—84.
11. Чу-Илийский рудный пояс. Строение земной коры. Гл. ред. Г. Н. Щерба. Алма-Ата, Наука, 1979.
12. Щерба Г. Н. Геотектоногенез и рудные пояса. Алма-Ата, Наука, 1970.
13. Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата, Наука, 1976.
14. Щерба Г. Н., Климов А. А. Метаморфические комплексы в колонне преобразования земной коры Казахстана. — Изв. АН КазССР, Сер. геол., 1981, № 1, с. 54—59.
15. Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., Наука, 1976.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 556.3.08

И. Г. КИССИН, В. Л. БАРАБАНОВ, А. О. ГРИНЕВСКИЙ,
В. М. МАРКОВ (ИФЗ АН СССР)

О прецизионных измерениях уровня подземных вод

Измерения уровня подземных вод — наиболее распространенная в гидрогеологической практике операция. В процессе опытно-фильтрационных работ и наблюдений за режимом подземных вод используются серийные уровнемеры, лучшие образцы которых дают погрешность измерений от ± 1 до ± 2 см, или 1 % от изменяемого диапазона [14]. Подобные приборы в большинстве случаев отвечают требованиям массовых гидрогеологических исследований. Однако существует ряд задач, решение которых возможно только при использовании высокочувствительных датчиков уровня.

Измерения уровня подземных вод, позволяющие фиксировать его вариации с амплитудой 1 мм и менее, можно назвать прецизионными. При постановке таких измерений должны выполняться следующие основные условия.

1. Для этой цели следует выбирать скважины, обладающие низкой инерционностью. Как показал Н. А. Огильви [10], инерционность наблюдательной скважины, связанная с малой проницаемостью фильтра и прифилтровой зоны по отношению к проницаемости пласта, может привести к существенному искажению амплитудных

и фазовых характеристик истинных колебаний уровня в пласте.

2. При выборе объектов, на которых будут проведены прецизионные измерения уровня, должны оцениваться ожидаемые помехи и возможность их контроля.

3. Чтобы устранять помехи, которые возникают при изучении малых вариаций уровня, необходимо определять некоторые дополнительные показатели (атмосферное давление, температуру), а также учитывать влияние приливообразующих сил. Для внесения соответствующих поправок требуется специальная методика обработки данных.

Задачи и возможности измерений. Прецизионные измерения уровня подземных вод могут дать положительный эффект при опытно-фильтрационных исследованиях, изучении режима и баланса подземных вод.

Вопрос о влиянии погрешностей измерения уровня на точность определения фильтрационных параметров рассматривался на примере анализа приближенных формул расчета водопроводимости и пьезопроводности [14]. При определении водопроводимости по двум наблюдательным скважинам погрешности, связанные с неточным измерением динамических уровней, возрастают по мере уменьшения разности понижений в этих скважинах $\Delta S = S_1 - S_2$. При $\Delta S = 10$ см и использовании серийных приборов ошибка определения водопроводимости может в зависимости от погрешности измерения уровня изменяться от 6 до 120 %.

Прецизионные измерения, позволяющие с достаточной точностью фиксировать малые изменения динамического уровня в наблюдательных скважинах при откачках, дают возможность изучать краевые зоны депрессионной воронки. Такие зоны, где небольшие понижения нельзя определять с помощью обычной аппаратуры, значительны по площади, и из них нередко поступает существенная доля (десятки процентов) откачиваемой воды [9].

В последнее время внедряются методы определения фильтрационных параметров по данным наблюдений за естественными или искусственно создаваемыми колебаниями уровня подземных вод. Прецизионные измерения

позволяют использовать с этой целью малоамплитудные колебания уровня, что существенно расширяет возможности таких методов. Особый интерес представляют колебания уровня, вызванные изменением атмосферного давления или воздействием приливообразующих сил. Известен ряд способов определения фильтрационных и упругих характеристик пластов по барометрическим или приливным колебаниям уровня [4, 7, 13 и др.]. Поскольку данные колебания обычно имеют амплитуду, исчисляемую первыми сантиметрами, реализация этих способов требует измерений уровня с высокой чувствительностью.

При определении фильтрационных параметров водоносных пластов по их реакции на прохождение сейсмических волн, порожденных землетрясениями [15] или взрывами [1], следует учитывать импульсный характер колебаний уровня. В этом случае наблюдательные системы должны быть приспособлены для регистрации высокочастотных колебаний в широком диапазоне амплитуд. Прецизионные измерения малоамплитудных вариаций уровня могут быть также использованы для выяснения условий взаимосвязи водоносных горизонтов и их взаимодействия с поверхностными водами.

При изучении режима и баланса подземных вод постановка прецизионных измерений уровня целесообразна в тех случаях, когда необходимо обнаружить тонкие эффекты воздействия определенных режимообразующих факторов или учесть вклад малых элементов баланса подземных вод. В частности, для глубоких горизонтов, где уровень воды обычно изменяется в небольших пределах, может быть установлена природа тех или иных колебаний. Показателен пример наблюдений, выполненных нами в западной части Ферганского артезианского бассейна. Длительные наблюдения показали, что атмосферные осадки не влияют на уровни изучаемых водоносных горизонтов. В начале июня 1981 г. в одной из скважин произошло кратковременное повышение уровня на 4,5 см. Оказалось, что это повышение обусловлено сильными ливнями: за два дня (30 и 31 мая) в районе выпало 60—70 мм осадков.

Прецизионные измерения уровня необходимы для определения реакции подземных вод на различного рода деформационные и физико-химические процессы. Опыт изучения гидрогеодинамических предвестников землетрясений показывает, что во многих случаях уровень воды перед толчком изменяется не более чем на 5–6 см [5]. Уровень подземных вод служит индикатором напряженно-деформированного состояния среды. Поэтому прецизионные измерения его помогут выявить особенности гидрогеодеформационных полей [3] и изменения напряженно-деформированного состояния среды под влиянием техногенной деятельности, при развитии оползней и др.

Протекающие в водоносных горизонтах физико-химические процессы как режимобразующий фактор остаются мало изученными. Одним из немногих исключений служит пульсационный режим газифицирующих источников и скважин. Однако имеющиеся данные показывают, что выделение газа из слабо газонасыщенных вод также может отражаться на их уровне. Надо полагать, что прецизионные измерения уровня позволят обнаружить и другие физико-химические эффекты.

Аппаратурное обеспечение. Датчики уровня, предназначенные для прецизионных измерений, могут быть различными по параметрам и принципу действия. Отсутствие достаточных сравнительных данных не позволяет пока рекомендовать оптимальную конструктивную схему для таких датчиков. Прецизионные датчики уровня должны удовлетворять следующим основным требованиям: хорошая чувствительность к малым вариациям уровня; стабильность прибора во времени; диапазон измерений, соответствующий назначению датчика; стабильность по отношению к вариациям атмосферного давления, температуры воздуха и воды; небольшая инерционность, позволяющая фиксировать высокочастотные колебания уровня; возможность контроля; автоматическая дискретная или непрерывная регистрация показаний.

Следует различать измерения абсолютной глубины уровня подземных вод и его вариаций относительно какого-то фиксированного положения

(точки отсчета). Использование прецизионных датчиков необходимо прежде всего для решения второй задачи. При этом погрешности измерений определяются не только характеристиками датчика и регистрирующей аппаратуры, но также деформациями несущего кабеля и возможностью точно зафиксировать новую точку отсчета при перестановке датчика. Чтобы избежать перестановки датчика, нужно найти оптимальное соотношение между диапазоном и чувствительностью измерений. Поэтому прецизионным наблюдениям должен предшествовать цикл обычных наблюдений с помощью грубых приборов, позволяющий определить ожидаемый диапазон вариаций уровня. Недостаточная линейность характеристик датчика, его реакция на изменения температуры и атмосферного давления могут усложнить обработку данных.

Изменения атмосферного давления регистрируются независимо от чувствительности к ним самого датчика. Необходимую точность такой регистрации можно оценить исходя из следующих соображений. Если принять максимальное значение коэффициента барометрической эффективности $B = 10$ мм/гПа, то для корректировки замеров уровня при допустимой погрешности 1 мм требуется определять атмосферное давление с точностью 0,1 гПа.

Измерение температуры на глубине установки датчика проводится в случае если датчик уровня не имеет температурной компенсации, и изменения температуры могут повлиять на его показания. Что касается воздействий вариаций температуры на плотность, а следовательно и уровень подземных вод, то, согласно выполненным расчетам, в пределах гелиотермозоны влияние годового перепада температур на уровень при его определении с точностью 0,2 мм нужно учитывать при глубине уровня не более 8–10 м.

Метрологическое обеспечение прецизионных измерений уровня подземных вод осуществляется путем периодических независимых замеров разных параметров контрольными приборами или проверок основных приборов. Для определения атмосферного давления и температуры такие проверки не пред-

ставляют трудностей. Проверка датчика уровня выполняется в лабораторных условиях. С этой целью в ИФЗ АН СССР разработан специальный стенд. Контроль абсолютной глубины уровня подземных вод, не требующий столь высокой точности как определение вариаций уровня, осуществляется посредством серии замеров хорошо выверенным серийным электроуровнем, по которым строится тарировочный график.

Для прецизионных измерений уровня подземных вод использовались датчики двух типов. Датчик, выполненный на основе преобразователя малых давлений конструкции Гиредмета, представляет собой высокочувствительный дифференциальный манометр (класс точности 0,05). Им измеряют пьезометрическое давление, которое зависит от высоты столба и плотности жидкости. Это давление воздействует на упругую диафрагму, вызывая ее пропорциональную деформацию. С диафрагмой связана тензометрическая мостовая схема. Напряжение разбаланса моста, являющееся мерой изменения уровня жидкости, усиливается и передается на регистрирующее устройство. Кабель, который служит линией связи и поддерживает датчик уровня, жестко крепится к устью скважины. Датчик позволяет измерять уровень в диапазоне 0–600 мм с порогом чувствительности не хуже 0,2 мм.

Датчик уровня системы СКБ геофизического приборостроения АН АзССР имеет чувствительный элемент, состоящий из индуктивности и емкости, которые включены в цепь измерительного генератора синусоидальных колебаний. При изменении уровня воды изменяется частота генератора, которая преобразуется в аналоговый сигнал — напряжение постоянного тока. Сигнал передается по кабелю на регистрирующую систему. Датчик имеет диапазон измерений 0–1000 мм, порог чувствительности 1 мм.

Показания датчиков уровня регистрировались ежечасно посредством цифровой системы К484 с выводом на перфоратор ПЛ-150. Для контроля системы предусматривались специальные тесты, позволяющие исключить выдачу ошибочных данных при нару-

шении режима ее работы. Кроме того, периодически проводились циклы непрерывной регистрации самописцем.

Методика обработки данных. Методика обработки данных прецизионных измерений уровня подземных вод зависит от существа поставленной задачи. В общем случае она сводится к выделению сигналов на фоне помех. Для компенсации помех могут быть привлечены методы, используемые в многомерных геофизических наблюдениях. В частности, такие методы применялись, чтобы устранить влияние перепадов атмосферного давления на уровень подземных вод [6]. О. В. Куренков показал, что внесение поправок, учитывающих барометрическую эффективность и приливные возмущения уровня подземных вод, повышает точность определения фильтрационных параметров пласта [7]. Им были предложены приемы обработки данных наблюдений за уровнем.

Вариации уровня подземных вод во времени слагаются из следующих основных компонент: 1) колебания, связанные с изменением питания и разгрузки водоносного горизонта; 2) вариации, вызванные изменением атмосферного давления; 3) приливные колебания уровня; 4) обратимые и необратимые изменения уровня под влиянием процессов подготовки и последствий сильных землетрясений; 5) колебания его, связанные с техногенной деятельностью. В зависимости от задачи гидрогеологических наблюдений любой из этих компонент может служить либо полезным сигналом, либо помехой. Обнаружение, выделение и фильтрация компонент временных рядов производятся с помощью таких статистических методов обработки как вычисление интерполяционных многочленов, корреляционный анализ, выявление скрытых периодичностей и цифровая фильтрация.

Интерполяция временного ряда многочленом n -го порядка необходима при обработке данных измерений уровня, если в них присутствует линейный или нелинейный тренд. Тренд обычно проявляется в виде монотонного повышения или понижения уровня подземных вод и обусловлен либо техногенными факторами продолжи-

тельного действия, либо естественными факторами, когда интервал наблюдений не выходит за рамки одного метеорологического сезона, и долгопериодические (сезонные) колебания уровня внутри этого интервала могут быть описаны многочленом n -го порядка.

Различные алгоритмы снятия трендов при обработке временных рядов описаны в [2]. Нами использовались алгоритмы, позволяющие вычислить интерполяционный многочлен заданного порядка по минимуму среднеквадратической ошибки, т. е.

$$\sum_{i=1}^N (H_i - R_{in})^2 = \min, \quad (1)$$

где H_i — данные наблюдений, R_{in} — интерполяционный многочлен n -го порядка. Порядок многочлена выбирался на основе визуального анализа материала и обычно не превышал 2, т. е. определялся либо линейный, либо параболический тренд.

Посредством корреляционного анализа определялось влияние вариаций атмосферного давления на ход уровня подземных вод. Одной из характеристик этого влияния служит коэффициент барометрической эффективности $B = \Delta H / \Delta P_A$, где ΔH — изменение уровня подземных вод, ΔP_A — изменение атмосферного давления. Функция взаимной корреляции уровня и атмосферного давления четко иллюстрирует зависимость между ними, если представляет собой гладкую кривую с быстро спадающими ветвями. По экстремальному значению этой функции можно рассчитать запаздывание хода уровня τ относительно вариаций атмосферного давления и первый коэффициент регрессии, численно равный коэффициенту барометрической эффективности B . При необходимости устранить влияние атмосферного давления, зная B и τ , можно внести поправку в ход уровней $H(t)$. В простейшем линейном случае поправка

$$H'(t) = H(t) - B [P_A(t - \tau) - P_{A_0}], \quad (2)$$

где t — время; $P_A(t)$ — ход атмосферного давления; $H'(t)$ — ход уровня, приведенный к постоянному давлению P_{A_0} .

Одним из наиболее доступных и простых методов выделения скрытых периодичностей в ходе уровня подземных вод является вычисление амплитудного спектра (или спектра мощности) временного ряда наблюдений, широко применяющееся в статистической обработке [2, 12]. Таким способом можно оценить амплитуды наиболее выдающихся гармонических компонент временного ряда и уровень шума.

Вычисление спектра при обработке прецизионных измерений уровня подземных вод необходимо, чтобы определить влияние приливообразующих сил. Приливы в земной коре характеризуются периодической сменой деформаций сжатия и растяжения. В периоды сизигий и квадратур амплитуды суточных и полусуточных гармонических компонент существенно различаются, что приводит к появлению долгопериодических приливных компонент с периодами около двух и четырех недель. Таким образом, четкими критериями выделения приливных компонент в изменении уровня подземных вод служат превышение над спектральным фоном составляющих с периодами, группирующимися около 24 и 12 ч и зависимость амплитуд этих составляющих от фаз Луны. В случае необходимости разложить приливные колебания уровня на основные волны следует применять специальные методы обработки, описанные в [8].

Способы цифровой фильтрации временных рядов приведены в работе [12]. Выбор цифрового фильтра определяется поставленной задачей. Например, при выявлении крупных аномалий, осложненных высокочастотными шумами, широко применяется сглаживание. В принципе, и вычисление и учет трендов, и взятие поправки за атмосферное давление, и выделение приливных эффектов, — все данные операции сводятся к построению фильтров с теми или иными параметрами. Поэтому выделение цифровой фильтрации в качестве отдельного метода обработки носит искусственный характер, но оправдано тем, что строгое построение и расчет цифровых фильтров является трудоемкой задачей, связанной с использованием ЭВМ, тогда как вышеописанные ме-

тоды могут быть реализованы более просто.

При обработке данных наблюдений за уровнем нами применялись различные низкочастотные фильтры, частота среза которых ниже 1 сут^{-1} . Использование таких фильтров позволило исключить из рассмотрения приливные колебания уровня, а также другие высокочастотные помехи и шумы.

На основе описанного алгоритма обработки данных наблюдений была составлена программа для ЭВМ. На рис. 1 показан фрагмент обработки временного ряда наблюдений за уровнем подземных вод, выполненных для поисков гидрогеодинамических предвестников землетрясений. С этой целью последовательно компенсировалось влияние вариаций атмосферного давления и земных приливов. Полученная таким образом сглаженная кривая пригодна для выделения предвестниковых эффектов.

Некоторые результаты. Прецизионные измерения уровня и обработка их данных по изложенной выше методике проводились авторами применительно к поискам гидрогеодинамических предвестников землетрясений на опытном полигоне Института физики Земли в западной части Ферганской долины и одноименного артезианского бассейна [11].

Наблюдения осуществлялись на трех скважинах глубиной от 237 до 305 м. Скважины Ашт и Ганчи вскрывают водоносные горизонты с практически ненарушенным режимом. Скважина расположена на истощенном нефтяном месторождении, где ведется очень малый отбор нефти и отмечено постепенное восстановление уровня подземных вод со скоростью 4—12 см в месяц. Глубина уровня в разных наблюдательных скважинах от 34 до 67 м. Исследуемые водоносные горизонты имеют различную водопроницаемость: от 0,02 до 1000 м²/сут.

Таким образом, наблюдения проводились на объектах с разнообразными гидрогеодинамическими условиями. Объекты выбирались с таким расчетом, чтобы уменьшить влияние помех при выделении гидрогеодинамических предвестников землетрясений. В процессе обработки данных наблюдений были выявлены периодические состав-

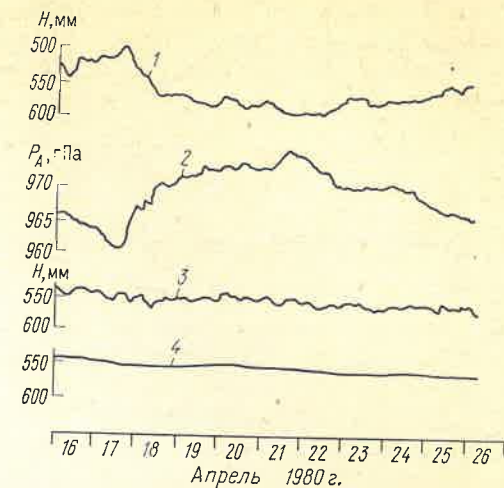


Рис. 1. Пример обработки данных наблюдений за уровнем подземных вод в целях прогноза землетрясений

1 — зафиксированный уровень подземных вод; 2 — атмосферное давление; 3 — уровень подземных вод; 4 — после внесения поправки за вариации атмосферного давления, 4 — после фильтрации приливных составляющих

ляющие вариаций уровня, устранялось влияние перепадов атмосферного давления и тренда, обусловленного восстановлением уровня подземных вод.

Прецизионные измерения уровня подземных вод проводились на указанных скважинах в течение полутора лет с перерывами по техническим причинам. В результате были выделены малоамплитудные вариации уровня различной природы — сейсмогенные, барометрические, приливные. Кроме того, были обнаружены периодические колебания уровня пилообразной формы.

Гидрогеодинамические предвестниковые эффекты наблюдались перед Назарбекским землетрясением 11 декабря 1980 г. с магнитудой (М) 5,1. Эффекты зарегистрированы по двум скважинам — Ким и Ашт, расположенным соответственно в 170 и 150 км от эпицентра (третья скважина тогда еще не действовала). На скв. Ким снижение уровня на 11 см произошло за 1,5 месяца до землетрясения, а через месяц после толчка уровень восстановился (рис. 2). За пять дней до толчка был зафиксирован еще один более кратковременный эффект — падение уровня в течение 5 ч на 5 мм (см. рис. 2). На скв. Ашт резкое снижение уровня началось за сутки до Назарбекского землетрясения и за 12 ч

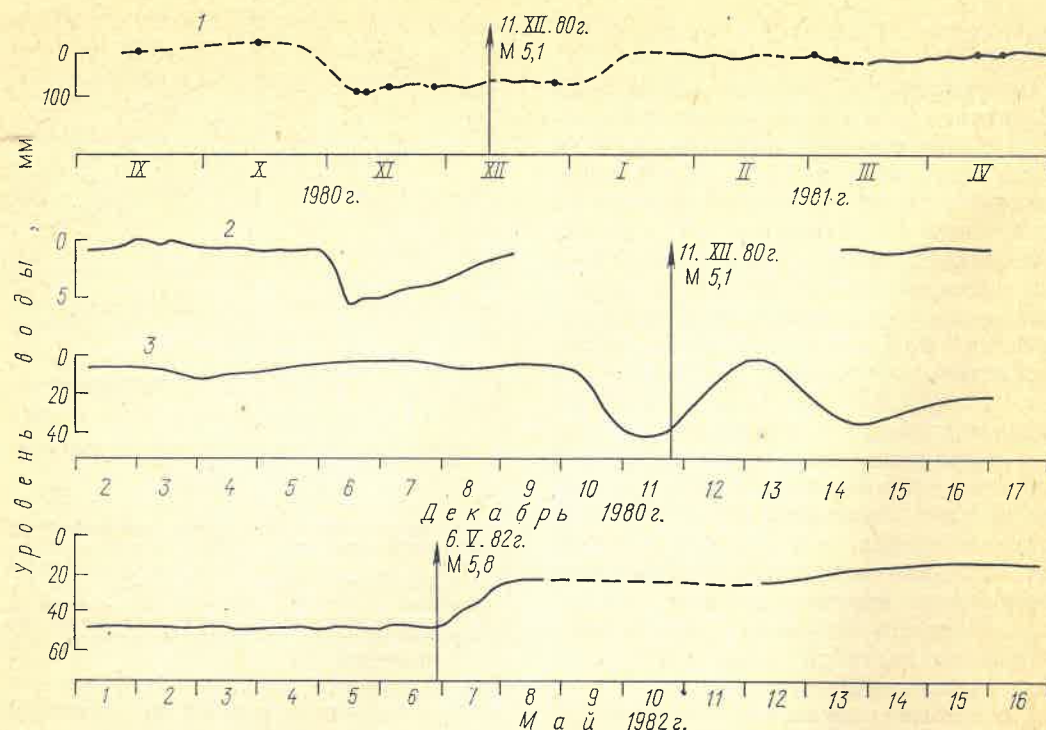


Рис. 2. Изменения уровня подземных вод, связанные с подготовкой и последствием сильных землетрясений

1 — среднесрочный предвестник Назарбекского землетрясения, обнаруженный по скв. Ким; 2—3 —

краткосрочные предвестники по скважинам: 2 — Ким, 3 — Ашт; 4 — эффект последствия землетрясения с эпицентром юго-восточнее Коканда, зафиксированный по скв. Ашт

до толчка достигло 33 мм, а затем он быстро восстановился и повторно кратковременно понизился, но уже с меньшей амплитудой (см. рис. 2).

На скв. Ашт наблюдался эффект последствия другого сильного землетрясения с магнитудой 5,8, которое произошло 6 мая 1982 г. к юго-востоку от Коканда, на расстоянии около 100 км от скважины. Уровень подземных вод сразу же после толчка повысился на 3 см (см. рис. 2). Это изменение уровня сохранялось до конца периода наблюдений, т. е. около двух месяцев.

Во всех скважинах было зафиксировано влияние вариаций атмосферного давления на уровень подземных вод. Параметры этого влияния — коэффициент барометрической эффективности B и время запаздывания хода уровня τ — составляли: для скв. Ашт $B = -0,11 \pm 0,03$ см/гПа, $\tau = 4 \pm 1,5$ ч; для скв. Ганчи $B = -0,41 \pm 0,05$ см/гПа, $\tau = 1 \pm 1$ ч; для скв. Ким $B = -0,04 \pm 0,01$ см/гПа, $\tau = 5 \pm 1$ ч. Относитель-

но высокая ошибка определения параметров, очевидно, связана с недостаточной точностью измерения атмосферного давления.

Приливные вариации уровня подземных вод проявлялись в двух скважинах полигона — Ганчи и Ким. В спектрах колебаний уровней наиболее выдающиеся гармонические составляющие группируются около периодов 12 и 24 ч амплитуда их закономерно изменяется в зависимости от фаз Луны: в периоды сизигий амплитуды полусуточных приливов достигали 15—20 мм, в периоды квадратур уменьшались до 5—6 мм.

Если в скв. Ганчи приливные колебания уровня регистрировались в течение всего времени наблюдений, то в скв. Ким они появились лишь начиная с июня 1981 г. Сопоставление колебаний уровня с теоретическими поправками за приливные изменения силы тяжести показало, что в первой скважине вариации уровня совпадают по фазе с колебаниями приливообразующих сил (рис. 3), а во второй

сдвиг по фазе может достигать нескольких часов.

В результате прецизионных измерений выделен не известный ранее тип периодических колебаний уровня подземных вод, названных пилообразными колебаниями. Они характеризуются медленным подъемом уровня и резким его спадом (рис. 4). Для скв. Ким амплитуда колебаний достаточно постоянна и составляет около 1,2 мм. Период колебаний изменяется во времени от 13 до 98 мин. На скв. Ашт пилообразные колебания уровня имеют значительно больший период (от 30 до 270 ч), амплитуда их 1,4—2,3 мм. На скв. Ганчи такие колебания отсутствовали. Характерной особенностью пилообразных колебаний является то, что они происходят на фоне как повышения, так и понижения уровня воды.

Наблюдения на скв. Ким, проводившиеся в течение 15 месяцев, показали, что на период пилообразных колебаний влияют: изменение атмосферного давления, непосредственное воздействие на зеркало воды в скважине, газовый режим скважины и деформационные процессы в земной коре. С ростом атмосферного давления период колебаний увеличивается. Спады уровня в цикле пилообразных колебаний учащаются, когда происходит сжатие земной коры под действием земных приливов.

Не рассматривая здесь детально указанные зависимости, отметим лишь, что за четверо суток до землетрясения 31 мая 1982 г., которое произошло на расстоянии 30 км от скважины и имело магнитуду 4,4, период пилообразных колебаний увеличился в 7 раз. Следовательно, такие колебания уровня могут представлять интерес как предвестник землетрясений.

Природа пилообразных колебаний уровня до конца еще не ясна. Учитывая влияние, которое оказывают на них перечисленные выше факторы, можно предположить, что эти колебания представляют собой реакцию системы, равновесное состояние которой нарушается при различных внешних воздействиях. Обнаруженные особенности пилообразных колебаний позволяют связывать их с изменениями напряженно-деформационного состояния

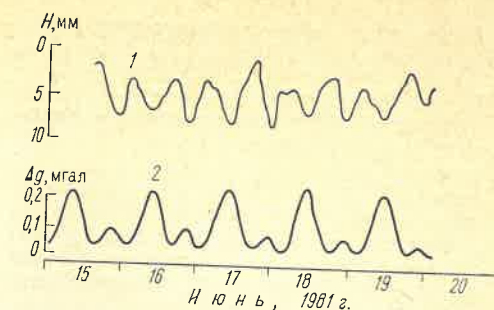


Рис. 3. Фрагмент приливных колебаний уровня подземных вод по скв. Ганчи

1 — уровень подземных вод; 2 — поправки за приливные изменения силы тяжести Δg (зеркальное отражение вариаций Δg)

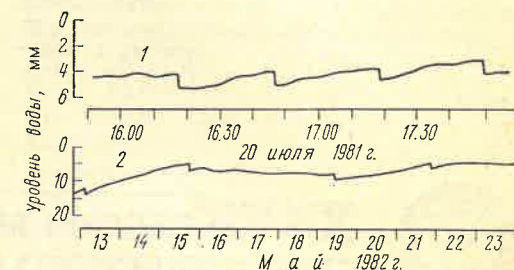


Рис. 4. Примеры пилообразных колебаний уровня подземных вод

1 — по скв. Ким, 2 — по скв. Ашт

земной коры, а также с некоторыми физико-химическими процессами, происходящими в системе скважина — водоносный горизонт.

Опыт прецизионных измерений уровня подземных вод пока невелик. Мы коснулись лишь некоторых аспектов таких измерений. Несомненно, что в дальнейшем сфера применения метода будет значительно расширена при решении задач как в гидрогеологии, так и в смежных науках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. № 732517 (СССР). Способ исследования водоносного пласта/Ходжибаев Н. Н., Куликов Г. В., Ингман Б. Л. Заявл. 27.11.1978 г. № 2584608/22-03. Оpubл. в Б. И. 1980, № 17.
2. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М., Мир, 1974.
3. Вартамян Г. С., Куликов Г. В. Гидрогеодеформационное поле Земли. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 310—314.
4. Гасс П. М. Определение параметров артезианских пластов по барометрической эффективности. — Тематический сборник ВСЕГИНГЕО, 1967, вып. 2, с. 41—54.
5. Киссин И. Г. Гидрогеодинамические предвестники землетрясения. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 118—126.

6. Компенсация помех в многомерных геофизических наблюдениях/Т. С. Желанкина, А. Ф. Кушнер, Ф. И. Монахов и др. — В кн.: Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 14. М., 1982, с. 153—163.
7. Куренков О. В. Определение комплекса фильтрационных параметров пласта по наблюдениям за микроколебаниями уровня жидкости в пьезометрических скважинах на стадии разведки. — Нефтепромысловое дело, 1977, № 9, с. 25—29.
8. Мельхиор П. Земные приливы. М., Мир, 1968.
9. Мироненко В. А., Шестаков В. М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М., Недра, 1978.
10. Огильви Н. А. Искажение кривых пьезометрического напора подземных вод при замерах уровня воды в буровых скважинах и колодцах. — В кн.: Изучение и картирование ресурсов подземных вод. М., 1974, с. 126—134.
11. Опыт исследования режима подземных вод для выделения гидрогеодинамических предвестников землетрясений/И. Г. Киссин, В. Л. Барабанов, А. О. Гриневский и др. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1983, № 6, с. 74—86.
12. Рабинер Л., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М., Мир, 1978.
13. Степанов В. П. Определение некоторых параметров пористых пластов по измерениям уровня жидкости в скважине, вызванным изменением атмосферного давления. — Труды ВНИИ, 1965, вып. 42.
14. Шустов В. М. Техника измерений при полевых гидрогеологических исследованиях. М., Недра, 1978.
15. Kraus J. Abschätzung der Transmissivität des Irunawasserleiters aus seismischen Reaktionen in Brunnen. — Wasserwirtschaft, 1978, H. 1, S. 5—9.



XXVII СЕССИЯ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

УДК 061.3(047.6)

Н. А. БОГДАНОВ (Оргкомитет XXVII МГК)

О XXVII Международном геологическом конгрессе

4—14 августа 1984 г. состоится XXVII сессия Международного геологического конгресса. Это третий Международный геологический конгресс, который будет проводиться в нашей стране. VII сессия состоялась в России в 1897 г. Тогда основное внимание участников конгресса привлекло геологическое строение Балтийского щита. XVII сессия МГК была проведена в Москве в 1937 г. В это время внимание геологов было сосредоточено главным образом на объектах, расположенных в европейской части СССР, так как еще имелось мало сведений о геологическом строении Сибири и Дальнего Востока. Сейчас, когда вся территория Советского Союза покрыта детальной геологической съемкой и современные транспортные средства позволяют в несколько часов преодолеть расстояние от Москвы до Владивостока длиной в 7000 км, в организации и проведении МГК примут участие геологи всех районов СССР. На

Московском конгрессе будут присутствовать около 5000 ученых, из них более 3000 зарубежных.

Первым этапом подготовки к XXVII сессии МГК было создание Оргкомитета будущего конгресса. Его возглавляет министр геологии СССР Е. А. Козловский. В Оргкомитет вошли также ведущие специалисты — представители различных научных центров, заместители председателей советов министров союзных республик, руководящие работники министерств и ведомств, проводящих геологические исследования. Оргкомитет включает 84 члена, из них 32 образуют Бюро, которое осуществляет руководство подготовкой к конгрессу. На заседаниях Оргкомитета обсуждаются вопросы программы, научных экскурсий, деятельность рабочих комиссий, содержание циркуляров и др. К 1 февраля 1982 г. вышел в свет Первый, а 1 марта 1983 г. — Второй циркуляры конгресса, в марте 1984 г. выйдет в свет

Третий циркуляр. По традиции они включают общие сведения, устав конгресса, его программу и краткое описание научных экскурсий.

Одной из главных задач Оргкомитета и его программной комиссии было создание научной программы конгресса, которая, с одной стороны, должна сохранить традиционную форму, принятую на международных геологических конгрессах, а с другой — соответствовать современному уровню геологических знаний с учетом наиболее актуального направления развития науки на ближайшие четыре года. Советские ученые старались включить все наиболее важные вопросы и считали необходимым согласовать предварительную программу с представителями международных научных ассоциаций и руководством геологических обществ различных континентов, чтобы учесть их пожелания и предложения. При содействии Международного союза геологических наук и его исполкома составление программы уже завершено.

Программа конгресса включает две пленарных сессии, шесть коллоквиумов и заседания по 22 секциям, кроме того намечено провести 41 межсекционный симпозиум. Межсоюзная международная программа «Литосфера» организует научную сессию в рамках девяти специальных симпозиумов.

На состоявшемся в конце ноября 1983 г. заседании международной программной комиссии, в котором участвовали ведущие специалисты из 14 стран, утвержден проект научной программы, включающий более 2500 сообщений. Количество научных докладов на Московской сессии будет самым большим за всю столетнюю историю Международных геологических конгрессов. Организационный комитет подготовил к печати тезисы всех докладов, включенных в программу, а также тезисы по наиболее актуальным научным темам. Всего рекомендовано издать 10 сборников, содержащих около 4000 тезисов научных сообщений, отобранных из более чем 6800 присланных в адрес конгресса.

Научная сессия XXVII Международного геологического конгресса откроется пленарными докладами, посвященными крупнейшим достиже-

ниям в мировой геологии за прошедшие четыре года, а также актуальным вопросам, связанным с обеспечением человечества минеральным сырьем в век научно-технического прогресса. Предполагается, что вместе с руководителями научных исследований нашей страны — Е. А. Козловским и А. Л. Яншиным — на этом заседании выступят ученые из США, ФРГ и Франции. Обширный план заседаний, который по своей тематике и охвату значительно превышает предыдущий конгресс, пройдет в рамках секций, симпозиумов и коллоквиумов. Вечернее время отведено для различных деловых совещаний комиссий и ассоциаций Международного союза геологических наук, рабочих групп проектов Международной программы геологической корреляции, а также программы «Литосфера», во время которых будут проведены перевыборы руководства многих международных научных организаций. Собственно научная сессия обсудит важнейшие вопросы, по которым с докладами выступят ученые из 87 стран мира со всех пяти континентов. Советские геологи подготовили 860 докладов по всем аспектам программы.

Заседания коллоквиумов откроются сессией, посвященной геологии Советского Союза, на которой будут рассматриваться вопросы геологического строения территории нашей страны, закономерности размещения на ней полезных ископаемых, проблемы глубинного строения и геодинамика литосферы.

Геологи, занимающиеся изучением возраста пород земной коры и эволюции органического мира, заслушают научные сообщения в рамках четырех секций: «Стратиграфия», «Палеонтология», «Четвертичная геология» и «Геология докембрия». Они будут посвящены проблемам развития жизни на нашей планете от самых ранних этапов ее зарождения до четвертичного периода, т. е. по меньшей мере за 2—2,5 млрд. лет истории Земли. Ученые рассмотрят вопросы палеосинэкологии, или реконструкций условий обитания фауны и флоры, и эволюции сообществ. Специальные темы посвящены определению возрастных границ стратиграфических подразделений и

проблемам геохронологии. Особо следует отметить межсекционный симпозиум, посвященный стратотипическим разрезам пермской системы, впервые выделенным и описанным в середине прошлого века в западном Предуралье.

Следующая крупная проблема охватывает все аспекты вещественного состава изверженных, магматических и осадочных пород. Она подвергнется специальному анализу на заседаниях секций «Литоология», «Петрология», «Минералогия» и «Геохимия и космохимия». На этих заседаниях внимание собравшихся будет привлечено к проблемам минерального и химического состава пород верхней мантии Земли, геохимическим и геофизическим признакам ее гетерогенности, происхождению и эволюции магм и механизмам магмообразования, а также эволюции магматизма и метаморфизма в истории Земли и ее крупных регионов. При обсуждении проблем формирования осадочных пород геологи рассмотрят вопросы литолого-фациального и палеогеографического анализа, а также роль климата в процессах седиментогенеза и литогенеза. В результате успешных исследований, проведенных с советских и американских спутников на различных планетах Солнечной системы, получены чрезвычайно важные для разных разделов космохимии сведения, которым также будут посвящены специальные заседания. Минералоги остановятся на вопросах типоморфизма и кристаллохимии минералов, термодинамике процессов минералообразования и ряде других.

За последние годы получены новые материалы по геологии дна морских акваторий. Специально этим проблемам посвящается работа секции «Геология Мирового океана», а также два коллоквиума «Геология Арктики» и «Палеоокеанология». На этих заседаниях ученые рассмотрят строение и состав пород второго и третьего слоев (габброидов и базальтов) океанической коры и остановятся на их сравнительных характеристиках с однотипными образованиями континентальных областей. Будут подвергнуты анализу состав и условия образования осадочного слоя океанов и изменения его в зависимости от геологической эволюции, глубин и кли-

матических колебаний, а также генетические особенности формирования железомарганцевых конкреций и полиметаллических рудных залежей. Отдельной темой научных сообщений в этом разделе послужит зона перехода между океаном и континентом, в частности, история и происхождение окраинных и внутренних морей по данным глубоководного бурения и комплексного геолого-геофизического изучения.

Геологическая история, палеодинамика и эволюция палеосреды всех океанов в целом и отдельно Северного Ледовитого океана явятся темами специальных коллоквиумов. Следует отметить, что вопросы геологии Арктики были в центре внимания уже во время VII и XVII Международных геологических конгрессов. Им были посвящены тогда и специальные геологические экскурсии, проводившиеся в Белом море и на острове Новая Земля. Собранные за последние годы учеными материалы по геологии Арктики и Арктического бассейна представят большой интерес для всех специалистов.

Общие вопросы структурной эволюции земной коры и связей ее с верхней мантией будут рассматриваться на заседаниях секций «Тектоника», «Геофизика», а также коллоквиума «Тектоника Азии». Главное внимание будет уделено строению и эволюции континентов, начиная с астеносферного слоя, отделяющего литосферу от нижней мантии, и до завершения формирования деформаций в складчатых поясах. В последние годы внимание геологов и геофизиков привлекают глубинные неоднородности в структуре земной коры и мантии и их тектоническое значение. Они были выявлены глубинным сейсмическим зондированием и, возможно, возникают из-за различного вещественного состава или фазового состояния мантийного вещества.

Комплексное использование геофизических и геологических методов, а также создание геофизических карт поверхности нашей планеты со спутников позволили выявить новые формы геофизических полей, для объяснения которых созданы рабочие модели. Эти вопросы, и особенно типы переходных зон между материками и

океанами, будут в центре научных дискуссий секций. На заседаниях коллоквиума по тектонике Азии выступят специалисты с обзорными сообщениями по тектоническому строению и эволюции складчатых поясов Урала, Гималаев, Тихоокеанского и др., а также структуре фундамента и чехла древних и молодых платформ Азии, содержащих значительные скопления углеводородов.

Проблемам формирования и размещения на поверхности нашей планеты промышленных скоплений горючих ископаемых будут посвящены заседания двух секций — «Месторождения нефти и газа» и «Месторождения твердых горючих ископаемых», а также специального коллоквиума «Энергетические ресурсы мира». В докладах геологов особое внимание будет уделено вопросам районирования с позиций современных представлений о строении земной коры и применения положений теории тектоники плит для поисков промышленных концентраций углеводородов. Будут рассмотрены комплексы методов, применяемых при разведке нефти и газа в пределах континентальных окраин, а также условия формирования газогидратов. Важное место займут методы количественной оценки ресурсов нефти и газа, определение достоверности и обоснованности перспектив нефтегазоносности регионов с различным геологическим строением.

Среди проблем геологии месторождений твердых горючих ископаемых большую роль играют вопросы, связанные с палеогеографическими условиями торфо-, угле- и сланцеобразования, которые зависят от различных тектонических обстановок и факторов, влияющих на последующий метаморфизм углей. Сообщения ученых будут в первую очередь касаться процессов изменения и особенностей состава углей, торфов и горючих сланцев различных регионов мира, а также закономерностей их пространственного размещения.

На коллоквиуме, посвященном энергетическим ресурсам, основное внимание будет уделено невозобновляемым источникам энергии, к которым, кроме уже упоминавшихся выше углеводоро-

дов, углей и горючих сланцев, относятся ядерное топливо и термальные воды. На заседаниях коллоквиума акцент будет сделан на геологические аспекты мировых энергетических ресурсов, а также внедрение новых методов поисков горючих ископаемых, применяемых как на континентах, так и в океанах.

Геология и металлогения рудных полезных ископаемых на всех Международных геологических конгрессах и во время полевых геологических экскурсий всегда занимали центральное место. При обсуждении этих вопросов происходит как бы синтез всех геологических сведений о составе вещества и условиях залегания горных пород. Не будет исключением и предстоящая сессия конгресса. Ученые остановятся на проблемах распределения месторождений полезных ископаемых во времени, выделяют основные эпохи и циклы рудонакопления, а также рассмотрят вопросы эволюции рудообразования в геологической истории. В проблеме генезиса рудных залежей особое внимание специалистов привлекает определение источников рудообразующих веществ и условий мобилизации рудосодержащих растворов. Важны также вопросы связи оруденений с магматическими формациями и условия формирования стратиформных месторождений. Двум металлам, которые часто встречаются среди осадочных пород, — марганцу и меди — будут посвящены специальные симпозиумы. Крупные месторождения бокситов, кобальта, никеля и др. связаны с корами выветривания, а золота и алмазов — с россыпями, образовавшимися в результате эрозии горных пород.

Большую роль в развитии промышленности, строительства и сельского хозяйства играют неметаллические полезные ископаемые. На заседаниях специальной секции будут подвергнуты анализу условия и геологические закономерности формирования таких руд, как фосфориты и апатиты, слюды, полевой шпат, глины, каолины и др. Ученые остановятся на методах добычи и обработки этих полезных ископаемых, рассмотрят возможности их использования в новых отраслях промышленности.

Наиболее тесно связаны с деятельностью человека (строительством городов, обеспечением подземными водами промышленных сооружений и сельского хозяйства) специалисты по инженерной геологии и гидрогеологии. Возникло много проблем в связи с расширением добычи полезных ископаемых и заметным увеличением населения в горных и вулканически активных районах. В последние десятилетия были подняты вопросы рационального использования земель, охраны окружающей среды и предупреждения стихийных бедствий. Научные достижения в этих отраслях геологии будут обсуждаться на заседаниях двух секций и специального коллоквиума.

Основное внимание будет уделено происхождению и закономерностям формирования подземных вод и их ресурсам, путям оптимизации комплексного использования природных и техногенных вод, геохимии питьевых артезианских источников. Ученые рассмотрят основные положения теории взаимодействия геологической среды с внешними средами для выявления закономерностей в решении задачи взаимодействия «человек — геологическая среда». Сейчас важно научиться делать правильный региональный прогноз изменений геологической среды под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека. Для территории нашей страны, а также ряда других государств Северного полушария особое значение приобретает знание мерзлотных процессов и условий формирования вечномёрзлых толщ в течение последних десятков тысяч лет. При анализе прогноза стихийных бедствий ведущие доклады будут посвящены физическим моделям геологических процессов, сопровождающихся землетрясениями, извержениями вулканов, цунами, оползнями, селями, и проблемам борьбы с их последствиями. В последние годы в различных сферах инженерно-геологической деятельности человека широко используются методы космической съемки.

С широким выходом искусственных спутников в космическое пространство в геологии возникли новые научные направления, которым посвящены секции «Дистанционное зондирование»

и «Планетология». На заседаниях этих секций будут поставлены доклады по применению дистанционного зондирования в геологическом картировании и при поисках полезных ископаемых, основываясь на различных цветных спектрах окислительных пород, растительности и других индикаторах. Предполагается заслушать сообщения о методах измерения геофизических полей из космоса, а также по кольцевым структурам, впервые достоверно установленным на поверхности нашей планеты благодаря космической съемке.

Космические приборы позволили ученым получить новые материалы по строению и вещественному составу поверхностей Луны и других планет Солнечной системы, астрономическим факторам эволюции Земли (роль бомбардировки ее поверхности метеоритами в различные геологические эпохи) и др.

К новым направлениям науки следует отнести и математическую геологию. Ученые во время конгресса обсудят вопросы математического моделирования геологических процессов, геостатистики и прогнозирования геологических ресурсов с помощью ЭВМ. Особое место в этом разделе занимает геологическая информация, способы ее хранения, передачи и использования геологических данных.

Традиционными на Международных геологических конгрессах можно считать секции «История геологии» и «Геологическое образование». На этих секциях рассматриваются не только история развития представлений о глобальных процессах в эволюции нашей планеты и отдельных отраслей геологии (например, минералогии), но и методика преподавания этих научных идей. Преподаватели университетов обсудят соотношение геологических дисциплин в программах подготовки специалистов и организацию полевых практик студентов. Ученые поделятся опытом подготовки специалистов-геологов в развивающихся странах на основе конкретных примеров, имеющихся в Советском Союзе и других развитых странах.

Основным административным органом Международного геологического конгресса служит Генеральная ассам-

блея, которая проводится в первый и последний дни конгресса. Текущее руководство работой осуществляет Руководящий комитет, который состоит из президентов и генеральных секретарей настоящей и предыдущих сессий. Кроме того во время конгресса постоянно заседает Совет конгресса, в котором представлены все страны, приславшие своих делегатов.

Традиционно во время конгресса работает научная и научно-промышленная выставка «Геоэкспо», на которой имеются павильоны как отдельных стран, так и промышленных компаний. Выставка играет важную роль в демонстрации научно-технического прогресса в области изучения строения континентов и дна океанов.

Одной из важнейших частей работы Международных геологических конгрессов служат геологические экскурсии. В программу XXVII сессии включено около 70 экскурсий практически по всем районам нашей страны от Карпат до бассейна р. Колымы. Тематически экскурсии охватывают большинство вопросов теоретической и прикладной геологии, которые будут обсуждаться на конгрессе. В пределах Восточно - Европейской платформы участники конгресса ознакомятся со строением и полезными ископаемыми докембрийских образований Балтийского и Украинского щитов, а также со стратиграфией и формационным составом пород, образующих чехол платформы. Ряд экскурсий будет посвящен осмотру ледниковых и послеледниковых четвертичных отложений.

К югу от платформы в пределах Крыма и Кавказа экскурсанты осмотрят геологические разрезы и складчатые комплексы Альпийского пояса. В этом регионе ряд экскурсий имеет специализированную направленность: от грязевых вулканов и офиолитов на Малом Кавказе до минеральных источников и гидрогеологии северных склонов Большого Кавказа. Намечены экскурсии по полигонам Крымских гор

и Северного Кавказа, в пределах которых проходят подготовку студенты геологических вузов и факультетов из различных республик нашей страны. Интересная и насыщенная программа экскурсий готовится во всех республиках Средней Азии. Здесь участникам конгресса будут показаны геологические разрезы Тянь-Шаня, Каратау, Копетдага, месторождения рудных полезных ископаемых и инженерно-геологические сооружения в Голодной степи. В Сибири и на Дальнем Востоке научные экскурсии будут проведены в пределах Сибирской платформ и Алтае-Саянской складчатой области. Участники конгресса смогут ознакомиться с разрезами Верхоянского хребта, Омулевских гор и Омогонского массива, расположенных в пределах мезозойд Северо-Восточной Азии.

Маршруты экскурсий пересекают территории 12 союзных республик. В каждой из них созданы республиканские оргкомитеты, которые готовят для участников, кроме содержательных геологических путеводителей, также обширную культурную программу, позволяющую познакомиться с историческими и культурными памятниками, научными достижениями местных специалистов в разведке и освоении недр.

Подготовкой к XXVII Международному геологическому конгрессу заняты многочисленные научные коллективы геологических организаций нашей страны. Она проводится Оргкомитетом в тесном контакте с международной научной общественностью. Ведущие геологи из многих стран мира уже дали согласие председательствовать на научных заседаниях и приняли активное участие в составлении научной программы конгресса. Без сомнения Международный геологический конгресс в Советском Союзе будет крупнейшим научным событием для всех специалистов, занятых изучением природных ресурсов и эволюции Земли.

Исполнилось 70 лет со дня рождения и 50 лет научно-производственной деятельности старшего научного сотрудника ВСЕГЕИ, доктора геолого-минералогических наук Юрия Григорьевича Старицкого — одного из ведущих ученых в области металлогении платформ.

Ю. Г. Старицкий родился в 1913 г. В 1938 г. поступил в Ленинградский горный институт. С первых дней Великой Отечественной войны добровольцем ушел в действующую армию (Ленинградский фронт), был ранен, демобилизован, после чего работал в блокадном Ленинграде. В 1947 г. окончил с отличием институт, а в 1951 г. — аспирантуру, защитив кандидатскую диссертацию на тему «Нижнеангарское железорудное месторождение». После защиты работал в Кривом Роге, где им было установлено гипергенное происхождение богатых железных руд. Эта точка зрения ныне стала общепринятой.

Во ВСЕГЕИ Ю. Г. Старицкий начал постоянно работать с 1954 г. Занимал должности начальника экспедиции, заведующего отделами Сибири и западных районов. В 1969 г. защитил докторскую диссертацию по металлогении Сибирской платформы.

Научная деятельность Юрия Григорьевича посвящена изучению вопросов геологии и металлогении платформ, закономерностей размещения и генезиса месторождений железа, меди, никеля и некоторых других видов минерального сырья.

Им разработаны теоретические основы металлогении платформ — намечена связь оруденения с определенными геологическими формациями, показана приуроченность месторождений полезных ископаемых к различным стадиям тектоно-седиментационного цикла отдельных крупных структур платформенного чехла.

Эти теоретические разработки нашли отражение в трех монографиях и серии металлогенических карт Сибирской и Русской платформ, составленных под его руководством и при его участии. Выделенные на этих картах перспективные зоны были подтверждены обнаружением кимберлитовых трубок, медно-никелевых и железорудных месторождений.



Методические разработки Ю. Г. Старицкого в области металлогенического анализа платформ являются общепризнанными и в настоящее время широко используются как в СССР, так и за рубежом.

Юрий Григорьевич является автором более 130 научных трудов, из них около 100 опубликованы. Большое внимание он уделяет научно-методической работе — редактор более 20 геологических карт различных масштабов, в течение 20 лет член Научно-редакционного совета Министерства геологии СССР при ВСЕГЕИ, Главной редакции геологических карт масштаба 1:1 000 000 (новая серия), трех специализированных советов по присуждению ученых степеней и нескольких советов по проблемам, куратор Министерства геологии СССР по металлогении платформ.

Поздравляя Юрия Григорьевича со славным юбилеем, желаем ему доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.

Б. М. Зубарев, В. М. Волков, И. Д. Ворона, В. Ф. Рогов, В. А. Ярмолюк, В. А. Чернов, В. Ю. Зайченко, Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, В. А. Перваго, А. С. Крючков, А. И. Жамойда, Д. В. Рундквист.



УДК 553.061.12/.17(047.6)

Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ, В. И. БУАДЗЕ (КИМС)

VI симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений

В сентябре 1982 г. в Тбилиси состоялся VI симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (МАГРМ). В его работе приняли участие более 700 специалистов по геологии рудных месторождений Советского Союза (представители Мингео СССР, Минцветмета СССР, Минчермета СССР, АН СССР и союзных республик, высших учебных заведений) и зарубежных стран (Австралии, Австрии, Алжира, Болгарии, Великобритании, Венгрии, Венесуэлы, ГДР, Нидерландов, Дании, Индии, Испании, Италии, Канады, Китая, Новой Зеландии, Норвегии, Перу, Польши, Португалии, США, ФРГ, Финляндии, Франции, Чехословакии, Швейцарии, Швеции, ЮАР, Югославии, Японии).

Открывая симпозиум, президент МАГРМ член-корр. АН СССР А. Д. Щеглов отметил, что разносторонние исследования, проводимые в различных регионах мира по изучению рудных месторождений, призваны усовершенствовать разработки в области теории рудообразования и создать научную базу прогнозирования и поисков новых месторождений. Для успешного развития работ по этим основополагающим направлениям необходимы широкие сопоставления результатов исследований, выполняемых в разных рудных провинциях.

Заседания симпозиума были посвящены трем основным темам — рудообразующим гидротермальным системам, связи рудообразования с гранитоидным магматизмом и математическим методом анализа геологической информации при изучении рудных месторождений. Параллельно проходили заседания шести комиссий (по тектонике рудных месторождений, по парагенезисам, по рудообразующим флюидам во включениях, по флюорит-баритовым месторождениям, по экспериментальной петрологии при высоких температурах и давлениях, по марганцу) и четырех рабочих групп (по глобальной тектонике, металлогении и проекту 169 Международной программы геологической корреляции, по структурам рудных полей и месторождений, по скарновым месторождениям, по генезису месторождений как основы поисков).

Симпозиуму предшествовали две пятидневные геологические экскурсии по рудным месторождениям Большого Кавказа и Закавказья. Участники первой экскурсии осмотрели Тырнаузское скарновое молибден-вольфрамовое, Джимидонское медно-полиметаллическое, Квайсинское свинцово-цинковое и Чиатурское марганцевое месторождения, а также разрезы по Военно-Грузинской дороге, Дзирульскому кристаллическому массиву и др. Участники Закавказской экскурсии осмотрели колчеданные месторождения Алавердского (Армянская ССР) и Маднеульско-

го (Грузинская ССР) районов, Квайсинское свинцово-цинковое и Чиатурское марганцевое месторождения, а также разрезы по Дзирульскому кристаллическому массиву и другим районам. Благодаря большой подготовительной работе был обеспечен высокий научный уровень экскурсий. Содержательные доклады на объектах, тщательно подготовленные графические материалы, хорошо подобранные для показа участки рудных тел и разрезы — все это создавало благоприятные условия для научных дискуссий, значение которых трудно переоценить. После симпозиума многие его участники совершили геологические экскурсии по рудным месторождениям Узбекистана и Киргизии.

По основным трем темам симпозиума и темам комиссий и рабочих групп было заслушано 240 докладов. Из этого количества 143 доклада было сделано советскими учеными, 97 — зарубежными специалистами.

В день открытия симпозиума академик АН ГрузССР Г. А. Твалчредидзе сделал обзорный доклад на тему «Металлогения Кавказа», в котором полициклическое геологическое развитие региона рассмотрено с позиций геодинамических обстановок, обусловленных расхождением и столкновением Восточно-Европейской и Афро-Аравийской платформенных плит. При этом были приведены данные, характеризующие общность основных этапов полициклического развития — смену орогенных и геосинклинальных этапов тектонических циклов, имевших место в периоды столкновения и расхождения плит. При учете этой геодинамической обстановки было обосновано выделение тектонических циклов (байкальского, герцинского и альпийского), главных геотектонических структур, металлогенических провинций, зон и эпох. На фоне предложенной модели геотектонического и металлогенического развития охарактеризованы рудные формации, сформированные в течение орогенных и геосинклинальных этапов тектонических циклов.

Рудообразующие гидротермальные системы. По этой основной теме симпозиума были рассмотрены: геохимические условия формирования гидротермальных рудообразующих систем; геохимические, структурно-петрофизические и геодинамические барьеры в гидротермальном рудообразовании; рудообразующие метаморфогенные системы; источники рудного вещества и проблемы его переноса; эволюция параметров флюидов при гидротермальном рудообразовании и др. Перечисленные проблемы обсуждались на примере колчеданных (моногенных стратиформных гидротермально-осадочных, унаследованно-стратиформных полигенных и полихронных гидротермально-метасоматических), меднопорфи-

вых, свинцово-цинковых (стратиформных и жильных), мышьяковых, ртутных и сурьмяных, вольфрамовых (метаморфогенно-стратиформных), магнетитовых и других типов эндогенных рудных месторождений.

На симпозиуме не были показаны какие-либо существенные трансформации известных взглядов на генезис перечисленных типов месторождений. Вместе с тем демонстрировались новые фактические данные и оригинальные интерпретации, позволившие подойти к всестороннему анализу моделей тех или иных рудообразующих гидротермальных систем.

В докладах У. Д. Гудфеллоу (США), Т. В. Джанелидзе, В. И. Буадзе и В. Г. Гогишвили, А. Г. Твалчрелидзе и др. были приведены новые данные и аргументы в пользу гидротермально-осадочной природы большинства колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в вулканогенных и терригенных толщах первичных геосинклиналей. Рассмотрены условия гидротермально-метаморфогенного перерождения первозданных стратиформных колчеданных залежей в медно-пирротиново-полиметаллические тела унаследованно-стратиформного типа.

Б. Богдановым (НРБ), В. И. Воробьевым и др. были продемонстрированы интересные данные о пространственных соотношениях колчеданных, меднопорфировых и медно-полиметаллических месторождений, связанных с вулканогенными и вулкано-плутоническими ассоциациями вторичных геосинклинальных зон.

В ряде докладов рассмотрены связи стратиформных свинцово-цинковых месторождений с нефтеносными районами (Т. В. Джанелидзе, В. И. Буадзе, В. Г. Гогишвили), образование месторождений этого типа в результате накопления рудного вещества гидротермально-осадочным путем и последующего его метаморфогенно-эпигенетического переотложения (Л. А. Мирошниченко с соавторами).

Всесторонний анализ рудообразующих гидротермальных систем был обеспечен демонстрацией результатов специальных исследований и теоретических разработок. Так, Д. С. Коржинским, Н. Н. Перцевым и И. А. Зотовым рассматривалась проблема переноса металлов трансмагматическими флюидами. Поступление в земную кору мантийного вещества предполагается по жидким магматическим колоннам, в верхних охлажденных частях которых происходило отложение руд. По этой модели магматические расплавы служили лишь проводниками трансмагматических флюидов, возникших при дегазации мантии. К вопросу переноса рудного вещества относились данные, подчеркивающие (Л. И. Бабури с соавторами) миграцию металлов в рудномагматических системах в форме сложных металлосероорганических комплексных соединений и их разложение при перепаде давления и температуры с выпадением из растворов сульфидов, благородных металлов и др.

Во многих докладах приводились сведения, подчеркивающие транспортировку рудного вещества из мантийных глубин и участие в процессе рудоотложения хлоридных раство-

лов эвапоритов, нефтяных и других вод. Подобные модели были предложены для низкотемпературных свинцово-цинковых, золото-серебряных, сурьмяно-ртутных и других месторождений (В. А. Кузнецов с соавторами, Ч. Мудринич, Н. А. Озерова, В. И. Буадзе с соавторами и др.).

В ряде докладов рассмотрена эволюция гидротермального минералообразования и параметров флюидов. Р. Е. Бин (США) на примере меднопорфировых месторождений юга Аризоны и Нью-Мексико показал смену ранних высокотемпературных парагенезисов (с высокой соленостью флюидов и «магматическими» изотопными отношениями кислорода) более низкотемпературными поздними парагенезисами (с низкой соленостью флюида и смешанными изотопными отношениями элементов). Это связано с изменением во времени интенсивности и объемной трещиноватости пород. Интересные данные об эволюции параметров флюидов были приведены также Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем для ряда молодых вулканогенных месторождений СССР (Камчатско-Курильская зона, Колыма, Малый Кавказ).

Рассмотрено моделирование физико-химических условий образования средне- и низкотемпературных метасоматитов и сопровождающих их руд. Для условий различных соотношений компонентов (CO_2 , Mg , K , Na) в гидротермальных системах и разных физико-химических параметров последних была предложена схема образования различных минеральных парагенезисов (Н. А. Щербань). При этом были расшифрованы механизмы возникновения ограниченного числа минеральных парагенезисов или метасоматических формаций.

Значительное внимание было уделено проблеме метаморфогенного рудообразования. Основные положения этой проблемы освещены в докладе Я. Н. Белевцева. Формирование стратиформных месторождений вольфрама в результате метаморфизма (до зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой ступеней) вольфрамосодержащих вулканогенно-осадочных пород рассмотрено В. К. Денисенко и В. Л. Лобковым.

Во многих докладах отмечалось значение геохимических, структурно-петрофизических и геодинамических барьеров в гидротермальном рудообразовании. Подчеркнуто (Г. Б. Наумов), что физико-химические параметры рудоотложения, выявляемые при изучении рудных тел, не могут быть идентифицированы с физико-химическими параметрами, существовавшими при переносе рудного вещества. В этой связи должны быть реставрированы геохимические барьеры, в условиях которых высокая подвижность компонентов сменяется низкой и происходит рудоотложение. О роли структурно-петрофизических (литологических экранов) и геодинамических барьеров (обстановки сжатия и растяжения — факторов проникновения и отложения рудного вещества) в формировании рудных месторождений обстоятельно говорил В. И. Старостин.

При анализе рудообразующих гидротермальных систем значительное внимание было уделено проблеме источника рудного вещества. При этом излагались выводы и представ-

ления, основанные как на общих геотектонических и металлогенических особенностях регионов, так и на результатах детальных исследований (расчетных, изотопно-геохимических, экспериментальных). Так, Д. И. Горжевский и В. Б. Чекваидзе источником металлов для медноколчеданных месторождений кипрского и уральского типов считают базальтовый слой земной коры, а для полиметаллических месторождений алтайского типа — гранитный слой. Это положение было аргументировано расположением геосинклинальных зон на базальтовой и гранитной коре и расчетом количественных соотношений свинца, цинка и меди в месторождениях и кларков этих элементов в основных и кислых породах. Аналогичный подход к решению проблемы путем сопоставления колчеданных и меднопорфировых месторождений показан В. И. Воробьевым. А. И. Кривцовым приведены конкретные данные, подчеркивающие многоступенчатое накопление рудного вещества и вовлечение продуктов ранних ступеней в поздние. О мобилизации рудного вещества из древних рудных образований в результате процессов тектоно-магматической активизации говорилось в докладе Е. А. Радкевич.

При рассмотрении проблемы источника рудного вещества особое внимание было уделено явлениям, которые могли привести к изменению первоначального (в частности мантийного) изотопного состава элементов. Так, из данных Л. Н. Овчинникова следует, что первичная изотопная природа серы должна разрушаться при взаимодействии сернистого газа (со стандартным изотопным составом серы) с водой (при достижении критической температуры) и образовании серной кислоты и сероводорода. Этот механизм должен быть учтен при интерпретации изотопных данных. О превращениях (распаде) сернистых комплексов в результате окислительно-восстановительных реакций говорилось в докладе К. С. Спираки (США). Эти реакции, вероятно, также ведут к изменению первозданного изотопного состава серы.

Связь рудообразования с гранитоидным магматизмом. Многочисленные доклады, посвященные этой теме, иллюстрировали новые данные и теоретические разработки по оловянному, вольфрамовому, оловянно-вольфрамовому, молибденовому, медно-молибденовому, молибден-вольфрамовому, свинцово-цинковому и другим месторождениям. При этом рассматривались взаимосвязанные проблемы: становление гранитоидных комплексов, рудогенерирующая роль гранитных расплавов, генетическая связь оруденения с кислым магматизмом, источники рудного вещества, физико-химические условия формирования месторождений, причины рудно-метасоматической зональности и др.

Были приведены результаты комплексных исследований, указывающих на: длительность становления полифазных интрузивных комплексов; приуроченность месторождений к последним фазам гранитоидного магматизма; существенное значение тепловых аномалий, активизировавших развитие рудообразовательных процессов; длительность, прерывистость и телескопированность рудообразовательных

процессов; высококонцентрированный характер флюидов рудной стадии; переходы надкритических систем в гидротермальные (на верхних уровнях рудофокусирующих структур); гетерогенность источников рудного вещества. На основе анализа этих и других данных о составе, строении и условиях формирования месторождений большинство исследователей подчеркивало парагенетическую связь месторождений с гранитоидами.

М. А. Фаворская по результатам структурных и петрологических исследований показала приуроченность месторождений гранитоидного профиля к узлам длительной (десятилетиями — первые сотни миллионов лет) магматической активности. В пределах этих узлов выделяются крупные безрудные массивы гранитов, сформированные вслед за внедрением ультраосновных и основных пород. Последующие порции гранитов, образованные на заключительных этапах длительной магматической активности, характеризуются повышенной щелочностью. С ними пространственно и парагенетически связано оруденение.

Исходя из сложности строения магматических комплексов и пространственной связи оруденения с определенными составными их частями первоочередной задачей, как известно, является формационная систематика кислых рудоносных магматических образований, выделение стадий дифференциации расплавов, установление магматических образований, соответствующих отдельным стадиям (фазам), и определение потенциальной их рудоносности и т. д. Эти вопросы рассматривались во многих докладах, представленных на симпозиуме.

Противоположные выводы, подчеркивающие закономерную генетическую связь формирования оруденений с процессами кристаллизации кислых магм, были продемонстрированы В. Б. Наумовым и Г. Ф. Ивановой при обстоятельном анализе результатов комплексного изучения (последовательности минералообразования, химического состава и геохимических особенностей минералов, эволюции физико-химических параметров формирования оруденений и магматических пород) вольфрамовых, оловянных, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений.

В. И. Коваленко, И. Д. Рябчиков и О. А. Богатиков привели доказательства в пользу магматического источника железа, цинка, серебра, золота, меди, олова и молибдена. Ими рассмотрены условия генерации компонентов в связи со стадиями дифференциации и кристаллизации магматических расплавов. Сравнительная характеристика рядов накопления рудных элементов в магматических дифференциатах и гидротермально-метасоматических формациях, а также расшифровка роли квантово-химических реакций при перераспределении элементов в магмах даны в докладе В. И. Рехарского с соавторами и др.

Механизм возникновения кислых, насыщенных металлами и летучими, дифференциатов в магматических очагах рассмотрен в докладе Т. Л. Роби (США), посвященном описанию влияния расслоения магмы на рудообразующие процессы.

Обстоятельные сведения о рудоносных гранитоидах, связанных с ними метасоматитах и типах месторождений привели Д. В. Рундквист и И. Г. Попова. Они охарактеризовали вертикальные и латеральные ряды рудной и метасоматической зональности в зависимости от состава, глубины становления и направленности развития гранитоидов. Для каждого уровня глубинности выделены метасоматиты с тенденцией раскисления (грейзены, безрезиты, вторичные кварциты), возрастания щелочности (фельдшпатолиты, ейситы, гумбиты), повышения основности (скарны, турмалин-хлоритовые метасоматиты, пропилиты) и на основании определения основных тенденций смены метасоматитов во времени намечены условия возникновения ведущего типа оруденения. Этой же проблеме посвящен доклад М. Штемпрока (ЧССР), который на основании связи щелочного метасоматоза (калийшпатизации и альбитизации) с олово-вольфрамовыми и молибденовыми месторождениями в комплексе с результатами петролого-геохимических и экспериментальных исследований предложил щелочную модель накопления олова, вольфрама и молибдена в рудоносных гранитоидах.

Во многих выступлениях приведены конкретные особенности состава и строения месторождений, связанных с гранитами. Большой интерес вызвал доклад Г. Н. Щербы и В. А. Кормушина, посвященный описанию вольфрамоносных штоковерков Казахстана. Ими показан механизм возникновения рудообразующей системы в связи с внедрением и последующим остыванием магмы. Деятельность рудообразующей системы началась в период внедрения магмы, когда образовалось термальное поле и происходили процессы мобилизации и перераспределения компонентов вмещающих пород. Высококонцентрированные флюиды при переходе в гидротермальную фазу обогащали ее ювенильным веществом. Весь комплекс данных подчеркивает формирование вольфрамоносных штоковерков в результате пульсационного развития рудообразовательного процесса и выпадения рудного вещества на отрезках перепадов давления и температуры.

Т. Г. Теодор и В. Дэвид Мензи (США) посвятили свое выступление описанию молибден-порфировых месторождений в Кордильерах западной части Северной Америки.

Е. А. Кулиш и С. Ф. Усенко рассмотрели оловянное рудообразование Сихотэ-Алинской складчатой системы. Эти исследователи на основании повышенных против кларка содержания олова в кристаллическом субстрате обосновывают вывод о ремобилизации и генерации рудного вещества из пород фундамента на разных стадиях гранитоидного магматизма. Длительность и неоднородность гранитоидного магматизма и рудообразования, участие в рудообразовательных процессах и других источников (в частности мантийных) рудного вещества определяют полихронную природу месторождений и полигенность их рудных веществ. О длительности формирования гранитоидных формаций (более 120 млн. лет) на основе палеорекострукций и данных о термодинамических условиях формирования гранитных тел говорил в своем докладе

Ю. И. Демин. Он показал прерывисто-перманентное развитие гранитоидного магматизма и связанного с ним оруденения, отметил роль тепловых полей, на фоне которых протекали гидротермальные рудообразовательные процессы.

Проблема связи рудообразования с гранитоидным магматизмом освещена также на примере месторождений рудных провинций зарубежных стран — США, Перу, Боливии, Канады, Норвегии, Китая, Индии, Польши, Болгарии, Чехословакии, Италии и Югославии. Следует отметить, что для решения этой сложной проблемы зарубежные исследовательские школы реализуют различные методические приемы. Однако до сих пор не разработаны теоретические основы, учитывающие все разнообразие генетических аспектов месторождений, связанных с гранитоидными комплексами.

Математические методы анализа геологической информации при изучении рудных месторождений. Доклады охватывали различные методические стороны статистического анализа геологических данных и интерпретации полученных результатов; математическое моделирование совокупности факторов рудообразования (С. В. Сиротинская, Ю. И. Михайлова, В. Г. Золотарев); сопоставление статистической и генетической моделей месторождений (Н. С. Скрипченко с соавторами); исследование зональности рудных месторождений математическими методами (И. А. Неженский, А. А. Беляев с соавторами); классификация рудных месторождений (А. Н. Бугаец с соавторами); разделение аналитических кривых на составляющие (Н. Н. Шатагин); исследование химических процессов гидротермальных рудных систем (Р. П. Рафальский, Г. П. Широносова, Г. Р. Колонин).

В Советском Союзе и зарубежных странах математические методы анализа геологической информации применяются в различных направлениях. В нашей стране они прочно вошли в арсенал передовых методов моделирования физико-химических, геохимических, петрологических и петрохимических, структурных и других факторов формирования месторождений. Эти методы находят широкое применение при разномасштабных прогнозных исследованиях (разбраковка геохимических и геофизических аномалий, признаков и критериев рудоносности и т. д.). Вместе с тем в зарубежных странах математические методы используются преимущественно для решения частных задач: составления трехмерных геологических и топографических схем (А. Макдональд с соавторами), многомерного дискриминантного анализа геохимических примесей в сфалеритовых концентратах (М. Т. Свансон, С. Б. Склар) и др.

На заседаниях комиссий и рабочих групп симпозиума рассматривался широкий круг вопросов, имеющих непосредственное отношение к особенностям строения, состава и условий формирования различных типов месторождений. Был представлен обильный фактический материал (геологический, аналитический, экспериментальный), результаты изучения которого, сделанные выводы и интерпретация горячо обсуждались. В настоящее время учение о рудных месторождениях базиру-

ется на результатах надежных разносторонних исследований и, следовательно, реально намечаются пути усовершенствования работ в области теории рудообразования и практического использования достижений науки при решении задач прогнозирования новых месторождений.

На заключительном заседании с докладом «Значение генетических концепций и эмпирических данных для разработки направлений поисков и методики добычи негорючих полезных ископаемых» выступил бывший президент МАГРМ профессор Дж. Ридж (США). Охарактеризовав некоторые главные особенности состава и строения разнотипных рудных месторождений мира, докладчик подчеркнул необходимость усиления исследований по изучению структур месторождений и вещественного состава руд. Однако он недооценил роль и значение научных разработок в области теории рудообразования вообще и генезиса конкретных типов месторождений в частности. Такой подход вызвал обоснованную критику со стороны советских ученых. В выступлениях В. И. Смирнова, А. Д. Щеглова, Г. А. Твалчредидзе и Г. Н. Щербы отмечено, что только всестороннее изучение вопросов генезиса конкретных рудных формаций позволяет определить место и время становления соответствующих месторождений и, следова-

тельно, разработать научные основы их прогнозирования, поисков и разведки.

В конце работы симпозиума была создана Генеральная ассамблея МАГРМ и приняты решения по ряду организационных вопросов: принято предложение о проведении седьмого симпозиума МАГРМ (1986 г.) в Швеции; единодушно поддержана кандидатура профессора Г. Каутского (Швеция) для его избрания на 27-й сессии Международного геологического конгресса (1984 г., Москва) президентом МАГРМ на 1984—1988 гг.; создана комиссия МАГРМ по оловянным и вольфрамовым месторождениям и ее руководителем утвержден профессор М. Штемпрок (ЧССР).

VI симпозиум МАГРМ явился представительным международным форумом геологов-рудников, он проходил в условиях широких научных дискуссий, на нем были рассмотрены актуальные проблемы теории рудообразования, а также пути использования достижений науки при прогнозировании, поисках и разведке рудных месторождений. Симпозиум продемонстрировал высокий научный уровень и международный авторитет геологических организаций и исследовательских школ Советского Союза в области изучения фундаментальных проблем теории рудообразования, генезиса разнообразных типов рудных месторождений.

Вниманию специалистов и студентов!

Алма-Атинский облкниготорг (480064, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 76) имеет в продаже и высылает наложенным платежом следующие книги издательства «Недра»: *Геологический словарь*, т. 1, 1978. Цена 5 р. 70 к. *Геологический словарь*, т. 2, 1978. Цена 5 р. 50 к. Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. *Курс рудных месторождений*. Учебник для вузов, 1981. Цена 1 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Вниманию читателей!

Могилевский облкниготорг предлагает научно-популярную книгу издательства «Недра».

Васильев Л. А., Белых З. П. *Алмазы, их свойства и применение*, 1982. Цена 40 к.

В популярной форме на современной научной основе описаны свойства алмазов, их классификация и другие вопросы. Рассказана история знаменитых алмазов мира. Заказы направляйте по адресу:

212023, Могилев, Калужская, 35. Магазин «Книга—почтой».

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Contents

DECISIONS OF THE XXVI CONGRESS OF THE CPSU BE BROUGHT INTO LIFE

- Nikonorov S. P., Distanov U. G., Zainulin I. I., Mikhailov A. S., Sonkin L. S.*
Possibilities of using non-traditional non-metals for agriculture 3

ENERGY RESOURCES

- Barkan E. S., Tikhomirov V. V., Lebedev B. A., Astaf'ev V. P.*
New data on prospects for water-dissolved gas at great depths 11
- Vagin S. B., Samsonov Yu. V., Dongaryan L. Sh., Shashin A. V.*
Paleotectonic and paleohydrogeological reconstructions when appraising prospects for oil and gas 21

METALS AND NON-METALS

- Antonov A. E.*
Deposit types of gold-silver-bearing formation 27
- Trifonov B. A., Doroshenko N. I., Shkil N. M.*
Geologic-structural features of the Uch-koshkon tin deposit 32
- Belous I. R., Kirikilitza S. I., Levenshtein M. L., Rodina E. K., Florinskaya V. N.*
Mercury presence in the salt domes in the Northwest Donets Basin 40
- Faizullin R. M., Panskikh E. A.*
Classification of apatite ores 48

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

- Blyakhova S. M., Shakhverdov V. A.*
Separation and correlation of the Paleocene and Eocene in the Chu-Sarysuyskaya Depression 53
- Lobanov A. I.*
The Okskiy horizon of the Pleistocene in the eastern part of the Ryazan' Oblast' *Grausman V. V.*
On finding of the Carboniferous flora in the Vilyuyskaya syncline 70

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Kunin N. Ya., Ostrovskiy M. I.*
Relation of the earth's crust structure and major zones of oil and gas accumulation 72

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Suslova S. N.*
Structure and lithological composition of the granulite series beneath the Kola Peninsula 77

GEOCHEMISTRY

- Ivankin P. F., Nazarova N. I.*
Problem of the carbon metasomatism and dispersed metal content in metamorphic sedimentary rocks 90

GEOFYSICS

- Akisev T. A., Klimov A. A., Shmakov Yu. G.*
Structure of the earth's crust in East Kazakhstan from seismic reflection measurements 100

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

- Kissin I. G., Barabanov V. L., Grinevskiy A. O., Markov V. M.*
On precise measurements of the water table 108

XXVII SESSION OF THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

- Bogdanov N. A.*
About XXVII-th International Geological Congress 116
- The 70-th anniversary of Yuriy Grigorevich Staritskiy* 122

NEWS IN BRIEF

- Dzhanelidze T. V., Buadze V. I.*
The VI symposium of the International Association on the Genesis of Ore Deposits 123

Вниманию читателей!

Специализированный магазин № 17 «Ленкниги» предлагает книги издательства «Недра» по геологии.

- Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы.* 1977. Цена 2 р. 45 к.
- Мещан С. Р.* Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. 1978. Цена 1 р. 60 к.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000.* В 2-х томах. 1978. Цена 4 р. 60 к.
- Методическое руководство по инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000.* 1978. Цена 3 р. 10 к.
- Милосердина Г. Г.* Сборник типовых задач по геологоразведочному делу. Учеб. пособие для вузов. 1976. Цена 42 к.
- Минералогические таблицы.* Справочник/Е. И. Семенов и др. 1981. Цена 2 р.
- Михайлов А. Е., Рамм Н. С.* Аэрометоды при геологических исследованиях. Учеб. пособие для вузов. 1975. Цена 46 к.
- Организация безопасного ведения геологоразведочных работ/А. И. Бочаров и др.* 1981. Цена 1 р. 70 к.
- Охрана труда на геологоразведочных работах/А. И. Кобанцев, А. И. Бочаров и др.* Учебник для техникумов. 1979. Цена 75 к.
- Панюков П. Н.* Инженерная геология. Учебник для вузов. 1978. Цена 1 р.
- Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых.* Учеб. пособие для вузов. 1977. Цена 1 р. 80 к.
- Радиохимические и изотопные исследования подземных вод нефтегазоносных областей.* 1975. Цена 1 р. 80 к.
- Рудник В. А.* Нормативная система пересчета применительно к эндогенному литогенезу. 1977. Цена 2 р. 26 к.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. 1972. Цена 1 р. 62 к.
- Смолдырев А. Е.* Методика и техника морских геологоразведочных работ. 1978. Цена 1 р. 70 к.
- Соколов И. Ю.* Таблицы и номограммы для расчета результатов химических анализов природных вод. Справочник. 1974. Цена 76 к.
- Справочник по инженерной геологии.* Под ред. М. В. Чуринова. 1981. Цена 1 р. 70 к.
- Справочник энергетика геологоразведочных организаций/В. В. Алексеев и др.* 1981. Цена 2 р. 30 к.
- Стратиграфия СССР.* Палеогеновая система. 1975. Цена 6 р. 37 к.
- Трофимов В. С.* Геология месторождений природных алмазов. 1980. Цена 3 р. 50 к.
- Фекличев В. Г.* Диагностические спектры минералов. Справочник. 1977. Цена 1 р. 87 к.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. 1977. Цена 4 р. 80 к.

На интересующие Вас книги заказы направляйте по адресу: 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61. Магазин № 17, Отдел «Книга—почтой».

Цена 1р.60к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1984, №2, 1-128