

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

9 • 1979

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

9 • 1979

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР

Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. П. Лаверов

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



МОСКВА-НЕДРА

© Издательство «Недра»
«Советская геология» 1979

Содержание

Шарданов А. Н., Хаин В. Е.	139	Череминский Г. А.	90
Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов	3	Влияние трещин в фундаменте на плотность теплового потока на юго-восточной окраине Балтийского щита	
Кац А. Я.	183	Сеньковский Ю. Н.	95
Метод учета фактора времени при разработке кондиций на минеральное сырье	12	Палеогеография и седиментация в сеноманском Восточно-Европейском море	
Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П.	2	Кравченко Н. С., Бурдэ Б. И.	99
Основные подразделения верхнего палеозоя Сибирской платформы	18	Распределение урана в некоторых магматических породах по данным осколковой радиографии	
Сендеров Э. Э., Бычков А. М.	396	Арабаджи М. С., Бухаров А. Р., Варламов В. Г., Мильничук В. С., Такаев Ю. Г.	104
Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе	33	Раздельный прогноз углеводородов различного фазового состава в подсолевых отложениях юга Прикаспийской синеклизы	
Самойлов Ю. А., Полуэктов В. Н.	213	Зайков В. В.	111
Геологическое строение и основные этапы формирования Бабайтагского липаритового массива (Срединный Тянь-Шань)	45	О масштабах полиметаллических месторождений	
Ручкин Г. В., Синчук Ю. А., Егоров И. Н., Тигунов Л. П., Чесноков С. В.	169	Букатчук П. Д., Топов М. А.	115
Типы свинцово-цинковых месторождений Западного и Северного Прибайкалья	56	Новые данные о древнеаллювиальных отложениях Среднего Приднестровья	
Соколова В. Н.	426	ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ	
Расслоенные интрузии Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров)	70	Сакс В. Н., Дагис А. С., Ильина В. И., Кулькова И. А., Меледина С. В., Гольберг А. В.	119
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ		Третье Межведомственное совещание по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем мезозоя и кайнозоя Средней Сибири	
Семенова С. Г.	156	КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ	
Об одной из возможных причин образования волноводов в земной коре	84	Зорин Е. С.	122
		О происхождении месторождения Миргалимсай	

Художественный редактор Л. Э. Немировский
Технический редактор А. Г. Иванова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 24.07.79. Подписано в печать 23.08.79. Т-14968. Формат 70×108¹/₁₆. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Уч.-изд. л. 12,61. Тираж 3655 экз. Заказ № 446.

Адрес редакции: 123812, ГСП, Москва, Бол. Грузинская, д. 4/6
Телефон 254-29-56

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

УДК 551.24+553.98

А. Н. ШАРДАНОВ (ИГиРГИ), В. Е. ХАИН (МГУ)

Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов

Тектоническая карта нефтегазоносных бассейнов (НГБ) — это специализированная карта, предназначенная для получения информации о строении и перспективах нефтегазоносности. Поэтому на ней должны быть отражены в первую очередь характерные особенности осадочных толщ, слагающих тектонические элементы НГБ, в которых уже установлены или предполагаются промышленные скопления нефти и газа.

Весьма важно знать мощности, формации и структуру нефтегазоносных или перспективных осадочных толщ как генераторов и вместилищ углеводородов, а также характер и степень изменения пород в зависимости от складчатости и метаморфизма, причем желательно иметь численное выражение этих изменений.

К сожалению, такая возможность отсутствует, и настало время разработать показатели и критерии численной оценки величин преобразования пород на разных стадиях от диагенеза до метангенеза, найти зависимость этих величин от тектонических режимов прошлого и современной тектонической обстановки. Пока мы используем эмпирически установленную связь между степенью изменения пород и тектоническим режимом. Однако на платформах и в складчатых областях преобразование пород неодинаково по площади и разрезу и не всегда укладывается в рамки принятого расчленения осадочного чехла на комплексы, структурные этажи и тектонические зоны. Поэтому целесообразно расчленение на зоны и комплексы по возможности приблизить к фактическому формационному составу пород, степени их складчатости и метаморфизма.

По общепринятой в настоящее время методике составления региональных тектонических карт районирование платформенных областей производится по времени консолидации фундамента, а складчатых — по возрасту главной фазы складчатости. О платформенном чехле такие карты дают ограниченную информацию — общая мощность, структура опорных горизонтов, некоторые сведения о разрывах и складчатости. Как правило, на них не отражается время накопления осадочных толщ, особенно содержащих основные нефтегазоносные формации, не приводится почти никаких сведений о структурных комплексах, залегающих ниже собственно платформенного чехла, что весьма важно для молодых платформ, поскольку к их «фундаменту» часто относят мощные толщи осадочных пород, по условиям залегания и степени метаморфизма почти не отличимых от собственно платформенного чехла.

Обоснованное проведение границы между фундаментом и осадочно-вулканогенным чехлом имеет не только научное, но и практическое значение, так как с фундаментом и чехлом связаны различные комплексы полезных ископаемых и, естественно, четкое их разделение необходимо для рационального планирования поисково-разведочных работ.

На древних платформах фундамент выражен кристаллическими глубоко метаморфизованными породами, обычно четко и однозначно отличающимися от платформенного чехла. Совершенно иное положение

ние с молодыми платформами, которые, как правило, окаймляют древние платформы или располагаются между ними. Большинство палеозойских и мезозойских геосинклиналей заложены на древних платформах или более древних складчатых системах. Естественно, что древний кристаллический фундамент в зонах геосинклинальных трогов был раздроблен, а местами вследствие раздвигания литосферных плит или ассимиляции континентальной коры расплавами верхней мантии сильно переработан.

Большой фактический материал, накопленный за последние годы благодаря глубокому бурению и геофизическим исследованиям, показывает, что строение молодых платформ весьма сложное как по площади, так и по разрезу. Площади их построены мозаично и состоят из глыб — обломков древних платформ, окаймленных разновозрастными складчатыми системами, причем на долю таких глыб на различных платформах приходится от 30 до 70%. В разрезе молодых платформ под верхним типично платформенным чехлом на массивах древнего фундамента залегают породы, которые по формациям, мощностям, складчатости и степени метаморфизма часто не отличимы от пород платформенного чехла, а в разделяющих их геосинклиналях под плитным чехлом развиты складчатые, в разной степени метаморфизованные эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные формации.

Таким образом, вследствие мозаичной структуры молодых платформ разновозрастные толщи, расположенные над массивами древней консолидации, обладают признаками, позволяющими сопоставлять их с платформенными образованиями, а в пределах складчатых систем характеризующиеся как типично геосинклинальные складчатые комплексы.

Глубинное строение молодых платформ в наибольшей степени изучено в процессе поисков нефти и газа. Естественно, что поисковое бурение начиналось на хорошо выраженных в рельефе структурах, выявленных по верхним слоям платформенного чехла. На молодых платформах верхи платформенного чехла наследуют более древнюю структуру, поэтому под полого залегающими собственно платформенными отложениями на сводах многих структур вскрывались ядра мегантиклинориев погребенных складчатых геосинклинальных областей. Породы мегантиклинориев существенно метаморфизованные, дислоцированные, обычно прорванные гранитными интрузиями. В ядрах этих структур иногда вскрывались кристаллические породы более ранней (вплоть до раннедокембрийской) консолидации, слагавшие фундамент древних платформ, на которых закладывались соответствующие геосинклинальные системы.

Вполне понятно, что структурно-литологические комплексы такого типа принимались за фундамент молодых платформ. В процессе дальнейших поисково-разведочных работ и изучения молодых платформ выяснилось, что под полого лежащими породами верхней части осадочного чехла наряду с интенсивно смятыми и метаморфизованными комплексами на смежных участках залегают разновозрастные значительно менее дислоцированные и почти не метаморфизованные породы платформенного облика, слагающие склоны погребенных мегантиклинориев и выполняющие межгорные впадины и передовые прогибы соответствующих геосинклинальных систем. Однако эти структурно-формационные комплексы платформенного облика также относились к фундаменту, так как большинством геологов принято выделять фундамент молодых платформ не по структурно-формационным признакам и степени преобразования пород, а по времени завершающей складчатости последней геосинклинальной эпохи.

Историко-геологический принцип расчленения разрезов платформ и их районирования привел к тому, что в составе «герцинского фундамента» оказались почти все структурно-формационные комплексы палеозоя Западно-Сибирской и Туранской плит. Между тем практика геолого-геофизических исследований показала, что в ряде районов породы девона и карбона по степени складчатости и литификации ближе к платформенному чехлу, чем к складчатому «фундаменту», а в юго-восточной части Западной Сибири в толщах девона — карбона разведаны промышленные залежи нефти.

По мере дальнейшего изучения молодых платформ выяснилось, что между геосинклинальными комплексами, относимыми к «фундаменту», и типично платформенными осадками чехла, имеющими повсеместное распространение, залегают локально развитые комплексы пород, по характеру складчатости и степени литификации занимающие как бы промежуточное положение между ними.

Эти промежуточные комплексы, приуроченные зачастую к грабенам (или авлакогенам), бывают подвержены складчатости и динамометаморфизму вдоль зон глубинных разломов. Некоторые из таких грабенообразных прогибов за сравнительно короткое геологическое время (соответствующее периоду или его части) испытывали весьма интенсивное погружение, сопровождавшееся накоплением формаций, близких по мощности и фациям миогеосинклинальным. Кратковременное погружение часто завершалось общей инверсией и складчатостью промежуточного или даже линейного типа. Эти короткоживущие прогибы по ряду признаков близки геосинклиналям, поэтому некоторые исследователи относят их к геоструктурам, именуемым интракратонными геосинклиналями, хотя многими чертами, свойственными типичным геосинклиналям, они не обладают. Например, в них обычно не встречаются гранитные интрузии, значительно слабее развит или даже отсутствует метаморфизм и т. п.

За пределами грабенов (или авлакогенов) синхронные им осадки выполняют впадины и залегают полого, отделяясь от собственно платформенных перерывом, сопровождаемым угловым несогласием. Формированию этих своеобразных комплексов пород соответствует период известной активизации уже консолидированного участка континентальной коры, следующий после пенепленизации эпигеосинклинального орогена и предшествующий общему слабо дифференцированному погружению с накоплением платформенных осадков, характерных для этапа становления плиты.

Некоторые исследователи, учитывая, что описываемые структурно-формационные комплексы залегают между «фундаментом» молодых платформ и чехлом, предложили именовать их «промежуточными», или «переходными». Но поскольку при выделении «переходных» комплексов, как и при ограничении «фундамента», был принят историко-геологический принцип, в составе этих комплексов во многих случаях оказались примерно разновозрастные структурно-формационные образования, различающиеся условиями накопления осадков, степенью складчатости и литификации.

Так, на эпигерцинской платформе юга СССР в составе пермотриасового «переходного» комплекса оказались: 1) породы пермотриаса Восточного Предкавказья и Южного Мангышлака, накапливавшиеся в платформенных условиях и испытывавшие платформенную складчатость, сопровождавшуюся существенной глыбовой тектоникой; 2) миогеосинклинальная формация триаса Западного Предкавказья и Степного Крыма, формировавшаяся в узком интракратонном трое (тафрогеосинклинали) и испытывавшая общую инверсию и складчатость геосин-

клинального типа*; 3) породы пермо-триаса Центрального Мангышлака, накопившиеся в авлакогене и испытавшие инверсию и складчатость, близкую к геосинклинальной.

Таким образом, «переходный» комплекс пермо-триаса содержит различные структурно-формационные комплексы по условиям накопления, а также по степени складчатости и литификации. Следовательно, историко-геологический принцип приводит иногда к противоречивым результатам как при выделении «фундамента», так и при расчленении осадочно-вулканогенного разреза молодых плит.

Этот принцип более успешно можно применять в отношении древних платформ, где консолидация фундамента произошла до фанерозоя, а платформенный чехол расчленяется в большинстве случаев на два структурно-формационных комплекса: верхний, плитный, или собственно платформенный комплекс древних платформ, сложенный регионально развитыми платформенными осадками, и нижние, доплитные, или протоплатформенные, комплексы платформенного чехла, имеющие локальное распространение. Последние накапливались в эпоху активизации платформы, предшествующую общему ее погружению, поэтому местами они выполняют грабенообразные прогибы и авлакогены, а между ними заполняют пологие впадины.

Грабенообразные прогибы древних платформ, как и молодых, представлены разными типами — от прогибов, выполненных маломощными, часто континентальными толщами, до глубоких весьма активных трогов, сложенных мощными сериями осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, испытавших инверсию и общую складчатость (Угарта, Донбасс, Пальмириды и др.). Известно, что на Русской платформе период активизации и развития авлакогенов связан в основном с поздним протерозоем. Однако на юге платформы, очевидно под влиянием смежной герцинской геосинклинали, в позднем девоне закладывается и развивается активный Припятско-Донецкий авлакоген, а верхний — плитный комплекс чехла начинает накапливаться лишь с каменноугольного периода. Таким образом, и в отношении древних платформ историко-геологический принцип не может быть применим для всей их территории. Следовательно, историко-геологический принцип должен быть дополнен структурно-формационным анализом, который становится определяющим по мере накопления фактического материала о структуре, формациях и стадиях литогенеза глубинных толщ осадочного чехла.

Увеличение глубинности геофизических исследований и возрастание глубины поисково-разведочных скважин позволяет уже сегодня изучать нефтегазоносность недр до глубины 5—7 км. Еще 10—15 лет назад перспективы промышленной нефтегазоносности практически связывались лишь с верхней частью платформенного чехла, т. е. с плитными комплексами. В фундаменте, а также в «промежуточных», или «переходных», комплексах существенных прогнозных запасов нефти и газа не отмечалось. Но, как известно, практика поисково-разведочных работ опрокинула эти представления — промышленные запасы углеводородов обнаружены сначала в «переходных» комплексах, а затем и в породах «фундамента» молодых платформ.

Как и следовало ожидать, нефть и газ залегают в таких литолого-стратиграфических комплексах, где имеются условия, обеспечивающие генерацию, аккумуляцию и сохранность скоплений углеводородов независимо от того, как они именуются — «фундамент», «промежуточ-

* Ряд исследователей относит складчатую систему триаса Западного Предкавказья, Степного Крыма и Добруджи к киммеридам, т. е. к «фундаменту» молодой платформы.

ный» или «платформенный чехол». В связи с этим необходимо пересмотреть прежние принципы тектонического районирования. В процессе разработки легенды и методики составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов мы пришли к выводу, что на тектонической карте надо показать структуры и по возможности формационный состав всей неметаморфизованной осадочной части земной коры; иными словами, осадочный чехол в широком смысле, в котором существовали условия для аккумуляции и сохранения промышленных скоплений углеводородов.

Поскольку в основу расчленения разрезов осадочно-вулканогенных толщ положен структурно-формационный принцип, задача состоит в том, чтобы выделить структурно-формационные комплексы, образующие системы.

Разрез древних платформ в основном подразделяется на две системы (табл. 1): платформенную неметаморфизованную (платформенный чехол) и метаморфическую гранитизированную (фундамент); иногда выделяется третья — параплатформенная. В частности, платформенная система делится на две части. Верхняя — это плитный (ортоплатформенный или позднеплатформенный) комплекс, обычно образующий верхний структурный этаж (в наиболее широком смысле термина) платформенной системы. Плитный комплекс состоит из платформенных формаций, и лишь по краям платформ вдоль границ с орогенными поясами могут развиваться также орогенные молассоидные формации (например, нижний красный лежень Средней Европы или татарско-ветлужская серия востока Русской плиты). Нижняя часть платформенной системы — это доплитный (протоплатформенный или раннеплатформенный) комплекс, имеющий более сложное строение, связанное с большей активностью платформы на этой стадии по сравнению с плитной. Породы, слагающие этот комплекс, часто имеют прерывистое распространение со значительным изменением мощностей вплоть до выклинивания, представлены в основном платформенными формациями, но в грабенообразных прогибах и авлакогенах развиты специфические формации, которые могут быть названы авлакогенными. Доплитные комплексы обычно образуют единый структурный этаж, но в областях авлакогенов иногда подразделяются на несколько этажей.

На ранней стадии развития консолидированной платформы вдоль глубинных разломов изредка формируются глубокие прогибы — интракратонные геосинклинали, заполняемые специфическими формациями, близкими к геосинклинальным, которые образуют умеренно складчатые параплатформенные комплексы.

Вдоль границ древних платформ и геосинклинальных областей края платформы местами могли испытывать сильное погружение (перикратонные прогибы) с накоплением формаций, переходных от платформенных к миогеосинклинальным, а затем и орогенным. При инверсии и складчатости геосинклинали метаморфизму могли подвергаться перикратонные и телеорогенные формации платформы. По формационной и структурной характеристикам они могут существенно отличаться от платформенных, поэтому не исключено, что их вместе с комплексами интракратонных геосинклиналей нужно выделять в самостоятельную параплатформенную систему.

Разрез молодых платформ значительно сложнее; его предлагается разделить на четыре системы (табл. 2): платформенную, параплатформенную, складчатую и метаморфическую («фундамент»).

Платформенная система, как и на древних платформах, состоит из двух основных комплексов — плитного (ортоплатформенного, или

Таблица 1

Схема расчленения осадочного чехла древних платформ

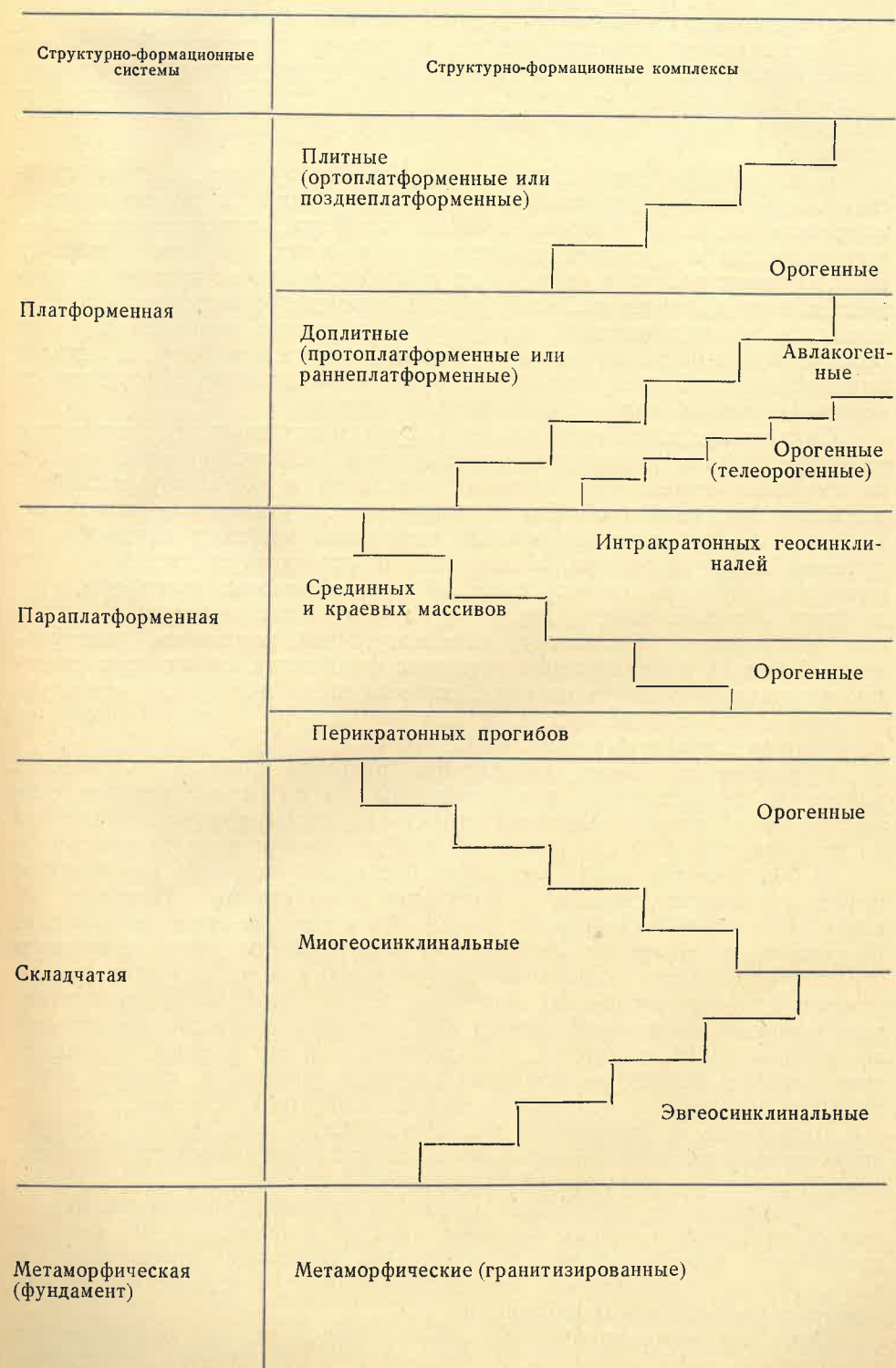


позднеплатформенного) и доплитного (протоплатформенного, или раннеплатформенного). В авлакогенах на раннеплатформенной стадии накапливаются авлакогенные комплексы, которые являются структурно-формационной разновидностью доплитных. В платформенную систему могут быть включены и телеорогенные комплексы, если они по структурной характеристике и степени литификации тяготеют к платформенным образованиям (см. табл. 2).

Параплатформенная система включает комплексы чехла срединных и краевых массивов, а также синхронные им комплексы перикратонных прогибов, накапливавшихся в предшествующую геосинклинальную эпоху. К этой же системе могут быть отнесены и комплексы интракратонных геосинклиналей, если они не в такой мере складча-

Таблица 2

Схема расчленения осадочного чехла молодых платформ



тые и метаморфизованные, чтобы их включить в состав складчатой системы. Возможно, что некоторые авлакогенные, а также орогенные комплексы в случае их значительной метаморфизации и складчатости следует относить к параплатформенной системе.

В складчатую систему входят складчатые и метаморфизованные (эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и орогенные) комплексы предшествующего цикла неогоя. К этой же системе могут относиться и складчатые метаморфизованные комплексы интракратонных геосинклиналей.

К метаморфической системе («фундаменту») предлагается относить лишь метаморфизованные породы архейской и протерозойской консолидации, т. е. обломки древних платформ, сохранившиеся преимущественно в пределах срединных и краевых массивов молодых плит. В зонах развития складчатых комплексов неогоя древний фундамент или не существовал, если соответствующие геосинклинали закладывались на океанической коре, или был сильно переработан, если геосинклинали формировались в области древних платформ. В локальном прерывистом распространении фундамента и заключается одно из основных отличий молодых платформ от древних.

Складчатые комплексы неогоя («фундамент» молодых платформ), развитые лишь в пределах предшествующих геосинклинальных трогов, на смежных стабильных массивах переходят в комплексы платформенного типа, ничего общего не имеющие с фундаментом платформ. Поэтому предлагается складчатые комплексы молодых платформ не относить к «фундаменту», а выделить в «складчатую систему», что позволит дифференцировать сложный разрез молодых платформ, следующим образом: вместо двух- (фундамент, платформенный чехол) или трехчленного (фундамент, «промежуточный комплекс», платформенный чехол) подразделения выделить фундамент, складчатую систему, параплатформенную систему, состоящую из нескольких структурно-формационных комплексов, и платформенную, подразделяющуюся на плитные и доплитные комплексы.

Предлагаемая схема расчленения разрезов древних и молодых платформ предназначена для унификации и сопоставления разрезов различных регионов, выделения структурно-формационных комплексов по их сравнительной перспективности в отношении нефтегазоносности.

В большинстве нефтегазоносных бассейнов основные перспективы нефтегазоносности связаны с плитными комплексами. Поэтому на карте НГБ основное внимание должно быть уделено этим комплексам; территорию их развития следует показывать цветом, соответствующим стратиграфическому положению содержащихся в их разрезах нефтегазоносных (перспективных) формаций. Структурный план перспективных плитных комплексов может изображаться цветными изогипсами по подошве этого комплекса. Для районов, где нет данных, позволяющих показать структуры подошвы плитного комплекса, следует ограничиться изображением опорного горизонта внутри комплекса.

Доплитные и синхронные им авлакогенные комплексы, а также структурно-формационные комплексы параплатформенной системы выделяются цветной штриховкой или крапом.

Районирование межгорных впадин и прогибов эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов следует производить по времени накопления перспективных структурно-формационных комплексов и выражать на карте цветом, соответствующим стратиграфическому положению перспективных формаций.

Опыт поисково-разведочных работ показывает, что определенные перспективы нефтегазоносности связаны и с орогенными областями

как эпиплатформенными, так и эпигеосинклинальными, в частности, с зонами их периклинальных погружений и пологими крыльями. Перспективны также и поднадвиговые комплексы в сложно построенных внешних зонах складчатых геосинклинальных систем типа канадских Скалистых гор.

Орогены, которые должны быть выделены по времени накопления перспективных нефтегазоносных формаций, на карте покрываются цветом, соответствующим стратиграфическому положению этих формаций. Структуру перспективных комплексов орогенов можно изображать оконтуриванием антиклинорий, синклинорий, показом осей антиклиналей, разрывов и надвигов; при наличии данных структура перспективных комплексов должна изображаться стратогипсами соответствующего цвета, с индексами.

Весьма сложным является определение границ нефтегазоносных бассейнов, т. е. разграничение перспективных и неперспективных территорий. Общего рецепта, по-видимому, предложить нельзя, этот вопрос должен решаться индивидуально для каждого бассейна. На платформах эта граница проходит примерно по километровой изопакхите осадочного чехла.

Бесперспективные территории на суше целесообразно закрашивать светлым нейтральным цветом, чтобы в их пределах можно было выделить штриховкой разного рисунка и цветом плиты, щиты и орогены различного возраста.

Помимо собственных структурных элементов (складок, разрывов) необходимо показывать на карте рифы и зоны их развития с указанием стратиграфической приуроченности. Особо важно выделять зоны соляной тектоники и отдельные соляные купола. Заслуживают специального изображения также зоны грязевого вулканизма и глиняные диапиры.

Составление карты для акваторий представляет особые сложности. Если принять те же условные обозначения, что и для суши, то потеряется граница суши и моря. Для поисково-разведочных работ большое значение имеет глубина моря, поэтому акватории на карте предлагается закрашивать разными тонами синего цвета в зависимости от глубины бассейна, и лишь глубоководные желоба выделять фиолетовой краской. Основные структурные элементы акваторий могут быть даны цветными линиями в зависимости от их возраста. Перспективные области погруженных платформ и прогибов, тянущиеся вдоль подошвы континентального склона, а также вдоль островных дуг, следует показывать в виде изолиний мощностей осадочного чехла в соответствии с их возрастом. Изогипсами можно отразить также структуру опорных горизонтов осадочного чехла.

К существенным недостаткам тектонических карт относится невозможность показа объемной модели строения области. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, предлагается карту дополнить колонками-разрезами геологических формаций осадочного чехла, начиная от поверхности до фундамента (помещать их можно на бесперспективных площадях). Колонки следует составлять для каждой нефтеносной области, но если геологический разрез формаций не особенно меняется по площади, то дать единую для всего бассейна. На этих колонках предлагается отразить смену тектонических режимов, геологические формации, перерывы—размывы осадков, структурно-формационные системы, комплексы и этажи, типы складчатости.

В заключение следует подчеркнуть, что тектоническая карта нефтегазоносных бассейнов должна составляться с учетом и даже на базе аэрокосмической информации. Результаты дешифрирования аэрокос-

мических материалов надо интерпретировать и сопоставлять с данными геолого-геофизических исследований. В итоге комплексной обработки всех полученных материалов уточняются известные ранее структурные элементы, наносятся вновь установленные. По аэрокосмическим материалам могут быть выделены ранее неизвестные разрывы, структуры разных порядков и планов, в том числе не подтвержденные традиционными геолого-геофизическими исследованиями. Элементы тектоники, выявленные лишь по аэрокосмическим материалам, должны изображаться особыми знаками. Предусмотрены знаки для изображения разломов, зон поднятий, кольцевых структур, а также зон интенсивных поднятий и опусканий в пределах нефтегазоносных бассейнов суши. Предполагается затем разделить активные и пассивные, в том числе погребенные (в фундаменте) разломы, выделить крупные локальные поднятия или их зоны, активно воздымающиеся в неотектоническую и (или) современную эпохи.

УДК 553.042.003.1

А. Я. КАЦ (ВИЭМС)

Метод учета фактора времени при разработке кондиций на минеральное сырье

В статье Е. А. Козловского «Минерально-сырьевая база и фактор времени» («Сов. геология», 1979, № 3) особое место занимает вопрос учета фактора времени применительно к разработке кондиций.

Кондиции представляют собой совокупность требований к качеству полезных ископаемых в недрах и выражаются комплексом параметров, необходимых для оконтуривания и подсчета запасов предварительно или детально разведанного месторождения, а также для подразделения разведанных запасов по их народнохозяйственному признаку — на балансовые и забалансовые. В методическом отношении оценка месторождений и разработка кондиций — единая взаимосвязанная система инженерных расчетов и построений, осуществляемых в следующем порядке:

а) на базе материалов проведенных геологоразведочных работ производится оконтуривание и подсчет запасов полезных ископаемых по нескольким вариантам бортовых содержаний с использованием и других параметров, необходимых для подсчета запасов;

б) в каждом контуре подсчета запасов выделяются участки, однородные по горно-геологическим условиям и качеству сырья;

в) в зависимости от величины запасов, их качества и горно-геологических условий в каждом контуре определяются возможные уровни производительности рудника, технология добычи, обогащения, металлургического передела добываемого сырья, а также производственно-технические показатели — коэффициенты потерь, разубоживания, изменения качества, сквозного извлечения, обогатимости и другие, необходимые для оценки объекта;

г) производится расчет ожидаемой экономической эффективности разработки месторождения по вариантам с установлением годового и суммарного выпуска конечной продукции, себестоимости и приведенной стоимости (приведенных затрат) конечного продукта, эффективности капитальных вложений, рентабельности, годовой и суммарной прибыли,

а в случае необходимости — суммарной ренты и дисконтированного экономического эффекта;

д) в зависимости от того, какой из вышеприведенных результативных показателей будет избран в качестве критерия, из общего числа вариантов оконтуривания определяется оптимальный. Параметры, принятые для оконтуривания, а также все другие показатели и характеристики этого варианта признаются оптимальными, а запасы — балансовыми.

На первом этапе оценки целесообразно установить прежде всего крайние значения бортовых содержаний и других параметров, необходимых для оконтуривания запасов. Первый базовый вариант (с самым низким бортовым содержанием) обеспечивает включение в контур максимально возможного количества запасов на разведанной площади. Вторым базовым вариантом (с самым высоким бортовым содержанием и наиболее богатыми рудами) характеризует минимум запасов, количество которых, однако, должно быть достаточным для строительства горнорудного предприятия. Все промежуточные варианты располагаются между базовыми, причем общее их количество, особенно при решении задачи с использованием ЭВМ, может быть весьма значительным. Следует также принять во внимание важнейшие закономерности динамики технико-экономических показателей, установленные из опыта оценки рудных месторождений и выявленные в результате проведенных экспериментальных оценочных работ. Согласно этим данным такие результативные показатели как рентабельность, окупаемость капитальных вложений, прибыль на единицу конечной продукции и большинство других, исчисляемых в расчете на единицу конечной продукции, а в ряде случаев и годовая прибыль, как правило, улучшаются от варианта с наибольшими запасами до варианта с наименьшими, но наиболее богатыми рудами.

Именно в связи с этой закономерностью и возникли такие понятия, как «хищническое» отношение к природным ресурсам, «хищническая» разработка месторождений, присущие капиталистическому способу производства, где главной целью является достижение максимальной прибыли. Рассмотрим вопрос, о каком именно максимуме прибыли может идти речь применительно к оценке месторождений и разработке кондиций, и может ли этот показатель использоваться в качестве критерия при определении оптимального контура балансовых запасов, не приводя при этом к выборочной отработке только богатых руд. Это исключительно важно для понимания методики, тем более что ряд специалистов допускают явно ошибочную интерпретацию этого критерия (см. статью А. И. Бочкарева; «Разведка и охрана недр», 1978, № 4).

Приведем один из типичных примеров оценки рудных месторождений, на котором в последующем изложении будут показаны также результаты оценки с применением дисконтирования как метода учета фактора времени при определении оптимальных кондиций. Исходные и результативные данные оценки этого типичного объекта изложены в таблице.

Как видно из результатов оценки, конкурирующими являются варианты 2 и 3. У варианта 2 более высокий суммарный выпуск продукции (1,53 против 1,00 млн. т) и большая суммарная прибыль (696 против 488 млн. руб.). По всем остальным показателям, в том числе по рентабельности, прибыли на 1 т товарной продукции и годовой прибыли, преимущество имеет вариант 3.

С точки зрения охраны природы нельзя сбрасывать со счета и вариант 1, располагающий наибольшим количеством запасов, но уступающий по остальным показателям, которые хотя и ниже, чем у вариантов 2 и 3, но также достаточно высоки. Чтобы решить вопрос оптимальности, необходимо установить качество исключаемых запасов при переходе от

Результаты оценки месторождения по вариантам оконтуривания запасов

Наименование показателей	Единица измерения	Показатели оценки по вариантам		
		1	2	3
Исходные данные				
Эксплуатационные запасы руды с учетом потерь и разубоживания (Z_a)	млн. т	22,22	18,38	6,87
Среднее содержание металла с учетом разубоживания и сквозного извлечения в конечный продукт ($M \cdot P \cdot I$)	т/т	0,0709	0,0831	0,1455
Производительность рудника по руде (A)	млн. т/год	0,500	0,457	0,289
Срок отработки запасов (T)	годы	45	40	24
Общие капиталовложения (K)	млн. руб.	49	46	34
Срок строительства объектов добычи и переработки (t)	годы	4	3,5	3
Себестоимость добычи и полной переработки 1 т руды (C)	руб/т	11,53	12,08	16,28
Цена металла в конечном продукте, принятая для оценки (C)	"	600	600	600
Результативные данные				
Годовой выпуск товарной продукции $A \cdot M \cdot P \cdot I \cdot 1000 = A_m$	тыс. т	35	38	42
Себестоимость конечной продукции $C/M \cdot P \cdot I = C_m$	руб/т	163	145	112
Удельные капиталовложения на 1 т годового выпуска конечной продукции $K/A \cdot M \cdot P \cdot I = K_{ум}$	"	1382	1211	809
Приведенные затраты на 1 т конечной продукции $C_m + E_n \cdot K_{ум} = K_{пр}$	"	329	290	209
Прибыль на 1 т конечной продукции $C - C_m$	"	437	455	488
Годовая прибыль $(C - C_m) A_m = P_r$	млн. руб.	15,3	17,3	20,5
Окупаемость капиталовложений $K : P_r$	годы	3,2	2,7	1,7
Рентабельность $100(C - C_m) : K_{ум}$	%	31,6	37,6	60,3
Суммарный за весь срок разработки выпуск товарной продукции $(A_m \cdot T) : 1000$	млн. т	1,57	1,53	1,0
Суммарная прибыль по месторождению в целом $P_r \cdot T$	млн. руб.	688	696	488

* $E_n = 0,12$.

первого варианта к последующим и определить, по какой себестоимости может быть получен металл из этих приращений.

Запасы руды, расположенные между контурами 1 и 2, составляют 22,22—18,38=3,84 млн. т. Среднее содержание металла с учетом разубоживания и извлечения в этой «прирезке»: $(22,22 \cdot 0,0709 - 18,38 \cdot 0,0831) : 3,84 = 0,0125$ т/т, или 1,25%. Себестоимость 1 т металла в «прирезке»: $(22,22 \cdot 11,53 - 18,38 \cdot 12,08) : (3,84 \cdot 0,0125) = 712$ руб/т. Аналогичный расчет по «прирезке», расположенной между контурами 2 и 3, показывает, что запасы руды составляют 11,51 млн. т, среднее содержание металла 0,0459 т/т, или 4,59%, а себестоимость 209 руб/т.

Итак, мы имеем три приращения запасов руды (3,84; 11,51 и 6,87 млн. т), из которых может быть получен металл по себестоимости

соответственно 712, 209 и 112* руб/т. Сравнив полученные себестоимости с ценой 600 руб/т, легко понять, почему суммарная прибыль оказалась максимальной именно у варианта 2. Максимум прибыли наступает, когда из промышленного контура исключают лишь убыточные запасы (в данном случае 3,84 млн. т руды с себестоимостью металла 712 руб/т при цене 600 руб/т). Но если из промышленного контура будут исключены также и прибыльные запасы (в данном случае по себестоимости металла 209 руб/т), то, как видно из таблицы, суммарная прибыль обязательно снизится, даже в случае, если из контура будут исключены запасы с себестоимостью предельно близкой, но все же меньшей, чем цена.

В справедливости этих рассуждений можно убедиться, выполнив оценку приведенных вариантов оконтуривания по цене, равной себестоимости металла в худшей «прирезке», т. е. 712 руб/т. В этом случае максимум суммарной прибыли должен переместиться с варианта 2 на вариант 1. Поскольку приращиваются запасы с нулевым эффектом, суммарная прибыль у варианта 1 должна быть во всяком случае не ниже других вариантов, о чем свидетельствует следующий расчет:

Вариант 1. $22,22(712 \cdot 0,0709 - 11,53) = 865,487$ млн. т/руб.

Вариант 2. $18,38(712 \cdot 0,0831 - 12,08) = 865,463$ —, —

Вариант 3. $6,87(712 \cdot 0,1455 - 16,28) = 599,861$ —, —

Оптимальным стал вариант 1, включающий все запасы месторождения.

Итак, показатель суммарной прибыли, избранный в качестве критерия для оптимального оконтуривания, регламентирует качество вовлекаемых в промышленный контур балансовых запасов, где нижним стоимостным пределом является нулевая рентабельность. Этот критерий не имеет ничего общего с хищнической разработкой месторождений, как это ошибочно понимают некоторые авторы. Наоборот, хищнической можно назвать разработку, если в качестве критерия был бы избран один из показателей — «максимум годовой прибыли», «максимум прибыли на 1 т металла» или «рентабельность» (как предлагает А. И. Бочкарев). В этом случае оптимальным был бы вариант 3, и при этом безвозвратно потеряно 530 тыс. т запасов металла по себестоимости, почти в три раза меньшей, чем цена (209 против 600 руб/т).

Другой метод оценки месторождений предложен временной научно-технической комиссией ГКНТ. В отличие от рассмотренного выше метода, предусматривается применение кадастровых цен, базирующихся на замыкающих затратах, а также сложное процентирование (дисконтирование) как способ учета фактора времени при разработке кондиций. В данном случае в качестве критерия оптимальности для определения балансовых запасов используется суммарный эффект, определяемый по формуле

$$R_p = \sum_{t=1}^T \frac{Z_t - S_t}{(1 + E_{нв})^t} \text{ руб.},$$

где T — расчетный период оценки месторождения (выемочной единицы), исчисляемый начиная от начала строительства ($t=1$) и до отработки запасов ($\Sigma t = T$), лет;

Z_t — ценность годовой продукции (включая все попутно извлекаемые компоненты), исчисленная в кадастровых ценах t -го года, руб.;

* См. таблицу (показатель C_m).

S_t — сумма капитальных и эксплуатационных (без отчислений на реновацию) затрат в t -ом году эксплуатации (освоения) руб.;
 $E_{нв}$ — норматив для приведения разновременных затрат, доли един. Применительно к условиям нашего примера, где в течение всего срока отработки запасов в рамках одного варианта оконтуривания сохраняется одинаковая производительность по руде и металлу, формула оценки имеет следующий вид:

$$R_p = A (C_k - C_{мр}) \frac{(1 + E_{нв})^T - 1}{E_{нв} (1 + E_{нв})^{T+T}} - K \frac{(1 + E_{нв})^T - 1}{T \cdot E_{нв} (1 + E_{нв})^T} \text{ тыс. руб.,}$$

где A — годовая производительность предприятия по конечному продукту, тыс. т;

C_k — кадастровая цена конечного продукта (в нашем примере 1200 руб/т);

$C_{мр}$ — себестоимость конечного продукта (металла) за вычетом реновации*, руб. т; по вариантам она составит: 1) 163—(49:1,57)=132, 2) 145—(46:1,53)=115, 3) 112—(34:1,00)=78 руб/т;

T — срок отработки запасов, лет;

T — срок строительства предприятия, лет;

$\frac{(1 + E_{нв})^T - 1}{E_{нв}(1 + E_{нв})^{T+T}} = \alpha_1$ — коэффициент перевода годового эффекта в суммарный дисконтированный, т. е. приведенный к году начала строительства при $E_{нв}=0,08$; по вариантам он составит: 1) 8,9; 2) 9,11, 3) 8,36;

$\frac{(1 + E_{нв})^T - 1}{T \cdot E_{нв}(1 + E_{нв})^T} = \alpha_2$ — коэффициент приведения общих капиталовложений к году начала строительства; по вариантам он составит: 1) 0,8275, 2) 0,8414, 3) 0,86.

Подставив в формулу численные значения показателей оценки месторождения, получим следующие величины суммарного дисконтированного эффекта:

Вариант 1. 35(1200—132)·8,9—49000·0,8275=292 144 тыс. руб.

Вариант 2. 38(1200—115)·9,11—46000·0,8414=336 901 —, —

Вариант 3. 42(1200—78)·8,36—34000·0,8600=364 717 —, —

Как видно из расчета, максимум суммарного дисконтированного эффекта приходится на вариант 3, хотя применялась кадастровая цена, вдвое более высокая, чем преysкурантная (1200 против 600 руб/т). Если без дисконтирования достаточно было повысить цену с 600 до 712 руб/т, чтобы весь запас месторождения стал балансовым, то в данном случае, наоборот, оптимальным стал вариант с самыми малыми запасами, но наиболее богатыми рудами. При этом за пределами оптимального контура оказалось значительное количество запасов высокого качества, из которых может быть получен металл по себестоимости 209 руб/т, что почти в три раза ниже преysкурантной цены и в шесть раз ниже кадастровой.

Полученные данные свидетельствуют о том, что метод дисконтирования приводит к результатам, прямо противоположным тем целям, которым должно служить применение кадастровых цен (закрывающих затрат). Вместо вовлечения в разработку большего количества запасов, чем это возможно при действующих оптовых ценах, на практике происходит потеря ресурсов высокого качества, которые в настоящее время эффективно используются промышленностью.

* Реновация определена как частное от деления общей суммы капитальных вложений на суммарный выпуск товарной продукции.

Эта сторона вопроса наглядно иллюстрируется в статье Е. А. Козловского, в которой со всей убедительностью аргументируется неправомерность метода дисконтирования для разработки кондиций.

Однако дело заключается не только в значительном повышении требований к качеству запасов. Если бы речь шла только об ужесточении требований к качеству сырья, то можно было путем оптимизационных расчетов, ориентируясь на потребность в данном сырье, установить такой уровень цен и такую норму дисконтирования, при которых выявленное противоречие было бы устранено. Обнаруживается также методологическая ошибочность рекомендуемого метода дисконтирования применительно к кондициям.

Для доказательства этого утверждения представим формулу суммарного дисконтированного эффекта в виде разницы между суммарной дисконтированной извлекаемой ценностью и суммарными дисконтированными затратами:

$$R_p = A \cdot C_k \cdot \alpha_1 - (A \cdot C \cdot \alpha_1 + K \cdot \alpha_2),$$

где $A \cdot C_k \cdot \alpha_1$ — суммарная дисконтированная ценность извлекаемых запасов металла в кадастровых ценах, тыс. руб.;

$A \cdot C \cdot \alpha_1$ — суммарные дисконтированные эксплуатационные расходы (за вычетом реновации), тыс. руб.;

$K \cdot \alpha_2$ — суммарные дисконтированные капиталовложения, тыс. руб.

Согласно данным нашего примера, извлекаемая ценность и затраты по вариантам оконтуривания составляют:

Вариант 1. 373800—81655=292144 тыс. руб.

Вариант 2. 415416—78515=336901 —, —

Вариант 3. 421344—56627=364717 —, —

Рассматривая полученные результаты суммарной извлекаемой ценности в динамике, нетрудно заметить, что их величины вместо естественного снижения от больших запасов (вариант 1) к меньшим (вариант 3), наоборот, увеличиваются. В этих условиях вариант 3, характеризующийся наибольшей извлекаемой ценностью, с одной стороны, и наименьшими суммарными затратами — с другой, становится вне конкуренции. При любом росте кадастровых цен (закрывающих затрат) он будет отличаться более высоким суммарным дисконтированным эффектом, чем варианты с большими запасами. Это вполне очевидно, поскольку пересчет извлекаемых ценностей на другие цены лишь изменит их абсолютные величины, а динамика сохранится прежней. Так, если в силу острого дефицита в данном сырье и в целях вовлечения в разработку более бедных руд кадастровая цена будет увеличена, например, в 10 раз, то и извлекаемые ценности по вариантам также увеличатся в 10 раз; при этом максимум эффекта сохранится в третьем варианте, и никакого приращения запасов не произойдет.

ВИЭМС совместно с рядом других организаций Мингео СССР в порядке эксперимента выполнил оценку ряда месторождений черных и цветных металлов и по каждому объекту получил аналогичные результаты. Они свидетельствуют об ошибочности формулы суммарного дисконтированного эффекта с экономической и методологической точек зрения. Поскольку отсутствуют экономические обоснования формулы дисконтированного суммарного эффекта для определения оптимальных кондиций, судить об этом можно лишь по результатам оценки. В методологическом плане ошибочность метода заключается в том, что цена, являющаяся основным инструментом регламентации качества вовлекаемых в разработку запасов, в предложенной формуле не только не выполняет этой функции, но в значительной степени утрачивает свое влия-

ние на уровень кондиций. В связи с этим лишены всякого смысла усилия ученых, направленные на разработку методов определения численных значений замыкающих затрат и кадастровых цен, которые в формуле дисконтированного эффекта не смогут выполнять той функции, ради которой они определялись.

С теоретических позиций также представляется необоснованным применение дисконтирования как метода учета фактора времени при определении оптимальных кондиций. Месторождения полезных ископаемых в экономическом плане отличаются от других объектов производства не только ограниченностью ресурсов и соответственно сроков разработки, но и тем, что качество сырья определяется природными факторами и не зависит от деятельности человека. Невоспроизводимость полезных ископаемых и их исчерпаемость, особенно в условиях научно-технического прогресса и непрерывно возрастающей потребности в минеральном сырье, предопределяют необходимость перехода к разработке все более бедных руд, залегающих на больших глубинах и в труднодоступных районах, что требует все больших затрат на их освоение. В силу этой тенденции определились и являются общепризнанными понятия балансовых и забалансовых запасов полезных ископаемых. Эти понятия, если и не говорят о конкретном методе учета фактора времени, то определяют базис, которым следует руководствоваться при его разработке. Сущность базиса заключается в том, что если разработка запасов определенного качества в настоящее время оценивается как экономически эффективная (балансовые запасы), то в дальнейшем целесообразность освоения запасов того же качества может только повыситься, а не наоборот, как это вытекает из дисконтного метода.

Оконтуривание и оценка балансовых запасов осуществляются исходя из действующих цен и достигнутого уровня технологии, а забалансовых запасов — исходя из перспективных цен, прогнозируемой технологии и с учетом возможных изменений во времени потребности, обеспеченности, трудоемкости освоения и качества сырьевых ресурсов. Если к забалансовым запасам, которые со временем должны переводиться в категорию балансовых, будут юридически установлены столь же строгий учет и бережное отношение, как к балансовым, то это будет наиболее эффективным методом учета фактора времени, обеспечивающим народнохозяйственный подход к недрам и рациональное использование минерально-сырьевых ресурсов.

УДК 551.735.736.001.33(571.5)

Н. Г. ВЕРБИЦКАЯ, Н. П. ИЛЬЮХИНА (ВСЕГЕИ)

Основные подразделения верхнего палеозоя Сибирской платформы

Верхнепалеозойская угленосная толща Сибирской платформы сложена преимущественно полифациальными лагунно-континентальными осадками. Детальные стратиграфические исследования, выполнявшиеся в конце 60-х годов в связи с проблемой ярусного деления перми и триаса территории СССР, а главным образом широко развернувшиеся поисково-разведочные работы на нефть и уголь в различных частях платформы дали возможность произвести комплексное изучение ряда опорных разрезов верхнего палеозоя.

Для позднего палеозоя Сибирской платформы установлена историко-геологическая этапность, нашедшая отражение как в тектоническом

режиме, характере осадконакопления и процессах вулканизма, так и в развитии органического мира. Строение верхнепалеозойской угленосной формации определяется цикличностью (ритмичностью) осадконакопления (в понимании Ю. А. Жемчужникова), обусловленной колебательными движениями. В позднем палеозое Сибирской платформы отчетливо различаются два крупных мегаритма (или мегаэтапа) направленного регрессивного развития палеогеографических обстановок. Это позволило авторам еще в 1970 г. впервые произвести расчленение верхнепалеозойских образований на серии и подсерии.

Первый, нижний мегаритм охватывает нижнюю часть угленосной толщи от непродуктивных слоев (нижнетушамская подсвита) до высокоугленосной бургу克林ской свиты. Второй мегаритм тоже начинается с непродуктивных отложений ногинской свиты, а завершается высокопродуктивными образованиями самых верхов угленосной толщи. Первый мегаритм предлагается называть родинской серией, по р. Родина (приток р. Тасеевой) на юго-западе платформы, где обнажается и вскрыт скважинами полный разрез серии. Второй мегаритм выделяется под названием бугарихтинской серии, по одноименной реке, впадающей слева в р. Нижнюю Тунгуску в нижнем течении. Этот термин предлагался ранее Л. М. Шороховым и В. А. Хахловым [28] для обозначения верхних горизонтов угленосной толщи Тунгусского бассейна, но позднее был изъят из употребления, и восстанавливается нами в уточненном объеме.

Выделяемые серии угленосных осадков по внутреннему строению, генезису, положению в разрезе и возрасту вполне эквивалентны двум известным сериям угленосных отложений Кузнецкого бассейна — балахонской и кольчугинской. Введение в схему Сибирской платформы новых укрупненных стратиграфических подразделений будет, вероятно, полезно для геологов-съемщиков, которые при плохой обнаженности территории и недостатке палеонтологических сборов смогут использовать их как единицы более высокого ранга.

Каждый мегаритм на основе литолого-фациальных и палеоботанических признаков подразделяется на две части, рассматриваемые в качестве подсерий. В составе родинской серии различаются нижнеродинская подсерия, охватывающая нижние непродуктивные горизонты и слои, заключающие тонкие пласты углей (тушамская, катская свиты и их аналоги), и верхнеродинская, объединяющая высокоугленасыщенные верхние части нижней продуктивной толщи (клинтайгинская, бургу克林ская свиты и их аналоги). Бугарихтинская серия также подразделяется на две подсерии. Нижнебугарихтинская подсерия включает ногинскую и чапкоктинскую свиты (и их аналоги), а верхнебугарихтинская — дегалинскую, гагарьеостровскую свиты и их аналоги.

Новый обширный палеоботанический материал, собранный в большинстве случаев послойно, дал возможность впервые детально проследить распределение растительных остатков в разрезах и по площади, а затем составить фитостратиграфические характеристики свит для основных районов Сибирской платформы. С учетом последовательности появления растительных остатков различных таксонов во времени намечены уровни, на которых происходит смена флористических комплексов в разрезе. Каждая такая смена фиксируется новым более молодым комплексом растений, отличающимся от предшествующего главным образом видовым, реже родовым составом.

Комплексы, выделенные для отдельных районов платформы, хорошо увязываются между собой и могут быть прослежены на значительной площади. Это позволяет рассматривать интервалы разрезов, охарактеризованные определенными комплексами остатков растений, в качестве региональных биостратиграфических горизонтов. Поскольку на Си-

бирской платформе границы горизонтов более или менее точно совпадают с границами свит, ранее установленных в угленосной толще, им и

Общая стратиграфическая шкала		Региональные стратиграфические подразделения		Корреляция мест	
Система	Отдел	Горизонты, принятые в 1964 г.	Предлагаемые горизонты	Серия	Подсерия
Камеменноугольная	Верхний	Перекрывающие отложения		Структурно-	
		Гагаринский	Гагарьгеостровский	Норильский	Приенис-Курейско-Горбачинская площадь
		Усть-дегалинский	Дегалинский	Т ₁	Т ₁
		Чапкоктинский	Чапкоктинский	Ергалахская свита 20-180 м	Дегенская свита 75 м
	Средний	Ногинский	Ногинский	Амбарни-ская свита 40-60 м	Дегалин-ская свита 150 м
		Бургуклинский	Бургуклинский	Кайерканская свита 30-60 м	Чапкоктин-ская свита 160-200 м
		Клинтай-гинский	Сухотунгусский	Шмидтин-ская свита 30-140 м	Ногинская свита 100-125 м
	Нижний	Подстилающие отложения		Далдыкан-ская свита 35-60 м	Горбачин-ская свита 230-250 м
		Тушамский	Тушамский	Талнахская свита 35-60 м	Хеттекид-ская свита 100-105 м
		Анжеро-Горьковский	Анжеро-Горьковский	Адылкан-ская свита 30-40 м	Анакитская свита 110-200 м

Рис. 1. Схема корреляции отложений карбона и перми Сибирской платформы (составлена

присвоены названия — тушамский, янготойский *, катский, сухотунгусский, бургуклинский, ногинский, чапкоктинский, дегалинский и гагарьгеостровский.

* Ранее авторами [12] они рассматривались как анганчанский и тушамский горизонты.

островский (рис. 1). Биостратиграфические горизонты, кроме растительных (в том числе и палинологических) комплексов, охарактеризованы

Общая стратиграфическая шкала		Региональные стратиграфические подразделения		Корреляция мест	
Система	Отдел	Горизонты, принятые в 1964 г.	Предлагаемые горизонты	Серия	Подсерия
Камеменноугольная	Верхний	Перекрывающие отложения		Структурно-	
		Гагаринский	Гагарьгеостровский	Норильский	Приенис-Курейско-Горбачинская площадь
		Усть-дегалинский	Дегалинский	Т ₁	Т ₁
		Чапкоктинский	Чапкоктинский	Ергалахская свита 20-180 м	Дегенская свита 75 м
	Средний	Ногинский	Ногинский	Амбарни-ская свита 40-60 м	Дегалин-ская свита 150 м
		Бургуклинский	Бургуклинский	Кайерканская свита 30-60 м	Чапкоктин-ская свита 160-200 м
		Клинтай-гинский	Сухотунгусский	Шмидтин-ская свита 30-140 м	Ногинская свита 100-125 м
	Нижний	Подстилающие отложения		Далдыкан-ская свита 35-60 м	Горбачин-ская свита 230-250 м
		Тушамский	Тушамский	Талнахская свита 35-60 м	Хеттекид-ская свита 100-105 м
		Анжеро-Горьковский	Анжеро-Горьковский	Адылкан-ская свита 30-40 м	Анакитская свита 110-200 м

Н. Г. Вербицкой, Н. П. Ильяхиной)

в какой-то степени остатками двустворчатых моллюсков. Правда, находки последних на платформе редки и еще сравнительно мало изучены.

Путем анализа состава флористических комплексов, служащих био-

стратиграфическим обоснованием стратиграфических подразделений верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы, выявлена этапность в развитии позднепалеозойской флоры, совпадающая с этапностью осадконакопления. Ниже приводится краткое описание стратиграфических подразделений, установленных нами в верхнем палеозое Сибирской платформы. Предлагаемая схема стратиграфии верхнепалеозойских отложений отвечает требованиям средне- и крупномасштабного геологического картирования.

Каменноугольная система

Тушамский горизонт ($C_{IV} - s$) объединяет нижние части апсеканской, фатьяниковской и кондроминской свит, нижнебрусскую и нижнетушамскую подсвиты, красногорьевскую свиту [12], отложения которых широко распространены на северо-западе, западе и юге Сибирской платформы. На крайнем северо-западе нижнебрусская подсвита мощностью свыше 50 м представлена песчано-глинистыми известняками с конглобрениями в основании.

На западной окраине платформы в разрезе кондроминской и фатьяниковской свит, кроме полимиктовых глинистых песчаников, широко развиты их кварцевые разности с высоким содержанием карбонатного материала. Существенна роль алевролитов, имеются прослои аргиллитов и туфов кислых эффузивов. Мощность отложений изменяется от 25 до 40 м; по рекам Юдоме и Кондроме геологи «Аэрогеологии» отмечали ее увеличение до 100 м. На юге Сибирской платформы нижнетушамская подсвита и красногорьевская свита сложены зеленоватыми, реже розоватыми песчаниками различной зернистости с линзами олигомиктовых конгломератов, седиментационных брекчий, алевролитов, аргиллитов и туфов кислых эффузивов. Мощность отложений варьирует от 20 до 100 м.

Визе-серпуховский возраст тушамского горизонта определяется как положением в общем разрезе — залегает с размывом на кембрийских, силурийских, ордовикских и девонских толщах и согласно без видимого размыва перекрывается среднекаменноугольными образованиями (см. рис. 1), так и немногочисленными находками растительных остатков *Tomiodendron kemeroviense* (Chachl.) Radcz., *Tomiodendron* sp., *Mesocalamites* sp. на р. Непе [12]; *Lepidodendron prokopeniense* Chachl., *Taimyrodendron primaeva* Chachl., *T. ignorabilis* Chachl., *Porodendron* sp., *Lepidophlois laricinus* Sternb. — в Норильском районе [29], *Sublepidodendron alternans* (Schmalh.) Anan. et Mikh., *S. distans* (Chachl.) Anan. et Mikh. — в Казачинском грабене [4], а также остатков рыб — *Palaeoniscidae* inc. fam., *Crossopterigii* (?) ind., *Canolepis* sp. и *Watsonichtys* sp., типичных, по заключению Д. В. Обручева, для карбона в целом [4].

Формирование отложений тушамского горизонта происходило в условиях опресненных бассейнов и в переходных к континентальным обстановках, знаменующих начало позднепалеозойского осадконакопления на Сибирской платформе [12].

Янготойский горизонт (C_2) объединяет верхние части апсеканской, брусской (верхнебрусская подсвита), фатьяниковской и кондроминской свит, янготойскую (сурингдинскую), мурминскую и хаттынггынахскую свиты, верхнетушамскую и нижнекатскую подсвиты (см. рис. 1). На Сибирской платформе его отложения распространены несколько шире, чем тушамского. Они установлены не только на северо-

западе, западе и юге платформы, но и в ее центральной части, а также локально на восточной окраине — в бассейне р. Вилюя.

На северо-западе и западе янготойский горизонт представлен песчаниками разнозернистыми полимиктовыми, олигомиктовыми и кварцевыми с прослоями алевролитов, аргиллитов и углисто-глинистых пород, линзами гравелитов и конгломератов. Мощность его изменяется от 20 до 100 м. В центральной части платформы и на крайнем юго-западе в разрезе янготойской и мурминской свит, кроме песчаников, отмечается значительное количество конгломератов, алевролитов, аргиллитов и углистых разностей этих пород с невыдержанными пластами угля. Характерно наличие углефицированного растительного детрита. В отложениях мурминской свиты встречены переотложенные продукты древних кор выветривания и породы типа флинтклей.

Довольно однообразны по составу верхнетушамская и нижнекатская подсвиты Среднего Приангарья. В их разрезе резко преобладают полимиктовые песчаники с прослоями туфопесчаников, пестроцветных алевролитов и аргиллитов, редкими линзами туфов и туфитов кислых эффузивов. Мощность отложений не превышает 50—70 м, нередко они выклиниваются по простиранию. На восточной окраине платформы — в бассейне среднего течения р. Вилюй — отложения среднего карбона рассматриваются в составе хаттынггынахской свиты мощностью 0—20 м, выделенной в 1975 г. геологами ВСЕГЕИ на междуречье Хаттынггынах — Кучугуннур. По литологическим признакам они наиболее близки к породам мурминской свиты юго-западной окраины платформы.

Янготойский горизонт залегает согласно или с внутриформационным размывом на тушамском и с отчетливым размывом — на нижне- и среднепалеозойских толщах (см. рис. 1). Среднекаменноугольный возраст горизонта определяется по положению в общем разрезе, комплексам крупномерных растительных остатков и миоспор, обнаруженных на реках Тушаме, Чуне, Сунгтапчу и на Кокуйском каменноугольном месторождении в низовье р. Ангары [12, 23]. На р. Вилюй отложения хаттынггынахской свиты содержат только спорово-пыльцевой комплекс, изученный В. А. Липатовой.

В среднекаменноугольное время на Сибирской платформе произошло значительное расширение области аккумуляции, включавшей не только северо-западные, западные и южные районы, но также центральные и восточные. Осадконакопление характеризовалось разнообразием фациальных обстановок: наряду с бассейновыми фациями,* широко распространенными на северо-западе, западе и юге платформы, формировались и переходные от бассейновых к континентальным, аллювиально-озерные и болотные комплексы фаций [11, 12], прослеженные преимущественно на юго-западе, востоке и в центре территории.

Катский горизонт (C_3), объединяет адылканскую [18], анакитскую [16], чинокскую, листовяжнинскую [5], катскую (верхняя подсвита) [21] и чохчуольскую [1] свиты, широко развитые в различных районах Сибирской платформы. Чинокская свита выделяется впервые и названа по р. Чинок (приток второго порядка р. Чуни), где вскрывается полный разрез верхнекаменноугольных отложений. Для катского горизонта характерно тонкое чередование мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углисто-глинистых пород, заключающих пласты угля, прослои глинистых известняков, сидеритов и конгломератов. Существенно иной литологический состав горизонта наблюдается на окраинах Тунгусской области аккумуляции, где преобладают песчаники с линзами конгломератов; алевролиты, аргиллиты и углисто-глинистые

* В понимании Ю. А. Жемчужникова (1951 г.).

породы с невыдержанными пластами угля имеют второстепенное значение и тяготеют к верхам разреза седиментационных ритмов.

Наибольшая мощность отложений горизонта (300—100 м) установлена на северо-западе и юго-западе платформы, наименьшая (0—40 м) — в Норильском районе, центральных и восточных частях платформы. Они залегают согласно и с внутриформационным размывом на породах янготойского горизонта и с размывом — на средне- и нижнепалеозойских (см. рис. 1). Катский горизонт довольно полно охарактеризован комплексами крупномерных растительных остатков, миоспор, остатками морской и пресноводной фауны, встреченных в отложениях всех его свит [12, 18, 24, 27].

Позднекаменноугольное осадконакопление сопровождалось резким расширением области аккумуляции, охватившей почти всю Сибирскую платформу. Оно происходило в солоноватоводных и пресноводных бассейнах, в условиях аккумулятивных аллювиально-прибрежных низменностей, где были широко распространены аллювиально-озерные и болотные фации. По литологическому составу, фациальной принадлежности и палеонтологическим данным отложения катского горизонта существенно отличаются от пород янготойского и тушамского горизонтов [12].

Пермская система

Нижний отдел. Сухотунгусский горизонт (P_1^1) назван по одноименной свите, выделенной в бассейне р. Сухой Тунгуски (скв. Э-1), где вскрыт весь разрез горизонта, наиболее полно палеонтологически охарактеризованный. Состоит он из талнахской [18], хеттекидской, сухотунгусской и клинтайгинской [19] свит, нижнепаймбинской, нижнеполивинской и нижнеахтарандинской подсвит [1]. Полные стратиграфические разрезы горизонта, вскрытые скважинами в бассейнах рек Ангара, Подкаменной и Нижней Тунгусок, представлены различными по составу и зернистости песчаниками (50—75%), алевролитами (25—45%), аргиллитами (4—15%) и углито-глинистыми породами с пластами угля, линзовидными слоями олигомиктовых и полимиктовых конгломератов. Грубозернистые разности обычно тяготеют к низам ритмов седиментации, в верхней части разрезов наблюдается тонкое чередование алевролитов, аргиллитов, углистых пород и угля.

Наибольшая мощность отложений горизонта (150—200 м) отмечается на Кокуйском каменноугольном месторождении и на северо-западе платформы. В направлении к востоку она сокращается до 700—100 м, нередко даже до 18—25 м, и часто отложения выклиниваются.

Талнахская свита Норильского района мощностью до 60 м сложена песчаниками с подчиненными пачками алевролитов и аргиллитов, пластами угля. Хеттекидская свита, выделенная Ю. Г. Гором в 1965 г. по р. Горбиачин в качестве нижней подсвиты бургуклинской свиты, представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля, имеющими мощность 100—105 м. Паймбинская свита в объеме двух подсвит устанавливается впервые. Название дано по р. Паймба (приток р. Чуни), где она вскрывается в естественных разрезах и скважинами. Свита состоит из песчаников, конгломератов, алевролитов, аргиллитов и тонких невыдержанных пластов угля. Мощность пород 50—120 м.

Отложения нижнеахтарандинской подсвиты (0—70 м) распространены в бассейне р. Вилюя. Здесь многочисленными скважинами вскрыты [1] песчаники (11—89%), иногда обеленные, с высоким содержанием продуктов переотложенной коры выветривания, алевролиты (5—81%) и аргиллиты (1—32%) с редкими невыдержанными пластами угля. Со-

став пород и характер разреза испытывают довольно резкие изменения по площади.

На севере платформы (реки Анабар, Котуй, Оленек) аналогом сухотунгусских отложений, по-видимому, является нижняя половина когуйской свиты. Контакт с подстилающими образованиями совпадает с внутриформационным размывом или же проводится по резкой смене литолого-фациальных разностей пород. Местами они залегают с отчетливым размывом на древних толщах от кембрия до нижнего карбона включительно.

Сухотунгусский горизонт охарактеризован комплексами крупномерных растительных остатков, миоспор и двустворчатых моллюсков. Наиболее типичны: *Phyllothea tomiensis* Chachl., *Annularia planifolia* Radcz., *Neuropteris pulchra* Neub., *Angaropteridium reniformum* Kovb., *Angaridium finale* Neub., *Rufloria theodori* (Zal. et Tschirk.) S. Meyen, *R. derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia tunguskana* Schwed., *Nephropsis integerrima* (Schm.) Zal., *Cordai-carpus ellipticus* Radcz., *Samaropsis anomala* Verb.; *Nigrisporites nigrtellus* Lub., *Remisporites psilopterus* Lub., *Spinosisporites rectispinosus* Lub., *Granulatisporites microgranifer* (Lub.), *Mrassietta magniforma* Rag., *M. ampla* Khalif., *Kinerkaella imitabilis* Khalif., *K. balakhon-skiensis* Rag., *Anthraconauta longa* Rag., *A. obrutschevi* Tschern. [19, 24].

Главная отличительная черта сухотунгусского комплекса — смешанный состав, в котором наряду с формами, присущими катскому горизонту, отмечается появление совершенно новых, явно более молодых растений и двустворчатых моллюсков. Подобный смешанный состав комплексов известен из отложений верхней половины алыкаевского и всего промежуточного горизонтов Кузбасса [25]. По появлению значительно числа раннепермских форм возраст образований сухотунгусского горизонта принят нами как первая половина ранней перми.

Осадконакопление сухотунгусского времени нашло отражение в резком возрастании (по сравнению с катским) роли континентального комплекса фаций. Наиболее четко это проявлено на южной и северо-восточной окраинах платформы, где заметно увеличилась песчаность отложений и наблюдается резкое колебание их мощностей.

Таким образом, на рубеже двух крупных эпох осадконакопления — каменноугольной и пермской — на территории Сибирской платформы произошло существенное изменение физико-географических обстановок. В начале сухотунгусского времени на северо-западе, юго-западе и частично на восточной окраине платформы оно было весьма постепенным и не всегда устанавливается в разрезах. В центральных же, южных и большей части восточных районов платформы эти изменения протекали быстро. Поэтому характер разрезов изменяется довольно резко, а мощность отложений сокращается вплоть до полного выпадения их из разреза.

Бургуклинский горизонт (P_1^2) включает далдыканскую [18], горбиачинскую,* бургуклинскую [16], рыжковскую [5] свиты, верхнеахтарандинскую [1], верхнепаймбинскую и верхнеполивинскую подсвиты, широко распространенные на всей территории Сибирской платформы (см. рис. 1). Отложения горизонта представлены песчаниками (35—75%) с линзами конгломератов, алевролитами (12—23%), аргиллитами (5—13%) и пластами угля различной мощности (до 20 м). Коэффициент угленосности колеблется от 1,2 до 34%. Характерны не-

* Выделена Ю. Г. Гором в 1965 г. в качестве верхней подсвиты бургуклинской свиты.

постоянство строения разрезов, частое изменение литологического состава по площади и появление мощных пачек песчаников в нижних частях горизонта. Мощность пород изменяется от 380 до 450 м на северо-западе, западе и юго-западе платформы, в южных районах не превышает 120—150 м, а в центральных и восточных сокращается до 30—90 м; нередко они выклиниваются.

Бургуклинский горизонт залегает согласно и с внутриформационным разрывом на сухотунгусском, нередко, особенно в восточных районах платформы, с разрывом на более древних толщах — от ордовикских до каменноугольных. Горизонт довольно полно охарактеризован комплексами крупномерных растительных остатков, миоспор и двустворчатых моллюсков, остатки которых встречаются почти во всех разрезах. Имеются немногочисленные находки солоноватоводной фауны.

Наиболее типичными формами являются: *Ricciopsis anakitensis* Verb., *Phyllopterys heeri* (Schm.) Zal., *Umbelliphyllites annularioides* Rassk., *Annularia tenuifolia* Neub., *Prynadaopterys tunguskana* (Schm.) Radcz., *Zamiopteris longifolia* Schwed., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Nephropsis rhomboidea* Neub., *Samaropsis skokii* Neub., *Prokopievskia sibirica* Rag., *Tajmyria gigantea* Bet., *Sinomya rhomboidalis* (Lutk.), *Kinerkaella pseudobalakhonskiensis* Bet., *Mras-siella* cf. *insucta* Bet. [3]. Спорово-пыльцевые комплексы, как и комплексы крупномерных растительных остатков, сопоставляемые со спектрами верхнебалахонской подсерии Кузбасса, установлены Е. М. Андреевой [2], И. А. Сиверцевой [23] и Г. Н. Трошковой [27] в южной части Сибирской платформы. На севере, в бассейне р. Попигаи, в нижнепермских отложениях присутствуют фораминиферы [10].

Осадки бургуклинского горизонта несут более отчетливые, чем предыдущего сухотунгусского, признаки формирования в условиях резкого преобладания переходных от бассейновых к континентальным и типично континентальных обстановок (рис. 2). Последние особенно широко были распространены в южных, центральных и северных районах платформы. На ее восточной окраине в бургуклинское время периодически происходила ингрессия со стороны верхоянского моря, в течение которой осадконакопление, по-видимому, шло в солоноватоводном бассейне. Об этом свидетельствуют находки солоноватоводных пелеципод. Такие же условия существовали при аккумуляции осадков на северо-западной и западной окраинах платформы, где также известны единичные находки солоноватоводной фауны.

Верхний отдел. Ногинский горизонт (P_2^1) охватывает шмидтинскую [18], ногинскую [16] и нижнюю часть боруллойской [1] свит, нижнекербореченскую и нижнеаянскую подсвиты, отложения которых развиты преимущественно на северо-западе, западе и в центральных районах платформы, локально — на ее южной и восточной окраинах. В составе ногинской свиты резко преобладают полимиктовые и олигомиктовые песчаники различной зернистости (50—90%); содержание алевролитов и аргиллитов изменяется от 2 до 30%, а конгломератов не более 4—6%; встречаются туфы и туфогенно-осадочные породы. Характерны редкие, быстро выклинивающиеся по простиранию пласты угля. Мощность отложений свиты на северо-западе платформы 100—125 м, на западе до 150 м, в центральных районах (нижнекербореченская подсвита) изменяется от 30 до 65 м и часто они выклиниваются. В южных районах их мощность меняется от 0 до 50 м.

Разрезы шмидтинской свиты Норильского района (мощностью 30—140 м) весьма изменчивы, в них преобладают либо алевролиты и мелкозернистые песчаники с пластами угля, либо разнотернистые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. Для тех и других характерна по-

вышенная карбонатность. Кербореченская свита в составе нижнекербореченской и верхнекербореченской подсвит выделена впервые. Названа она по р. Кербо (приток р. Таймуры), в районе которой вскрывается

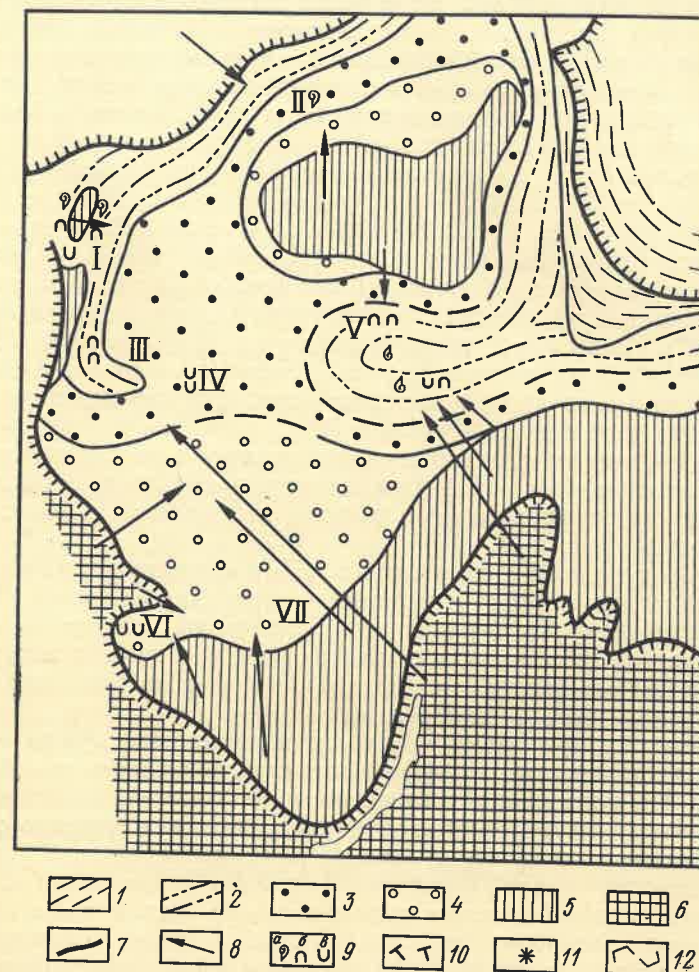


Рис. 2. Палеогеографическая схема Сибирской платформы Ранняя пермь, сухотунгусское и бургуклинское время (составлена Н. П. Ильюхиной с использованием материалов А. Б. Абрамова, В. А. Андрианова, А. Б. Гуревича, И. С. Грамберга, В. Д. Иванова, В. М. Никольского).

1 — верхоянское море; 2 — солоноватоводные бассейны (область преимущественного распространения песчаных, реже галечных и глинисто-алевритовых отложений с пластами угля); 3 — прибрежно-бассейновая низменность с широким развитием реликтовых водоемов и аллювиально-болотных фаций; 4 — аллювиально-озерная равнина (песчано-галечные и алеврито-глинистые отложения с пластами угля); 5 — равнина слабобрасценная; 6 — низкие горы; 7 — границы Сибирской платформы, по Т. Н. Спизарскому; 8 — направление сноса терригенного материала; 9 — места нахождения фауны: морской (а), солоноватоводной (б), пресноводной (в); 10 — наличие туфогенного материала основного состава; 11 — красцветность; 12 — признаки выветривания; I—VII — опорные разрезы платформы: I — северо-запад (бассейн р. Курейки), II — север (бассейн р. Котуя); III — запад (р. Нижняя Тунгуска, нижнее течение), IV — центр (р. Нижняя Тунгуска, среднее течение, скв. ТО-1), V — восток (бассейн р. Вилюя, обн. 17, скв. 1121); VI — юго-запад (р. Ангара, нижнее течение, Кокуйское каменноугольное месторождение); VII — юго-восток (р. Ангара, среднее течение, скважины 14 и 16)

полный разрез свиты. Аянская свита, состоящая из двух подсвит, изучена впервые по р. Аян (приток р. Катанги), где представлена наиболее полно.

Нижняя часть боруллойской свиты бассейна р. Вилюй сложена главным образом песчаниками с прослоями туфопесчаников, в отдель-

ных разрезах встречены алевролиты, аргиллиты и их углистые разновидности. Мощность свиты 0—70 м.

Образования ногинского горизонта залегают согласно, нередко с внутриформационным размывом на бургу克林ском горизонте и более древних отложениях карбона, но с четко выраженным размывом — на ордовикских (см. рис. 1). Палеонтологически ногинский горизонт охарактеризован неполно, преимущественно крупномерными растительными остатками и миоспорами. Остатки двустворчатых моллюсков известны только из отложений шмидтинской свиты Норильского района [8].

Ногинский комплекс растительных остатков и миоспор имеет смешанный состав. Наряду с бургу克林скими формами *Umbelliphyllites annularioides* Rassk., *Annulina neuburgiana* (Radcz.) Neub., *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen в нем отмечается появление большого количества новых видов — *Gamophyllites iljinskiensis* Radcz., *Koretrophyllites tenuis* Gorel., *Paracalamites angustus* Such., *Prynadaeopteris natalianae* Gorel., *Zamiopteris kuznetskiana* Gorel., *Comia primitiva* Neub., *Rufloia arta* (Zal.) S. Meyen, *Crassinervia nervosa* Gorel., *Sylvella elongata* Such. Комплекс растительных остатков ногинского горизонта хорошо сопоставляется с кузнецким комплексом Кузбасса [9].

Осадки ногинского горизонта накапливались в континентальных условиях, унаследованных от бургу克林ского времени, и в бассейновых обстановках, существовавших в западной, центральной и восточной частях платформы (рис. 3, а).

Чапкоктинский горизонт (P_2^1) объединяет кайерканскую [18], чапкоктинскую [16] и верхнюю часть боруллойской [1] свит, верхнекербореченскую и верхнеаянскую подсвиты. Его отложения развиты на северо-западе и западе платформы, частично в центральных, восточных и южных районах (см. рис. 1). Чапкоктинская свита сложена песчаниками (35—50%), алевролитами (10—41%), аргиллитами (6—65%), линзами и прослоями глинистых известняков, туфов основного состава и пластами угля. Коэффициент их угленосности колеблется от 0,4 до 38%. По повышенной угленосности отложений, наличию известняков и базальтовых туфов чапкоктинская свита существенно отличается от нижележащей ногинской. Мощность ее меняется от 100 до 300 м.

Кайерканская свита Норильского района (мощностью 30—60 м) представлена разнотернистыми полимиктовыми песчаниками с линзами конгломератов, алевролитами, аргиллитами и также характеризуется высокой угленасыщенностью пород. Верхняя часть боруллойской свиты соответствует чапкоктинской свите, от которой она отличается преимущественно песчаным составом и крайне слабой угленосностью (единичные и редкие пласты угля) пород. Полная мощность свиты не более 150 м.

В центральной и восточной частях Сибирской платформы, ввиду резкого сокращения мощности верхнепалеозойских отложений чапкоктинский и нижележащий ногинский горизонты нередко образуют единый литолого-стратиграфический комплекс, соответствующий нижнебугарихтинской подсерии в целом. Подразделение его на самостоятельные (ногинский и чапкоктинский) горизонты возможно только при наличии палеонтологического материала. Чапкоктинский горизонт залегает согласно, иногда с внутриформационным размывом на ногинском (см. рис. 1).

Комплексы крупномерных растительных остатков и миоспор характеризуются большим видовым разнообразием: *Koretrophyllites polcashtensis* (Chachl.) Radcz., *Sorocaulus czekanowskii* (Schm.), Radcz., *Annularia sibirica* Radcz., *Sphenopteris burusensis* Radcz.,

Callipteris altaica Zal., *Petscheria angusta* Radcz., *Cordaites concinnus* (Radcz.) S. Meyen, *C. minax* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia elliptica* Radcz., *Nephropsis schmalhauseni* Radcz., *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such. Остатки двустворчатых моллюсков представлены *Microdontella subovata* (Jones), *M. cyclos* Khalif., *M. tomiensis* (Rag.), *Abiella ussowii* (Rag.) [15].

В чапкоктинское время на Сибирской платформе были широко проявлены не только бассейновые, но и континентальные фациальные обстановки.

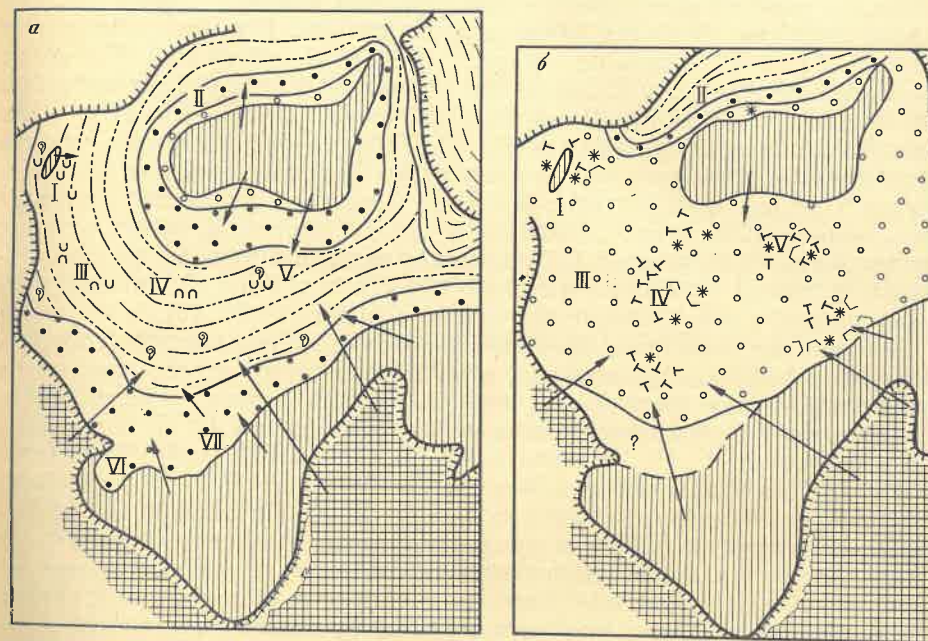


Рис. 3. Палеогеографические схемы Сибирской платформы (составлены Н. П. Ильяхиной с использованием материалов А. Б. Гуревича, И. С. Грамберга, А. А. Гроздилова, В. М. Никольского). Поздняя пермь: ногинское и чапкоктинское время (а), дегалинское и гадарьеостровское время (б). Усл. обозн. см. рис. 2.

Дегалинский горизонт (P_2^2) включает амбарнинскую свиту Норильского района [18], дегалинскую свиту [20] северо-западных, западных и центральных районов и тастахскую свиту восточной окраины Сибирской платформы. Дегалинская свита по литологическому составу близка к чапкоктинской, но в ней отмечается еще более высокое содержание базальтовых туфов, туфогенно-осадочных и карбонатных (известняки, сидериты) пород. Мощность свиты в центральных районах платформы изменяется от 70 до 105 м, а на северо-западной и западной окраинах увеличивается до 150—250 м (см. рис. 1). Амбарнинская свита мощностью 40—60 м сложена в основном разнотернистыми песчаниками с частыми прослоями туфогенно-осадочных пород.

Тастахская свита выделена в 1975 г. геологами ВСЕГЕИ в среднем течении р. Вилюя и в верховье ручья Тастах в разрезе скв. 13 (Чернышевская площадь). Представлена она песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов, аргиллитов и углито-глинистых образований, заключающих редкие пласты угля; местами преобладают туфогенно-осадочные породы и базальтовые туфы. Мощность отложений свиты 0—52 м, нередко они выклиниваются. По комплексам миоспор и круп-

номерных растительных остатков В. А. Липатова и А. Н. Толстых * сопоставляют породы тастакской свиты с отложениями дегалинской свиты западных районов Тунгусского бассейна и с ленинским горизонтом Кузбасса.

Дегалинский горизонт залегает согласно и с внутриформационным размывом на чапкоктинском. Граница между отдельными свитами (боруллойской и тастакской) проводится условно или по четкой смене литологических типов пород.

Комплекс растительных остатков дегалинского горизонта в отличие от чапкоктинского имеет менее разнообразный видовой состав — *Phyllothesa ninaeana* Radcz., *Annularia lanceolata* Radcz., *Pecopteris compta* Radcz., *Cordaites clericii* (Zal.) S. Meyen, *C. adleri* (Radcz.) S. Meyen, *Crassinervia tomiensis* Radcz., *Lepeophyllum actaeonelloides* (Gein.) Radcz., *Nephropsis cordata* Radcz. Для комплекса миоспор, по данным И. П. Табачниковой, типичны резкое увеличение количества гладких спор папоротникообразных групп *Leio-triletes* Naum., *Trachitriletes* Naum. и низкое содержание пыльцы кордаитовых. В породах дегалинской свиты встречены также остатки двустворчатых моллюсков: *Anthraconauta supraphyllipsii* Khalif., *A. trigonalis* Khalif., *Palaeonodonta pseudolongissima* Khalif., *Microdontella subovata* (Jones), *Concinella concinna* (Jones) [3, 15].

По составу комплексы органических остатков дегалинского горизонта близки комплексам ленинского и частично грамотейского горизонтов Кузбасса. Остатки солоноватоводной и морской фауны из верхнепермских отложений, обнаруженные на реках Чуне (сборы О. И. Никифоровой, определения Е. М. Люткевича и О. В. Лобановой [15]), Чоне (сборы И. Г. Гольбрайх, определения И. С. Спасской [7]), Улахан-Вава (сборы А. Н. Толстых) и Таймуре (сборы Н. П. Ильяхиной, определения М. В. Куликова [13]), не привязаны точно к разрезу. Эти находки и литолого-фациальные особенности отложений позволяют предположить, что в позднепермское время на платформе мористые обстановки возникали неоднократно, по-видимому, в ногинское, чапкоктинское и дегалинское время.

В дегалинское время были широко развиты как бассейновые, так и континентальные условия. Скорее всего, в это время и произошло разобщение единого морского бассейна, существовавшего в ногинско-чапкоктинское время, на отдельные водоемы, которые возможно сообщались между собой. Континентальные фации имели более значительное распространение, чем в чапкоктинское время.

Гагарьеостровский горизонт (P_2^2) включает в Норильском районе ергалахскую [17], на северо-западе дегенскую, на западе и в центральных районах гагарьеостровскую** [22], на востоке платформы — алакитскую свиты (см. рис. 1.). Его полные стратиграфические разрезы редки, вследствие размыва перед триасовым и юрским осадконакоплением.

Гагарьеостровская свита представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами (нередко пестроцветными в верхах разреза), пластами угля, прослоями известняков и сидеритов, туфов и туфогенно-осадочных пород основного состава. Содержание туфогенных пород, пестроцветность отложений и признаки выветривания возрастают вверх по разрезу. На северо-западе платформы гагарьеостровской свите соответствует

* А. Н. Толстых [26] рассматривает эту часть разреза в составе боруллойской свиты.

** Впервые эта часть разреза была выделена Г. Н. Садовниковым [22] под названием «гагарийская подсвита».

дегенская свита мощностью до 75 м, развитая по р. Курейке и ее притоку — р. Дегену. В отложениях свиты содержится тайлуганский комплекс растительных остатков.

В восточных районах платформы аналогом гагарьеостровской и дегенской свит является алакитская свита, предложенная в 1964 г. А. И. Аверченко и А. Н. Толстых на рабочем совещании по унификации стратиграфических схем верхнего палеозоя Средней Сибири. Стратотип свиты вскрыт горными выработками на междуречье Мархи и Алакита. Отложения мощностью 30 м представлены здесь песчаниками, конгломератами, алевролитами и туфами. По комплексам растительных остатков рассматриваемая свита сопоставлялась авторами с тайлуганским горизонтом Кузнецкого бассейна.

Ергалахская свита Норильского района сложена преимущественно базальтовыми туфами; туфогенно-осадочные и нормально-осадочные породы, а также покровы базальтовых лав присутствуют в подчиненном количестве. Мощность свиты, достигающая 250 м, к югу постепенно сокращается [17].

Образования гагарьеостровского горизонта залегают согласно и с внутриформационным размывом на породах дегалинского, а на восточной окраине платформы — с размывом на более древних толщах вплоть до нижнепалеозойских (см. рис. 1). Перекрываются они тоже с размывом триасовыми и юрскими осадками. В ряде мест триасовые толщи располагаются на отложениях гагарьеостровского горизонта (дегенская, гагарьеостровская и алакитская свиты) без видимого размыва и углового несогласия; тогда граница между ними проводится условно или по комплексам органических остатков.

Комплекс крупномерных растительных остатков гагарьеостровского горизонта, установленный во всех изученных разрезах, включает: *Koretrophyllites typicus* Radcz., *Gamophyllites stenophylloides* Verh., *Annularia jerunakovensis* Neub., *Paracalamites goeppertii* Radcz., *Cladophlebis evenkensis* Radcz., *Prynadaeopteris venusta* Radcz., *Pecopteris oviformis* Radcz., *Cordaites insignis* (Radcz.) S. Meyen, *C. minutifolius* (Radcz.) S. Meyen, *Javorskia mungatica* Radcz., *Samaropsis erunakovensis* Radcz. В комплексе миоспор гагарьеостровской свиты по сравнению с предшествующим дегалинским доминирует пыльца хвойных (25%) и незначительно (3%) содержание пыльцы кордаитовых [6]. В породах свиты О. В. Лобановой и др. [14] обнаружены остатки *Microdontella subovata* (Jones).

Литолого-фациальные особенности гагарьеостровского горизонта позволяют предполагать, что лишь в начале гагарьеостровского времени в центральной и восточной частях платформы аккумуляция осадков протекала в реликтовых бассейнах. Завершилось же позднепермское осадконакопление в условиях аккумулятивной низины, где были широко развиты пролювиальные, аллювиальные, озерные и болотные фации, при активном проявлении траппового вулканизма (см. рис. 3, б).

Таким образом, путем детального литолого-фациального и палеоботанического изучения разрезов верхнего палеозоя Сибирской платформы можно с полной уверенностью выявить для данного региона этапность в смене условий формирования осадочной толщи и соответствующую этапность в развитии растительного мира. Особенно важно отметить, что в течение большей части позднего палеозоя существовали два крупных мегаритма (серии) развития палеогеографических обстановок и растительности — родинский и бугарихтинский. Начало каждого из них характеризовалось преобладанием на платформе обширных бассейнов. В указанные отрезки геологического времени начали формироваться и растительные сообщества, которые затем постепенно развивались и

вместе со стабилизацией геотектонического режима, переходом к обстановкам обширных аккумулятивных равнин приобретали максимальное разнообразие. Процесс сопровождался усилением углеобразования. Иными словами, каждый мегаритм завершался периодами максимального для данного региона угленакопления (бургу克林ский и дегалинский мезоритмы или подэтапы).

На новом, значительно более детальном материале, преимущественно на послонном описании разрезов, базируется выделение всех мезоритмов (или подэтапов) внутри каждого мегаритма. Мезоритмам и соответствуют свиты, являющиеся, очевидно, вполне обоснованными с естественно-исторической точки зрения подразделениями.

Детальное послонное изучение палеоботанических и палинологических данных показало, что рубежи в смене растительных и спорово-пыльцевых комплексов практически почти точно совпадают с границами свит. Это послужило основанием для выделения биостратиграфических горизонтов, соответствующих по объему свитам и получивших название последних.

Наиболее отчетливые и кардинальные изменения состава растительных и палинологических комплексов, как и физико-географических обстановок, отмечены вблизи нижних границ мегаритмов. Изменения же на протяжении самих мегаритмов были более постепенными и устанавливаются иногда с трудом, т. е. отделение смежных свит друг от друга нередко представляет значительные трудности. Вышеизложенное свидетельствует о необходимости проведения комплексных стратиграфических исследований таких монотонных толщ, как верхнепалеозойская угленосная формация Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверченко А. И., Толстых А. Н. Стратиграфия верхнего палеозоя бассейна среднего и верхнего течения реки Вилюй. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. [Докл. на XVII научной сессии ЯФ СО АН СССР]. Якутск, 1968, с. 156—167.
2. Андреева Е. М. Параллелизация верхнепалеозойских угленосных отложений Тунгусского, Минусинского и Кузнецкого бассейнов по данным спорово-пыльцевого анализа. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 24, с. 89—98.
3. Бетехтина О. А. Верхнепалеозойские неморские пеллециподы Сибири и Восточного Казахстана. М., Наука, 1966.
4. Боголепов К. В. Казачинский грабен и стратиграфия выполняющих его палеозойских отложений. — Геология и геофизика, 1961, № 8, с. 3—18.
5. Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П., Ковбасина В. М. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских угленосных отложений юго-западной окраины Тунгусского бассейна. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Л., Госгеолтехиздат, 1959. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 23).
6. Гершанович В. В. Характеристика спорово-пыльцевых комплексов верхнепалеозойских отложений района среднего течения рек Подкаменной и Нижней Тунгусы. — В кн.: Мат-лы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. Томск, 1964, с. 84—89. (Тр. Томского ун-та, т. 232).
7. Гольбрайх И. Г., Спасская И. С. Солоноватоводные пеллециподы верхнего палеозоя бассейна р. Вилюй. — Докл. АН СССР, 1969, № 5, с. 1107—1108.
8. Гор Ю. Г., Дибнер А. Ф., Лобанова О. В. Биостратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. — В кн.: Мат-лы по стратиграфии и палеогеографии Тунгусского угленосного бассейна. Томск, 1974, с. 96—101. (Тр. Томского ун-та, т. 232).
9. Горелова С. Г., Радченко Г. П. Расчленение кузнецкой свиты на основе палеоботанических данных. — Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управлений, 1959, вып. 4, с. 39—45.
10. Грамберг И. С. Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы в связи с их нефтеносностью и угленосностью. Л., Госгеолтехиздат, 1959. (Тр. НИИГА, т. 84).
11. Ильюхина Н. П. Стратиграфия и условия образования каменноугольных отложений бассейна р. Ангара. — В кн.: Мат-лы по геологии Восточной Сибири. Л., Недра, 1964, с. 176—187. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 97).

12. Ильюхина Н. П., Вербицкая Н. Г. Условия образования и стратиграфия угленосных отложений карбона Сибирской платформы. — Сов. геология, 1976, № 5, с. 45—59.
13. Куликов М. В., Ильюхина Н. П., Глухов Ю. С. Первая находка колимий в пермских угленосных отложениях Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 192, № 2, 1970, с. 431—434.
14. Лобанова О. В., Маловецкая И. М., Петренко В. М. Обоснование возраста нижней части вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы по пластинчатожаберным моллюскам. — Учен. зап. НИИГА, 1969, вып. 26, с. 38—51.
15. Люткевич Е. М., Лобанова О. В. Пеллециподы перми советского сектора Арктики. Л., Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. ВНИГРИ, вып. 149).
16. Материалы к стратиграфии и угленосности западной части Тунгусского бассейна/И. К. Яковлев, Л. А. Богданова, Н. Г. Вербицкая и др. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 36, с. 67—88.
17. Нагайцева Н. Н., Ленкин Е. Н., Дюжиков О. А. Пермско-триасовая туфолавовая толща северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. [Сб. статей НИИГА]. Л., Недра, 1975, с. 55—65.
18. Палеонтологическое обоснование схемы расчленения верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района/О. Г. Гор, Е. Е. Дюжикова, О. В. Лобанова и др. — В кн.: Стратиграфия Норильского горнопромышленного района. [Сб. статей НИИГА]. Л., Недра, 1975, с. 36—48.
19. Радченко Г. П. Тунгусский угольный бассейн. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 8. М., Недра, 1964, с. 65—140.
20. Радченко Г. П., Шведов Н. А. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Нижней Тунгуски. — Тр. Арктич. научн.-иссл. ин-та, 1940, т. 157.
21. Рассказова Е. С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Тунгусского бассейна. — Бюл. МОИП. Отдел геол., 1958, т. XXXIII (5), с. 91—109.
22. Садовников Г. Н. Стратиграфия верхнепермских угленосных отложений бассейна р. Нижняя Тунгуска. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, № 3, с. 105—116.
23. Сиверцева И. А. Спорowo-пыльцевые комплексы верхнепалеозойских отложений южной части Тунгусского бассейна. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 42, с. 91—104.
24. Спасская И. С. Каменноугольные пластинчатожаберные из угленосной толщи Кокуйского месторождения в Тунгусском бассейне. — Геология и геофизика, 1962, № 8, с. 51—64.
25. Стратиграфия СССР. Пермская система. Т. 8. М., Недра, 1966.
26. Толстых А. Н. Позднепалеозойская флора восточной части Тунгусской синеклизы. М., Наука, 1969.
27. Трошкова Г. Н., Петерсон Л. Н. Верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы юго-западной части Тунгусского угольного бассейна. — В кн.: Вопросы биостратиграфии и палеогеографии Сибирской платформы. Палеозой, мезозой и кайнозой. М., Наука, 1969, с. 40—46.
28. Хаклов В. А. О расчленении пермо-карбоновых отложений северо-западной части Азии. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 1, с. 30—42.
29. Хаклов В. А. Стратиграфия Норильского угленосного бассейна. — Сов. геология, 1960, № 1, с. 51—56.

УДК 549.651

Э. Э. СЕНДЕРОВ, А. М. БЫЧКОВ (ГЕОХИ АН СССР)

Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе

Широкое распространение полевых шпатов в породах самого разнообразного генезиса делает их привлекательным объектом при петрогенетических работах. Применение степени упорядоченности полевых шпатов в качестве петрогенетического индикатора стало возможным благодаря внедрению новых прецизионных и одновременно достаточно экспрессных методов диагностики структурного состояния и возрастаю-

щей информации о фазовых отношениях полевых шпатов и кинетике их структурных превращений.

Ниже предпринята попытка суммировать современные кристаллохимические представления о природе полевых шпатов, рассмотреть факторы, контролирующие образование их структурных модификаций, установить основные закономерности их появления в различных геохимических процессах.

Распределение Al и Si в щелочных полевых шпатах, номенклатура. В 1960 г. Ф. Лавес [25] впервые рассмотрел теоретические варианты распределения Al и Si по тетраэдрическим позициям, схемы упорядочения и вопросы номенклатуры щелочных полевых шпатов. Основные положения его интерпретации природы главных разновидностей щелочных полевых шпатов остались по существу неизменными до настоящего времени.

В моноклинных калиевых полевых шпатах — санидинах и ортоклазах — атомы Al могут располагаться по двум восьмикратным позициям, обозначенным T_1 и T_2 . В наиболее неупорядоченной модификации — высоком санидине — атомы Al распределены поровну между позициями T_1 и T_2 так, что атомная доля $\frac{Al}{Al+Si}$, обозначаемая t с индексом соответствующей позиции, в каждой из них равна 0,25. При упорядочении наблюдается возрастание содержания Al в позициях T_1 .

До каких значений атомной доли Al в двух позициях T_1 упорядочивается полевой шпат, оставаясь моноклинным, Ф. Лавес точно не указывает, но, судя по его диаграмме, эти значения не превышают 0,8. По мере возрастания степени упорядоченности моноклинных полевых шпатов Ф. Лавес предлагал называть их соответственно высоким, промежуточным и низким санидином. Ортоклазы, по его мнению, на самом деле представляют собой субмикроскопически и субрентгеновски сдвойникованные домены триклинной модификации.

Т. Ф. В. Барт [16] и А. С. Марфуни [9], интерпретации которых близки к представлениям Ф. Лавеса, предполагают, что упорядочение может привести к почти полному перераспределению Al в T_1 ; при этом симметрия будет сохраняться моноклинной.

В триклинных калиевых полевых шпатах — микроклинах — восьмикратные позиции T_1 и T_2 распадаются на четырехкратные по схеме $8T_1 \rightarrow 4T_1O + 4T_1m$ и $8T_2 \rightarrow 4T_2O + 4T_2m$. Возрастание упорядоченности в этом случае означает увеличение концентрации Al в T_1O .

Если в моноклинных модификациях позиции T_1O и T_1m совпадают и концентрации в них равны, то в микроклинах содержание Al в T_1O больше, чем в T_1m . С увеличением разности этих содержаний увеличивается степень отклонения структуры от моноклинной симметрии. Поэтому, отождествляя степень упорядоченности в микроклинах с величиной отклонения структуры от моноклинной симметрии, почти все исследователи признают деление микроклинов по степени триклинности на высокие, промежуточные и максимальные.

Однако другие авторы [9, 26, 32] указывают, что тонкое двойникование может существенно уменьшать истинную триклинность. Если двойникование уравновешено и размер доменов меньше размера разрешающей способности оптического микроскопа или области когерентной дифракции рентгеновских лучей, то при оптическом и рентгенографическом изучении микроклины будут казаться моноклинными.

Т. Л. Райт и Д. Б. Стюарт [33, 35] путем расчета параметров элементарной ячейки изучили свыше 200 образцов полевых шпатов из пород самого различного генезиса. Оказалось, что триклинные КППШ с содержанием Al в позициях $T_1O + T_1m$ меньше 0,70 в природной обста-

новке не встречены, а моноклинные полевые шпаты обнаружили вариации концентрации Al в двух позициях T_1 во всем интервале от 0,50 до 1,00. Поэтому целесообразно принять за границу существования истинно моноклинных модификаций санидинов атомную долю Al в двух позициях T_1 0,70. Моноклинные разновидности с содержанием Al в двух позициях T_1 от 0,70 до 1,00, природа которых может быть дискуссионна, если учитывать возможность тонкого двойникования, принято считать ортоклазами.

Натриевые полевые шпаты — альбиты — остаются триклинными при всех степенях упорядочения. Атомы Al располагаются в них по четырем четырехкратным позициям, обозначаемым, как и в микроклинах, T_1O , T_1m , T_2O и T_2m . В наиболее неупорядоченной разновидности, анальбите, по Ф. Лавесу [24], атомы Al распределены поровну между четырьмя позициями: доля Al в T_1O равна $T_1m = T_2O = T_2m = 0,25$. Будучи нагретым до температур, превышающих 950° , анальбит превращается в моноклинную модификацию [21], называемую мональбитом. Этот переход не закаливается.

При упорядочении альбита происходит концентрирование Al в позиции T_1O . По мере возрастания степени упорядоченности Ф. Лавес [25] выделяет следующие разновидности альбитов: анальбит (максимально разупорядоченный) высокий, промежуточный и низкий альбиты. В идеальном максимально упорядоченном (низком) альбите весь Al находится в позиции T_1O .

Неупорядоченные щелочные полевые шпаты образуют непрерывный ряд твердых растворов, конечными членами которого являются моноклинный санидин и триклинный анальбит. Инверсия моноклинной симметрии в триклинную происходит, по Ф. Лавесу [24], при составе $Or_{37}Ab_{63}$, по Г. Доннэй и Дж. Доннею [19] — при составе чуть более натриевом, чем $Or_{35}Ab_{65}$, по Ф. М. Орвилю [30] — при составе $Or_{42}Ab_{58}$.

Действительный состав, при котором имеет место превращение, близок, по-видимому, к $Or_{40}Ab_{60}$. Триклинные щелочные полевые шпаты, имеющие состав от Or_5Ab_{95} до $Or_{40}Ab_{60}$, принято называть аноклазами. При нагревании аноклазы приобретают моноклинную симметрию. При этом чем богаче аноклаз ортоклазовым компонентом, тем ниже температура инверсии. При последующем охлаждении они вновь становятся триклинными. Аноклазы в природе встречаются в породах эффузивного облика, причем всегда существенно неупорядоченными.

Адулярами обычно называют калиевые полевые шпаты гидротермального происхождения. Степень упорядоченности их структуры может значительно колебаться. Этот термин следует употреблять скорее в генетическом смысле.

Схема упорядочения Al — Si в кислых плагиоклазах в общем аналогична альбиту.

Номенклатура структурных разновидностей щелочных полевых шпатов (таблица) строится с учетом состава главных компонентов и структурного состояния, под которым понимается конкретный способ распределения Al по тетраэдрическим позициям. Морфология, степень распада, примеси других компонентов и т. д. могут являться лишь дополнительными характеристиками. Щелочные полевые шпаты, имеющие состав от Or_5Ab_{95} до $Or_{40}Ab_{60}$, как уже отмечалось, относятся к аноклазам.

Представленная номенклатура в принципе совпадает с номенклатурами Ф. Лавеса [25] и А. С. Марфунина [9]. Ограничения структурных модификаций приняты с учетом изложенных выше соображений. Следует иметь в виду, что предельные значения концентраций Al в по-

Структурные модификации щелочных полевых шпатов

Структурное состояние полевого шпата	Полевой шпат			Атомная доля $Al(t)$ в тетраэдрических позициях T
	существенно калиевый	промежуточный по составу	натриевый	
Разупорядоченный	Моноклинный	Санидин ↑ Высокий Промежуточный Низкий		$0,50 \leq t_1 < 0,70$ $0,50 \geq t_2 > 0,30$
	Триклинный		Анортоклаз ↑ Анальбит Высокий альбит	$0,25 \leq t_1 o \leq 0,46$ $0,25 \geq t_1 m = t_2 o = t_2 m \geq 0,18$
Упорядоченный и промежуточный	Моноклинный	Ортоклаз ↑ Высокий Промежуточный Низкий		$0,70 \leq t_1 o < 1$ $0,30 \geq t_2 > 0$
	Триклинный	Микроклин ↑ Высокий Промежуточный Максимальный		$0,70 \leq t_1 o + t_1 m \leq 1$ $0 < t_1 o - t_1 m \leq 1$ $0,15 \geq t_2 o = t_2 m \geq 0$
			Альбит ↑ Промежуточный Низкий	$0,46 < t_1 o < 0,91$ $0,18 > t_1 m = t_2 o = t_2 m > 0,03$ $0,91 \leq t_1 o \leq 1$ $0,03 \geq t_1 m = t_2 o = t_2 m > 0$

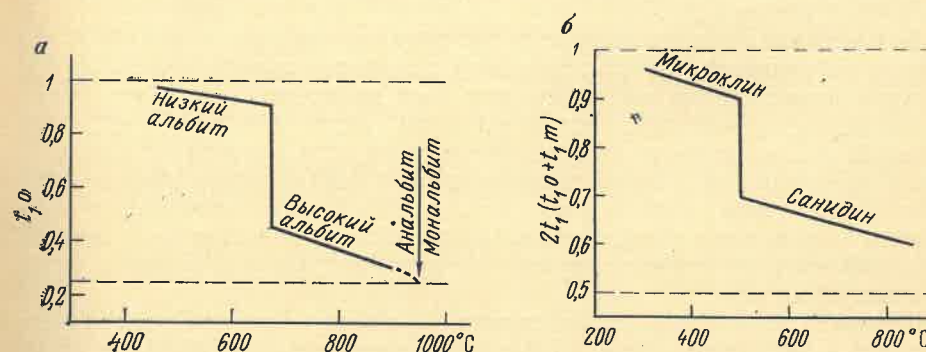
Примечание. Стрелки указывают направление увеличения разупорядоченности модификации полевого шпата.

зициях для полностью упорядоченных и полностью неупорядоченных разновидностей приведены для идеальных случаев, которые почти не встречаются в природной обстановке. Поэтому термины «максимальный микроклин», «высокий санидин», «низкий альбит» и т. д. обычно используются для характеристики образцов, близких по структурному состоянию идеальным случаям.

Условия стабильности структурных форм щелочных полевых шпатов. Физико-химические параметры, при которых устойчивы различные структурные модификации полевых шпатов, в известной степени прояснились лишь в самые последние годы. Однако и до сих пор здесь многое неясно. Причина состоит в чрезвычайной медлительности превращений «порядок — беспорядок», вызывающих при экспериментальном изучении очень серьезные затруднения. Поэтому до сих пор существуют противоречивые оценки условий стабильности полиморфов полевых шпатов, характера фазовых отношений при их превращениях, влияния состава на стабильность разных структурных форм. Не имеет смысла описывать всю дискуссионную ситуацию, касающуюся этого вопроса. Читателя, интересующегося деталями, можно отослать к специальным работам [13, 14]. Здесь же мы суммируем основные выводы этих работ, которые являются принципиальными для представлений о превращениях «порядок — беспорядок» Si—Al в полевых шпатах.

При давлениях порядка 10^8 Па область стабильности низкого альбита ограничивается температурами $680^\circ \pm 40^\circ$, а максимального микроклина $500^\circ \pm 50^\circ$ (рисунок). В температурном интервале, определяемом ошибками, с которыми указаны приведенные пределы, происходит существенное разупорядочение названных низких модификаций полевых шпатов. Выше этих температур устойчивы триклинные высокие альбиты (в системе $NaAlSi_3O_8$) и моноклинные санидины (в системе $KAlSi_3O_8$).

Характер превращений в пределах этих интервалов не вполне ясен, но очевидно, что на сравнительно узком температурном отрезке полевошпатовые структуры претерпевают радикальные изменения.



Зависимость равновесной степени порядка натриевого (а) и калиевого (б) полевого шпата от температуры при 10^8 Па [13, 14]

Есть основания полагать, что здесь имеют место скачки, отвечающие фазовым переходам 1-го рода.

Согласно данным, схематически отображенным на рисунке, промежуточный альбит в натриевой, ортоклаз и, вероятно, высокий и промежуточный микроклины в калиевой системах не имеют областей истинной устойчивости. Они, по-видимому, образуются метастабильно при температурах, где равновесными формами являются соответственно низкий альбит и упорядоченный микроклин.

Выше температур вероятных «скачков» структурное состояние, т. е. степень порядка, меняется с температурой непрерывно. Так, выше $\sim 700^\circ$ последовательно становятся устойчивыми все более неупорядоченные высокие альбиты, пока при 950° не достигается практически полная степень беспорядка, отвечающая анальбиту. Анальбит, как уже отмечалось, обратимо и без закалки переходит в мональбит. Аналогичным образом выше 550° последовательно становятся устойчивыми с ростом температуры низкие, промежуточные и высокие санидины.

Влияние общего давления на эти превращения ничтожно мало, поскольку объемный эффект незначителен. Расчеты показывают, что наклон линии превращения низкий альбит — высокий альбит составляет $3 \cdot 10^{-8} \frac{\text{град}}{\text{Па}}$ [13], а микроклин — низкий санидин $2 \cdot 10^{-8} \frac{\text{град}}{\text{Па}}$ [14].

Из приведенных выше отношений, установленных экспериментальным путем, вытекают следующие важные петрологические следствия.

КПШ не может непосредственно образоваться в упорядоченной форме магматическим путем, так как область его устойчивости лежит ниже температур плавления пород. Условия солидуса гранитных систем пересекают границу устойчивости низкого альбита только при давлениях около $1,5 \cdot 10^8$ Па. При более низких давлениях альбит в

упорядоченной форме также не мог непосредственно образоваться при кристаллизации магмы.

По крайней мере, упорядоченный КППШ-микроклин всегда является в гранитных породах минералом, возникающим после завершения магматической кристаллизации, правда, по ранее образовавшимся неупорядоченным формам КППШ. В большинстве случаев это верно и для альбитов.

Ортоклаз, как и промежуточный альбит, не имеет истинного поля стабильности. Ортоклаз, вероятно, метастабильно образуется в поле микроклина при температурах ниже, по крайней мере, 550°. Таким образом, и ортоклаз вряд ли образуется как первичный минерал в условиях выплавления гранитных магм, вопреки представлениям Д. Б. Стюарта и Т. Л. Райта [33].

Непрерывная зависимость степени порядка высоких альбитов и санидинов от температуры (см. рисунок) позволяет говорить о принципиальной возможности использования этой зависимости для геотермометрии пород, формирующихся в условиях, когда действие вторичных процессов или медленное охлаждение не искажает первоначальной степени Si—Al порядка. Такие условия можно ожидать для эффузивных пород (липаритов, пантеллеритов и т. д.). Для этого необходимо продолжить накопление экспериментальных данных относительно зависимости равновесной степени порядка от температуры для полевых шпатов разного состава.

Первые результаты исследования влияния состава позволяют утверждать, что вхождение альбитового компонента в КППШ и ортоклазового в альбит приводит к разупорядочению Si—Al в каркасе полевого шпата. То же структурное состояние достигается в смешанном полевошпате при более низкой температуре, аналогично тому как при добавке второго компонента понижается температура плавления чистого вещества. Точно так же добавка альбитового компонента приводит к понижению температуры инверсии триклинный КППШ — моноклинный КППШ. Если это переход первого рода, то непрерывность должна нарушаться здесь и в отношении составов сосуществующих моноклинного и триклинного КППШ.

Кинетические факторы, контролирующие превращения полевых шпатов. Структурные превращения полевых шпатов протекают с очень низкой скоростью, поэтому большое значение приобретают кинетические факторы, благоприятствующие достижению упорядоченного состояния. Очевидно, чем больше временной отрезок, в течение которого может происходить превращение полевых шпатов, тем упорядоченнее они оказываются к концу процесса. В эффузивных и гипабиссальных породах степень упорядоченности полевых шпатов, как правило, меньше по сравнению с породами, формировавшимися на больших глубинах, так как в этом случае основным контролирующим фактором является скорость охлаждения породы. Геологическое время образования существенного значения не имеет. Однако необходимо иметь в виду, что чем древнее порода, тем больше вероятность изменения состава и структурного состояния полевых шпатов поздними процессами, совсем не связанными с ее образованием.

Скорость структурных превращений полевых шпатов резко возрастает при наличии сосуществующего водного флюида, катализирующего перераспределение Al и Si. По весьма приближенным оценкам, скорость упорядочения увеличивается прямо пропорционально корню квадратному из значения давления воды [28]. Существенное влияние на скорость структурных превращений полевых шпатов при температурах ниже 550° оказывает щелочность минералообразующей среды.

Расчеты показывают, что при 300 и 350° возрастание pH на 1 приводит примерно к десятикратному увеличению скорости упорядочения альбита [5]. С повышением температуры эффект действия щелочного раствора падает и при 550° практически не ощущается. Время, необходимое для упорядочения альбита при низких температурах (350°) в нейтральных средах, оценивается в десятки и даже сотни тысяч лет.

Аналогичное влияние щелочности на упорядочение установлено и в случае калиевого полевого шпата [12]. Однако в примерно равных условиях скорость упорядочения альбита по сравнению с КППШ на два порядка выше. Более медленная скорость превращений КППШ предопределяет широкое распространение их неупорядоченных разновидностей в природных объектах.

Вхождение Са в альбит также приводит к затормаживанию упорядочения [20]. Полевые шпаты с высокими содержаниями Rb, Cs, Ba, Fe и других примесных элементов встречаются редко и притом только в перматитах особого типа. В широко распространенных породах примеси этих элементов в полевых шпатах незначительны, они вряд ли оказывают заметное влияние на упорядочение. Определенное значение для продолжительности процесса упорядочения имеет размер полевошпатовых частиц [27], но этот вопрос еще недостаточно изучен.

Образование структурных разновидностей полевых шпатов в природе. Каждый вид горной породы формируется только в свойственной ему физико-химической обстановке. Следовательно, сочетание определенных факторов, контролирующих структурное состояние, обуславливает образование характерных для данного вида породы полевых шпатов.

Из магматических расплавов любого состава щелочные полевые шпаты могут кристаллизоваться только в виде неупорядоченных разновидностей — санидинов и анортоклазов. Исключение составляет конечный натриевый член полевошпатовых твердого раствора альбит, который может кристаллизоваться упорядоченным из гранитного расплава при $P_{H_2O} > 1,5 \cdot 10^8$ Па. Однако магматический альбит встречается крайне редко. Вполне достоверно магматическая природа альбита установлена только в онгонитах.

Структурное состояние полевых шпатов магматических пород контролируется кинетическими особенностями остывания. В эффузивных породах, которым свойственны самые высокие температуры образования и скорости остывания, полевые шпаты представлены наименее упорядоченными разновидностями. Однако неизвестны случаи нахождения предельно неупорядоченных модификаций, например высокого санидина, в таких породах. В эффузивах обычно встречаются промежуточные санидины и анортоклазы.

Следовательно, скорость упорядочения при таких температурах оказывается достаточной для того, чтобы полевые шпаты, даже если они первоначально были крайне неупорядоченными, превратились затем в фазы с более низким структурным состоянием. Если упорядоченные разновидности (ортоклазы и микроклины) встречаются в вулканических породах, то они, несомненно, являются продуктами наложенных преобразований. Исследователи [18, 34] приводят примеры таких превращений первичных санидинов вулканитов в микроклины и ортоклазы.

Гранитоиды малых глубин (субвулканические гранитоиды), широко встречающиеся в геосинклинальных областях, обычно имеют признаки связи с эффузивными образованиями. При наличии такой связи гранитоиды рассматриваются в качестве составной части единой вул-

каногенной интрузивной формации. Гранитоиды часто представлены небольшими интрузивными телами (лакколитами, штоками, дайками), сложенными порфировыми породами.

Скорость остывания субвулканических интрузивов заметно медленнее, чем вулканитов, но недостаточна для существенного упорядочения полевошпатовых структур. Поэтому щелочные полевые шпаты гранитоидов малых глубин представлены неупорядоченными разновидностями со структурным состоянием, варьирующим от промежуточных санидинов до промежуточных ортоклазов. Это наглядно показано А. М. Бычковым и др. [1] на примере изучения полевых шпатов неинтрузий Северного Кавказа и подтверждается данными других авторов, проводивших исследования в иных районах.

Исключение составляют топазсодержащие кварцевые кератофиры (онгониты) — субвулканические аналоги литий-фтористых редкометалльных гранитов [6], в которых обнаружены упорядоченные модификации, — низкий альбит и промежуточный микроклин. Как показывают термометрические исследования включений в топазах онгонитов и экспериментальные работы в системе онгонит — H_2O — HF , кристаллизация онгонитового расплава могла происходить и при температурах менее 600° , т. е. существенно ниже температуры инверсии низкий альбит — высокий альбит. Отсюда следует возможность образования упорядоченного альбита из онгонитового расплава.

Однако указанные выше температуры для калиевых полевых шпатов соответствуют области устойчивости неупорядоченных разновидностей санидинов. Образование промежуточных микроклинов могло происходить в результате упорядочения санидинов. При этом процесс превращения, вероятно, протекал при сильном катализирующем действии фторсодержащих флюидов. Действительно, в некоторых крупных телах онгонитов обнаружены полевые шпаты, относящиеся по структурному состоянию к промежуточным санидинам. Упорядочением полевых шпатов под действием выделившихся флюидов могут быть объяснены также находки максимального микроклина и низкого альбита в гипабиссальных субсольвусных гранитах [18].

Крупные интрузивные тела, приближающиеся по размерам к батолитам, и сами батолиты обычно формируются в условиях средних и больших глубин. Остывание таких масс породы занимает продолжительный промежуток времени. За этот период полевые шпаты успевают существенно упорядочиться, поэтому структурные разновидности от промежуточных ортоклазов до максимальных микроклинов характерны для этих массивов.

В гранитоидах, при формировании которых заметную роль играли метасоматические процессы, полевые шпаты обычно представлены существенно упорядоченными промежуточными и максимальными микроклинами [1, 11].

Для наиболее распространенных пегматитов температуры образования ранних геофаз довольно высоки (570 — 800°) [7]. Следовательно, КППШ, образующиеся в этот период, кристаллизовались в виде санидинов. Однако в пегматитах наиболее распространены микроклины, реже встречаются ортоклазы и никогда не были обнаружены санидины. Образование модификаций с низким структурным состоянием, очевидно, объясняется упорядочением первоначально возникших санидинов в присутствии катализирующих перераспределение Al и Si водных флюидов.

Некоторые исследователи [2, 8, 10] отмечают, что хотя КППШ гранитов и их пегматоидных и аляскитовых обособлений одного типа, структурное состояние КППШ последних всегда более упорядоченное.

Альбит в пегматитах обычно представлен упорядоченной модификацией. Он кристаллизуется не из остаточного магматического расплава, а образуется в стадию альбитизации пегматитов, происходящую при температурах 450 — 500° и ниже (по данным изучения включений) [15], т. е. в области стабильности низкого альбита. Кристаллизации упорядоченного альбита могла способствовать также щелочная минералообразующая среда. При изучении водных вытяжек из альбита было установлено [3], что альбитизирующие растворы содержали в основном карбонаты и хлориды натрия и характеризовались $pH \approx 8,4$ — $9,2$.

Калиевый полевой шпат широко распространен в регионально метаморфизованных (в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций) породах. В более низкотемпературных фациях он встречается сравнительно редко, так как вследствие сочетания T и P_{H_2O} вытесняется иным калийсодержащим минералом — мусковитом. В гранулитовой фации КППШ обычно представлен ортоклазом, а в других, более низкотемпературных фациях — микроклином [9, 29].

«Превращение» микроклина в ортоклаз наблюдается в пределах P — T условий амфиболитовой фации по мере приближения к верхней границе этой фации. Соответствие между структурным состоянием КППШ и степенью изменения породы хорошо прослеживается в зональных метаморфических комплексах. К. Хейер [23] исследовал полевые шпаты в метаморфической серии округа Ордален (Норвегия), где изменения проявлены от условий фации зеленых сланцев до условий гранулитовой фации. В породах гранулитовой фации встречаются ортоклазы, а в породах амфиболитовой фации и фациях более низких ступеней изменения — микроклины.

Аналогичное изучение степени упорядоченности КППШ из метаморфических пород западной части Высокого Тауэрна (Альпы) провели Р. Раазе и Г. Мортеани [31]. Они показали, что в породах фации зеленых сланцев находятся микроклины существенно упорядоченные, близкие максимальному микроклину, а в породах амфиболитовой фации — от промежуточных микроклинов до промежуточных ортоклазов.

В породах гранулитовой фации обнаружен также микроклин, который, как полагают [29], образовался из первичного ортоклаза в результате регрессивных явлений. Однако даже температурные условия эпидот-амфиболитовой фации (от 520 — 525° до 620 — 670°) в зависимости от давления [4] соответствуют параметрам стабильности санидинов. Поэтому ортоклаз, в свою очередь, в гранулитовой фации является продуктом упорядочения санидина.

Различия в структурном состоянии КППШ пород низких и высоких ступеней метаморфизма обусловлены разным парциальным давлением воды в метаморфических процессах и, следовательно, различными скоростями превращений на регрессивной стадии формирования пород. Скорость упорядочения КППШ в более водонасыщенных эпидот-амфиболитовой ($P_{H_2O} : P_{общ} \approx 0,8$) и других низкотемпературных фациях выше, чем в амфиболитовой ($P_{H_2O} : P_{общ} \approx 0,2$ — $0,4$) фациях, так как ускорение структурных превращений с повышением давления воды происходит интенсивнее.

В отличие от КППШ альбит, как правило, встречается в породах низкотемпературных фаций — эпидот-амфиболитовой и др. В амфиболитовой фации он обычно заменяется более основными плагиоклазами, а для гранулитовой альбит вообще не характерен.

Температура инверсии низкий альбит — высокий альбит $680^\circ \pm 40^\circ$, т. е. превышает верхнюю границу эпидот-амфиболитовой фации, поэтому для метаморфических пород обычен низкий альбит. Вместе с тем известны единичные находки неупорядоченных промежуточных альби-

тов в зеленых сланцах. Наличие неупорядоченных модификаций можно объяснить метастабильной кристаллизацией высокого альбита и неблагоприятными кинетическими условиями для структурных превращений.

Низкотемпературному региональному метаморфизму и эпигенезу сопутствуют низкотемпературные метасоматические процессы, которые обычно называют либо по ведущему метасоматическому минералу (альбитизация, адуляризация, цеолитизация и т. д.), либо по типу образованной породы (спилитизация, пропилитизация, березитизация и т. д.). Температурные условия этого вида метасоматизма соответствуют областям стабильности упорядоченных модификаций, которые обычно встречаются в таких метасоматитах. Однако при низких температурах вследствие малых скоростей структурных превращений полевые шпаты склонны кристаллизоваться в виде неупорядоченных разновидностей.

При последующем упорядочении метастабильно образованных неупорядоченных кристаллов большое значение приобретает рН растворов, ибо при низких температурах (ниже 400°) скорости упорядочения высоки только в щелочных средах. Упорядочение альбита в присутствии растворов, рН которых близок к нейтральному, проблематично, так как для этого требуются десятки и сотни тысяч лет [5]. Для калиевых полевых шпатов это время возрастает примерно на два порядка [12]. Действительно, высокие и промежуточные альбиты и неупорядоченные КПШ не так уж редки в низкотемпературных метасоматитах.

Аутигенные полевые шпаты образуются в процессе формирования осадка, его диагенеза и эпигенеза. Кристаллизация аутигенных полевых шпатов происходит из слабощелочных растворов. Процесс этот очень длителен, возможно, близок равновесному, т. е. скорость роста кристаллов медленнее скорости упорядочения на их поверхности. В результате аутигенные полевые шпаты, как правило, существенно упорядоченные. Авторам известен только один случай неупорядоченных аутигенных альбитов [17].

Интересные наблюдения сделал М. Т. Хельд [22], изучавший песчаники в Западной Виргинии. Он установил, что на обломочном ортоклазе растет аутигенный ортоклаз, а на обломочном микроклине могут нарастать как аутигенные микроклины, так и аутигенные ортоклазы. Это показывает, насколько важное значение имеет структурное состояние полевой шпата, служащего затравкой. Аутигенный моноклинный калиевый полевой шпат обычно кристаллизуется в виде ромбоэдрических кристаллов, близких по форме адулярам. Аутигенные кристаллы микроклинов образуют четверные двойники. Такую необычную морфологию аутигенных микроклинов И. Баскин [17] объясняет первичной кристаллизацией триклинной модификации.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы, касающиеся физико-химических условий образования структурных модификаций полевых шпатов при петрогенезисе.

1. Для полевых шпатов магматических пород, не измененных вторичными процессами, главным фактором, контролирующим структурное состояние, является скорость остывания пород. Давление водной фазы играет второстепенную роль, ее состав не имеет существенного значения вследствие высокой температуры.

2. При упорядочении полевых шпатов высоких ступеней метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой) ведущая роль принадлежит содержанию и давлению летучих компонентов, прежде всего воды; влияние состава водного флюида вследствие высоких температур также мало.

3. В породах фаций низкотемпературного метаморфизма (цеолитовой, зеленых сланцев), гидротермальных и аутигенных образований упорядочение может осуществляться полностью только в щелочных условиях; щелочная среда может создаваться в результате гидролиза солей слабых кислот.

4. Альбит обладает самой высокой скоростью упорядочения и встречается почти всегда полностью упорядоченным. Вхождение Са и К в структуру замедляет его превращения, поэтому неупорядоченные плагиоклазы и калиевые полевые шпаты широко распространены в природе.

В общем следует указать, что на основании данных о степени упорядоченности можно сопоставлять температуры образования пород, скорости их охлаждения, судить о процессах их изменения или перекристаллизации. По мере накопления физико-химических данных об условиях упорядочения появится возможность определения абсолютных значений параметров порообразования по структурному состоянию полевых шпатов, т. е. использования их для целей геотермо- и геохронометрии.

Однако необходимым условием в этих исследованиях должно быть применение чувствительных и надежных методов диагностики распределения Al—Si по структурным позициям в полевом шпате. Таким методом, достаточно прецизионным и вместе с тем экспрессным, является определение структурного состояния по параметрам элементарных ячеек, уточненным на ЭВМ.

Другие широко применяющиеся в настоящее время рентгенографические методы — имеют в виду методы, основанные на измерении триклинности по пикам 131 и 131, метод «трех пиков» (204, 060, 201) Райта и его многочисленные варианты, использующие межугловое расстояние рефлексов 204 и 060, — менее точны; они не позволяют найти ошибку в оценках концентраций Al и Si в разных позициях, менее чувствительны, в особенности для кристаллов со слабой триклинностью. Эти методы, как и оптические (измерение 2V и триклинности) и наблюдение ИК-спектров, могут использоваться скорее для предварительных оценок, для сопоставления относительной степени упорядоченности в каком-то наборе образцов полевых шпатов.

Успешное использование полевых шпатов для решения вопроса петрогенезиса будет стимулироваться внедрением в практику более точных и чувствительных приемов диагностики их структурного состояния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бычков А. М., Сендеров Э. Э., Гаранин А. В. О структурном состоянии калиевых полевых шпатов гранитоидов Северо-Западного Кавказа. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 10, с. 137—146.
2. Валуи Г. А. Эволюция состава и структурного состояния полевых шпатов в процессе кристаллизации малоглубинных гранитоидов. — Зап. ВМО. Серия 2, ч. 103, вып. 5, 1974, с. 524—534.
3. Вовк П. К., Возняк Д. К. Сложные включения CO₂ в кристаллах альбита. — Геол. и геохим. горюч. ископ., 1967, вып. 9, с. 82—87.
4. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972.
5. Кинетика упорядочения альбита в щелочных гидротермальных растворах/Т. И. Щеккина, Э. Э. Сендеров, А. М. Бычков, К. И. Тобелко. — Геохимия, 1973, № 1, с. 35—43.
6. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты. М., Наука, 1976.
7. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов/Т. Ю. Базарова, И. Т. Бакуменко, В. П. Костюк и др. Новосибирск, Наука, 1975.

8. Манверидзе Р. Н. К вопросу расчленения гранитоидов Дзирульского кристаллического массива по каликатровым полевым шпатам. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 7, с. 34—42.
9. Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962, с. 276.
10. О калиевых полевых шпатах Эльджуратинского гранита/Н. И. Хитаров, А. М. Бычков, Э. Э. Сендеров, А. П. Попов. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М., Наука, 1976, с. 216—224.
11. И. С. Седова, Н. В. Котов. Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, № 8, с. 49—65.
12. Сендеров Э. Э., Яськин Г. М., Бычков А. М. Влияние щелочного раствора на упорядочение Si—Al в калиевом полевом шпате. — Геохимия, 1975, № 12, с. 1816—1825.
13. Сендеров Э. Э., Шекина Т. И. О стабильности структурных форм альбита и условиях их образования в природе. — Геохимия, 1976, № 2, с. 159—174.
14. Сендеров Э. Э., Яськин Г. М. О стабильности моноклинных калиевых полевых шпатов. — Геохимия, 1976, № 7, с. 1038—1054.
15. Шерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 378—440.
16. Barth T. F. W. The interrelation of structural variants of potash feldspars. — Zsch. Kristallogr., 1959, Bd. 112—M. v. Laue Festschrift—1, 263—277.
17. Baskin Y. A study of authigenic feldspars. — Journ. Geol., v. 64, 1956, p. 132—155.
18. Bonin B., Martin R. F. Coexisting alkali feldspars in felsic members of Caure-Bastelica ring complex, Corsica. — Lithes, v. 7, 1974, N 1, p. 23—28.
19. Donnay G., Donnay J. D. H. The symmetry change in the high — temperature alkali feldspar series. — Amer. Journ. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 1, 1952, p. 115—132.
20. Eberhard E. Zur Synthese der Plagioklasen. — Schweiz. Miner. Petr. Mitt., Bd. 47, 1967, H. 1, S. 385—398.
21. Grundy H. D., Brown W. L. Preliminary single crystal study of the lattice angles of triclinic feldspars at temperatures up to 1200°. — Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., Bd. 47, 1967, H. 1, S. 21—30.
22. Heald M. T. Authigenesis in West Virginia sandstones. — Journ. Geol., v. 58, 1950, p. 624—633.
23. Heier K. Phase relations of potash feldspars in metamorphism. — Journ. Geol., v. 65, 1957, p. 468—479.
24. Laves F. Phase relation of alkali feldspars. 1. Introductory remarks. — Journ. Geol., v. 60, 1952, p. 436—450.
25. Laves F. Al/Si — Verteilungen, Phasen Transformationen und Namen der Alkali-feldspate. — Zsch. Kristallogr., Bd. 113, 1960, M. v. Laue Festschrift—2, S. 265—296.
26. Laves F., Goldsmith J. R. Polymorphism, order, disorder, diffusion and confusion in the feldspar. — Cursillos. Conf. Inst. Lucas Mallada, t. 8, 1961, p. 71—80.
27. Mackenzie W. S. The crystalline modification of NaAlSi₃O₈. — Amer. Journ. Sci., v. 255, 1957, p. 481—516.
28. McConnell J. D. C., McKie D. The kinetics of ordering procession in triclinic NaAlSi₃O₈. — Miner. Mag., v. 32, 1962, p. 438—454.
29. Miashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. — London George Allen and Unwin Ltd, Ruski House, 1973.
30. Orville P. M. Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. — Amer. Mineral., v. 52, 1967, N 1—2, p. 52—86.
31. Raase P., Morteani G. The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, Eastern Alps. — Geol. Rundsch., Bd. 65, 1976, H. 2, S. 422—436.
32. Smith J. V. Feldspar Minerals, v. 1. Berlin—Heidelberg—New-York, Springer Verlag, 1974.
33. Stewart D. B., Wright T. L. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and relationship of strained cell parameters to bulk composition. — Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr., t. 97, 1974, N 2—5, p. 356—377.
34. Wones D. R., Taitlock D. B., Limbach D. Coexisting orthoclase and microcline in altered volcanic rocks, West Humboldt Range Perching County, Nevada. — Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Bd. 47, 1974, H. 1, S. 169—176.
35. Wright T. L., Stewart D. B. X-ray and optical study of alkali feldspar. 1. Determination of composition and structural state from refined unit cell parameters and 2V. — Amer. Mineral., v. 53, 1968, N 1—2, p. 38—87.

УДК 551.213+552.313(575)

Ю. А. САМОЙЛОВ (ИГЕМ АН СССР), В. Н. ПОЛУЭКТОВ (Мингео СССР)

Геологическое строение и основные этапы формирования Бабайтагского липаритового массива (Срединный Тянь-Шань)

Бабайтагский липаритовый массив расположен на склонах Чаткальского и Кураминского хребтов Тянь-Шаньской горной системы. Геотектоническая позиция его определяется нахождением в пределах Кураминской структурно-фациальной зоны интрагеоантиклинального поднятия герцинской геосинклинали Срединного Тянь-Шаня. Формирование массива происходило на фоне интенсивного развития сводово-глыбовых поднятий и блоковой тектоники, характерных для поздней геосинклинальной истории развития района.

Представления о геологическом строении Бабайтагского массива сложились в результате многолетних исследований. Наиболее полное отражение эти представления нашли в работах А. В. Канцеля, М. А. Каротаева, Н. П. Лаврова [2] и А. В. Канцеля, П. С. Козловой, Э. К. Рыбаловой [3], где Бабайтагский массив рассматривается как субвулканическое сооружение типа «эруптивного лакколита», сформировавшееся в несколько этапов в Наугарзанской вулканотектонической депрессии кальдерного типа.

Однако, несмотря на значительный объем выполненных работ, ряд вопросов геологического строения района до настоящего времени не имеет однозначного решения. Авторы статьи в течение длительного времени проводили геолого-структурные исследования в пределах Наугарзанской кальдеры и ее обрамления. Полученные новые данные и анализ уже имевшихся материалов позволили уточнить особенности геологического строения Бабайтагского липаритового массива и поиниому рассматривать механизм и условия его образования.

Основание и периферия Наугарзанской депрессии. Основание и периферия депрессии сложены породами, образующими средний подъярус верхнего структурного яруса геосинклинального этажа. Они представлены различными эффузивами основного и среднего состава, относящимися к минбулакской (C₂) и акчинской (C₂₋₃) свитам среднего и верхнего карбона, а также гранитоидными интрузивами так называемого кураминского (C₂₋₃) типа (рис. 1).

В строении верхнего подъяруса принимают участие гранодиорит-порфиры гушайского типа (P₁) и эффузивные образования преимущественно среднего состава (шурабсайская свита — P₁), перекрытые мощной толщей существенно кислых вулканогенных пород, относящихся к равашской свите (P₁). Последние разделены на три группы фаций (наземных, жерловых и экструзивных): раннюю — сарыбулакскую, среднюю — чинаульскую и позднюю — чайлисайскую.

Основные поля развития равашской вулканогенной свиты находятся на северной периферии Бабайтагского массива, где они слагают южное крыло Чилтенской мульды. Мощность равашских вулканитов закономерно увеличивается в направлении центральной части этой депрессии, составляя там не менее 1,2—1,5 км [5].

Принадлежность вулканогенных образований, развитых по периферии Наугарзанской кальдеры, к равашской свите нижней перми является общепризнанной, а вопрос о возрастном положении и генезисе

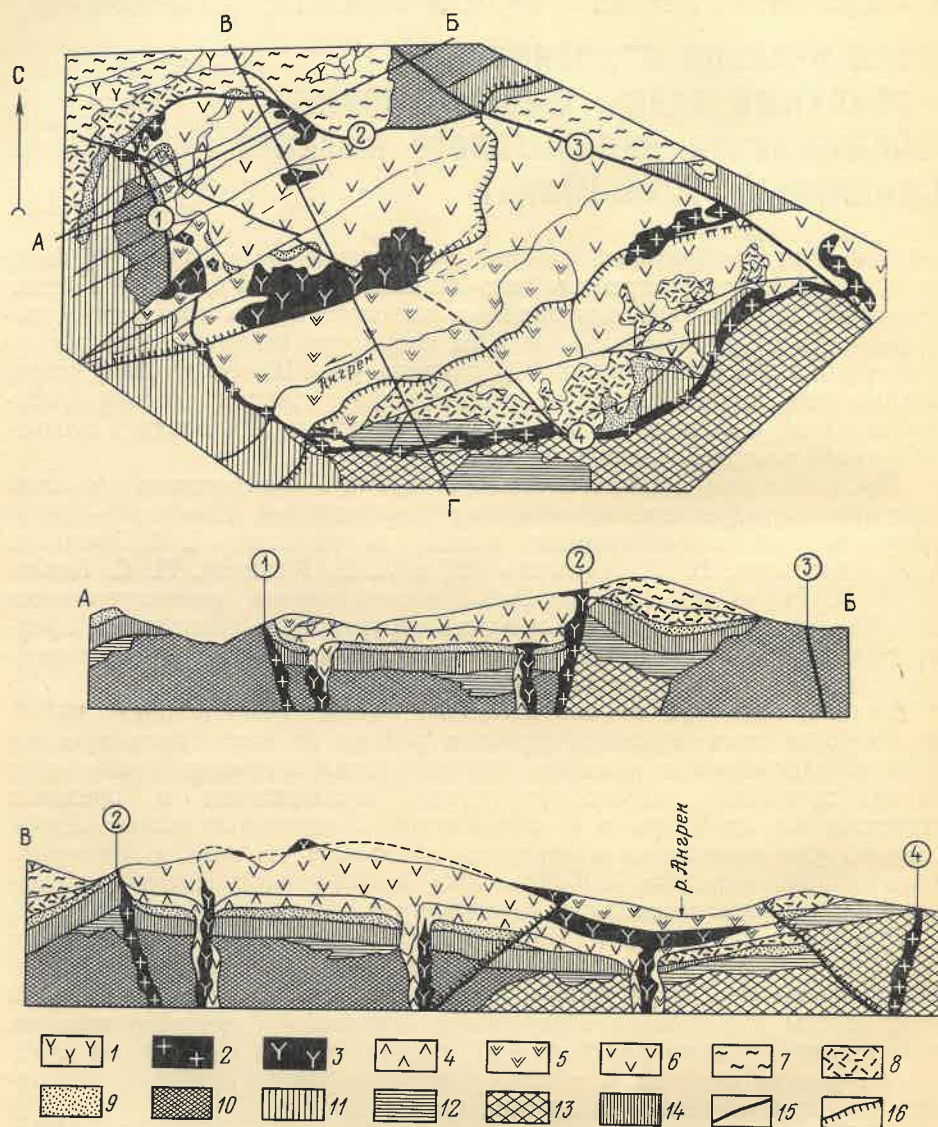


Рис. 1. Схема геологического строения Бабайтагского липаритового массива.

1 — малые интрузивы кварцевых снейт-порфиров чилтенского типа (P_2); 2—3 — фации габбросальных интрузивов завершающих фаз формирования (P_{1-2}); 2 — гранит-порфиры музбельского типа, 3 — граносиенит-порфиры бабайтаудорского типа; 4—6 — фации субвулканических приповерхностных интрузий основных фаз формирования (P_{1-2}): 4 — фельзиты, фельзит-порфиры (поздняя фаза), 5 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры (средняя фаза), 6 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры (ранняя фаза); 7—9 — равашская свита (P_1): 7 — флюидальные фельзиты, фельзит-порфиры и их кластолавы (чайлисаяская группа фаций), 8 — агломераты, туфы, игнимбриты липаритов, туфоконгломераты (чинаульская группа фаций), 9 — туфогравеллиты, песчаники, игнимбриты кварцевых порфиров, брекчии и туфы кислого состава, туфопесчаники, мандельштейны (сарыбулакская группа фаций); 10 — гранодиорит-порфиры гушайского типа (P_1); 11 — туфопесчаники, туфы, туфобрекчии андезито-дацитов, андезиты шурабасайской свиты (P_1); 12 — туфопесчаники, агломераты, андезиты и их туфы акчинской свиты (C_{2-3}); 13 — гранодиориты кураминского типа (C_{2-3}); 14 — андезиты, фельзиты, туфы, туфобрекчии минбулакской свиты (C_2); 15 — герцинские крутопадающие разрывы; 16 — альпийские пологие надвиги. Цифры в кружках — разломы: 1 — Дайковский; 2 — Нижне-Чилтенский; 3 — Кумбельский; 4 — Наугарзанский.

вулканитов, расположенных в пределах внутрикольцевого блока, неоднозначен. В ранних работах [4] они относились к оясайской свите верхнего карбона и трактовались как породы, вмещающие Бабайтагский массив. Более поздние представления [2, 3] об этих породах позволяют рассматривать их либо в качестве фациальной разновидности субвулканического массива липаритов (воронкообразные экструзивы с уменьшающимся на глубину поперечным сечением), либо как обломочный шлейф куполовидного вулкана кварцевых порфиров, либо, наконец, как эффузивные аналоги субвулканического массива липаритов. Однако во всех случаях в возрастном отношении они параллелизовались с липаритами Бабайтагского массива.

В результате детального картирования эффузивно-осадочных и пирокластических образований, развитых в экзоконтакте липаритов, установлено, что рассматриваемая пачка пород делится на две части — нижнюю, представленную туфогравеллитами, туфопесчаниками, туфами дацитов, и верхнюю, где преобладают кислые пирокластиты с многочисленными фьямме. Наблюдается выдержанность пород по простиранию и падению, выражающаяся в смене грубообломочных разностей мелкообломочными в разрезе нижней части пачки и увеличении крупности обломков в пирокластолитах верхней ее части. Породы пирокластической серии, в основании которых развиты мелкообломочные разности со сферолитами, характеризуются уменьшением степени спекания и увеличением эффективной пористости (более чем в 4 раза) вверх по разрезу. На глубоких горизонтах кальдерного блока они слагают «постель» липаритов Бабайтагского массива и характеризуются субгоризонтальным залеганием.

Указанные особенности позволяют отнести рассматриваемые породы к игнимбритовым образованиям.

Детальными наблюдениями установлены возрастные взаимоотношения этих вулканитов с липаритами массива. В лежащем боку Дайкового разлома отмечены послойные и секущие апофизы кварцевых порфиров, которые под углами, близкими к прямым, срезают напластования субфаций туфогравеллитов, туфов дацитов и игнимбритов. Срезание кварцевыми порфирами контактов пород и элементов напластования в туфах, туфопесчаниках, туфобрекчиях и игнимбритах кислого состава, развитых внутри липаритового массива, выявлено также на водораздельном гребне рек Чилтен и Каттасай. Здесь же, среди кварцевых порфиров, отмечены разобщенные, различно ориентированные в пространстве ксенолиты слоистых песчаников.

Послойные апофизы фельзитов в игнимбритовой серии закартированы на левобережье рек Чилтен и Каттасай, при этом в эндоконтактах фельзитов обнаружены ясно выраженные зоны закалки, представленные более темными (до черных) разностями с характерной тонкой (0,1—2 мм) флюидальностью и сферолитами. Активные контакты фельзит-порфиров с игнимбритами обнаружены и на глубоких горизонтах, где возрастные взаимоотношения этих пород однозначно устанавливаются в штучах и шлифах.

Более раннее время формирования пород игнимбритовой серии по отношению к липаритам массива подтверждается также данными термовысвечивания [12].

Приведенные материалы, с нашей точки зрения, однозначно свидетельствуют о том, что эффузивно-осадочные и пирокластические породы, развитые в экзоконтакте и фронтальных областях Бабайтагского массива, являются не краевыми его фациями, а более древними вмещающими породами. На основании аналогии литологического состава, характера их стратификации и сходства параметров термовысвечива-

ния рассматриваемые образования можно параллелизовать с сарыбулакской и чинаульской группами фаций равашской свиты нижней перми.

Бабайтагский липаритовый массив представляет собой магматический комплекс, сложенный различными фациями субвулканических и гипабиссальных интрузивов. Выделяются три основные фазы формирования массива соответствующие внедрению и консолидации гранит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзитов: ранняя, средняя и поздняя.

Породы ранней фазы представлены гранит-порфирами, различными по структуре и текстуре кварцевыми порфирами, которые на севере и юго-востоке кальдеры слагают плоское интрузивное тело типа лакколита. Северная часть залежи полого погружается в юго-восточном, а южная в северо-западном направлении. Лакколит имеет концентрически-зональное строение. Его нижняя эндоконтактовая зона сложена фельзитовидными кварцевыми порфирами, выше располагаются хорошо раскристаллизованные кварцевые порфиры и гранит-порфиры центральной зоны. Для верхней эндоконтактовой зоны характерны мелкопорфировые и кристаллокластические кварцевые порфиры.

Породы средней фазы — различные липариты — крайне сходны по составу, структурным и текстурным особенностям с аналогичными разновидностями пород ранней фазы. Они занимают обширную площадь в южной половине Наугарзанской кальдеры, где слагают пологую силлообразную залежь, на западной периферии кольцевого блока переходящую в односторонний лакколит, вытянутый в плане вдоль Дайкового разлома. Южный и северный контакты силлообразной залежи падают навстречу друг другу. Область их центриклинального замыкания скрыта под мезо-кайнозойскими отложениями Ангренской межгорной депрессии.

Магматическое тело липаритов средней фазы также характеризуется концентрически-зональным строением. В центральной его части развиты гранит-порфиры и хорошо раскристаллизованные кварцевые порфиры, а в придонной и фронтальной зонах — мелкопорфировые и фельзитовидные разновидности.

Липариты ранней и средней фаз крайне близки по времени образования. Они слагают основной объем массива и в совокупности образуют плоское интрузивное тело, по форме напоминающее усеченный конус.

Породы поздней фазы, представленные фельзитами и фельзит-порфирами, приурочены к северной и северо-западной частям кальдеры. Они образуют пологую интрузивную залежь мощностью до 300 м, располагающуюся в подошве Бабайтагского массива. На периферии кальдеры фельзиты слагают согласно падающие с кольцевым разломом относительно маломощные (20—50 м) дайкообразные тела, объединяющиеся на глубоких горизонтах с основной пологой залежью. Таким образом, общая форма тела поздних фельзитов в разрезе имеет вид опрокинутой арки, которая обрамляет кварцевые порфиры и гранит-порфиры ранних фаз внедрения.

Центральные части тел фельзитов представлены массивными разновидностями коричневатого-красного цвета с редкими и мелкими порфировыми выделениями калиевого полевого шпата и кварца. В эндоконтактных зонах, мощности которых не превышают 5—10 м, развиты темно-серые (до черных) фельзиты с характерной тонкой (0,1—2,0 мм) флюидальностью и мелкими обломками вмещающих пород, а также сферолитовые образования.

На контактах с вмещающими Бабайтагский массив породами в фельзитах повсеместно встречаются зоны «закалки», которые на контактах с липаритами предшествующих фаз комплекса наблюдаются редко в виде непротяженных линз.

Все разности липаритов основных фаз формирования комплекса весьма близки по составу, петрохимическим и геохимическим особенностям. Их главные и дополнительные характеристики, по А. Н. Заварицкому, занимают компактное положение на векторной диаграмме и близки к граниту, по Р. Дэли. Сравнение со средними кварцевыми порфирами показывает, что липариты массива характеризуются некоторым преобладанием калия над натрием в составе щелочей и несколько пониженным содержанием кремнекислоты и свободного кремнезема [4].

Возрастные взаимоотношения липаритов ранней и средней фаз внедрения установлены А. В. Канцелем, М. А. Каротаевым, Н. П. Лавровым [2], а также другими исследователями. Во всех работах, где так или иначе излагается последовательность формирования рассматриваемых пород, подчеркивается крайне незначительный разрыв во времени их образования. Наши данные вполне согласуются с этими представлениями, но фельзиты и фельзит-порфиры, относившиеся ранее к эндоконтактовой фации кварцевых порфиров, выделены в самостоятельную фазу, наиболее позднюю в истории формирования комплекса. Основанием для этого послужили следующие данные:

— значительная (до 300 м) мощность и одинаковая степень раскристаллизации фельзитов по всему разрезу силла (исключая зоны закалки), что не согласуется с представлениями об этих породах как закалочной фации кварцевых порфиров;

— однотипные эндоконтактные изменения подошвы и кровли силла, выражающиеся в образовании сферолитовых и флюидальных разновидностей пород; причем флюидальность всегда следует параллельно контакту фельзитов, повторяя его неровности;

— насыщенность эндоконтактных зон фельзитов обломками пород и кристаллов, не характерных для центральных частей тела;

— протяженные (до 80 м) апофизы фельзитов в кварцевые порфиры средней фазы внедрения и интрузивный характер контактов фельзитов с липаритами как ранней, так и средней фаз.

Последовательность формирования рассматриваемых пород, определенная по данным термовысвечивания [12], полностью соответствует установленным геологическим соотношениям.

Описанные выше породы основных фаз образования массива прорывают вулканогенно-осадочные отложения фаунистически охарактеризованной шурабсайской свиты нижней перми и сами интродуцируются граносиенит-порфирами и гранит-порфирами завершающих фаз формирования Бабайтагского комплекса.

Многочисленные определения абсолютного возраста этих пород [6] дали цифры 265—280 млн. лет, что соответствует границе нижней и верхней перми.

В завершающие фазы формирования Бабайтагского массива произошло внедрение и консолидация интрузивов граносиенит-порфиров бабайтаудурского типа, гранит-порфиров музбельского типа и различных по составу и структуре кластолав и лавобрекчий липаритов.

Граносиенит-порфиры бабайтаудурского типа относятся к ранним из завершающих фаз формирования; они слагают пологие силлообразные интрузивные залежи и крутопадающие штоки. Реконструирование подошвы разрозненных вследствие эрозии магматических тел показывает, что они имели форму арок. Сводовые, относительно полого залегающие части арок развиты преимущественно в северной половине

кальдеры и приурочены к центральным частям липаритовых интрузивов ранней и средней фаз внедрения. Эта особенность, как и гипабиссальный облик самих граносиенит-порфиров, достаточно надежно свидетельствует об относительно большой глубине их формирования. Крутопадающие части аркообразных интрузивов, представляющие собой их коренные зоны, располагаются только в пределах внутрикольцевого блока и контролируются разрывами северо-восточного, реже северо-западного простирания.

Гранит-порфиры музбельского типа являются второй из завершающих фаз формирования магматического комплекса. Они слагают дуговидные и линейные дайки различной протяженности (от первых десятков метров до 22 км) и мощности (1—800 м), образующие в совокупности единый кольцевой интрузив. С вмещающими породами дайки имеют четкие интрузивные контакты, нарушенные тектоническими нарушениями вблизи радиальных разрывов северо-восточного и субширотного направлений. Гранит-порфиры маркируют фронтальную область всего магматического комплекса и располагаются только в зоне кальдерного разлома.

Кластолавы и лавобрекчии липаритов завершают образование Бабайтагского массива. Развитие их крайне ограниченное; они отмечаются в виде небольших линз и тел неправильной формы в тесной пространственной связи с гранит-порфирами музбельского типа. Прорывая породы основных фаз формирования бабайтагского комплекса, сами интродуцируются различными по составу дайками регионального развития, чем и определяется их возрастное положение.

Абсолютный возраст музбельских гранит-порфиров и бабайтаудорских граносиенит-порфиров, по данным калий-аргонового соотношения [6], соответственно 260—277 млн. лет и 260—302 млн. лет и с этих позиций (учитывая ошибку анализов в 10—12 млн. лет) сопоставим со временем внедрения липаритов основных фаз становления массива.

Последовательность формирования граносиенит-порфиров и гранит-порфиров до настоящего времени не установлена, так как отсутствуют непосредственные контакты указанных пород (выходы граносиенит-порфиров и гранит-порфиров постоянно разобщены пространственно). Крайне незначительный разрыв во времени их формирования, укладываемый в пределы ошибок геохронологических анализов, исключает возможность использования данных абсолютного возраста в этих целях. Поэтому в некоторых работах гранит-порфиры музбельского типа и бабайтаудорские граносиениты относятся к одной возрастной группе, при этом постулируется, что гранит-порфиры моложе граносиенитов [2]; в других — показывается обратная последовательность их формирования [4] и подчеркиваются значительные различия во времени и условиях их становления. Гранит-порфиры связываются нами с фазой дополнительных интрузивов Бабайтагского массива, а граносиенит-порфиры с последним этапом формирования жильных пород и в возрастном отношении параллелизуются с поздними малыми интрузивами, завершающими верхнепалеозойский магматизм в регионе.

Основные этапы и механизм формирования бабайтагского магматического комплекса. Изометричные в плане лакколито- и силлообразные формы магматических тел основных фаз внедрения, их концентрически-зональное строение, кольцевое расположение дайкообразных и штокообразных интрузивов завершающих фаз внедрения и строгая пространственная приуроченность всех магматических пород к Наугарзанской депрессии позволяют авторам рассматривать Бабайтагский массив в качестве кольцевого магматического комплекса центрального типа, особенности формирования которого связаны с формированием

кальдеры. Общая закономерность в пространственном размещении магматических тел, и в первую очередь локализация пород более молодых фаз по периферии более древних, показывает, что массив имеет «центрифугальный» характер развития [10].

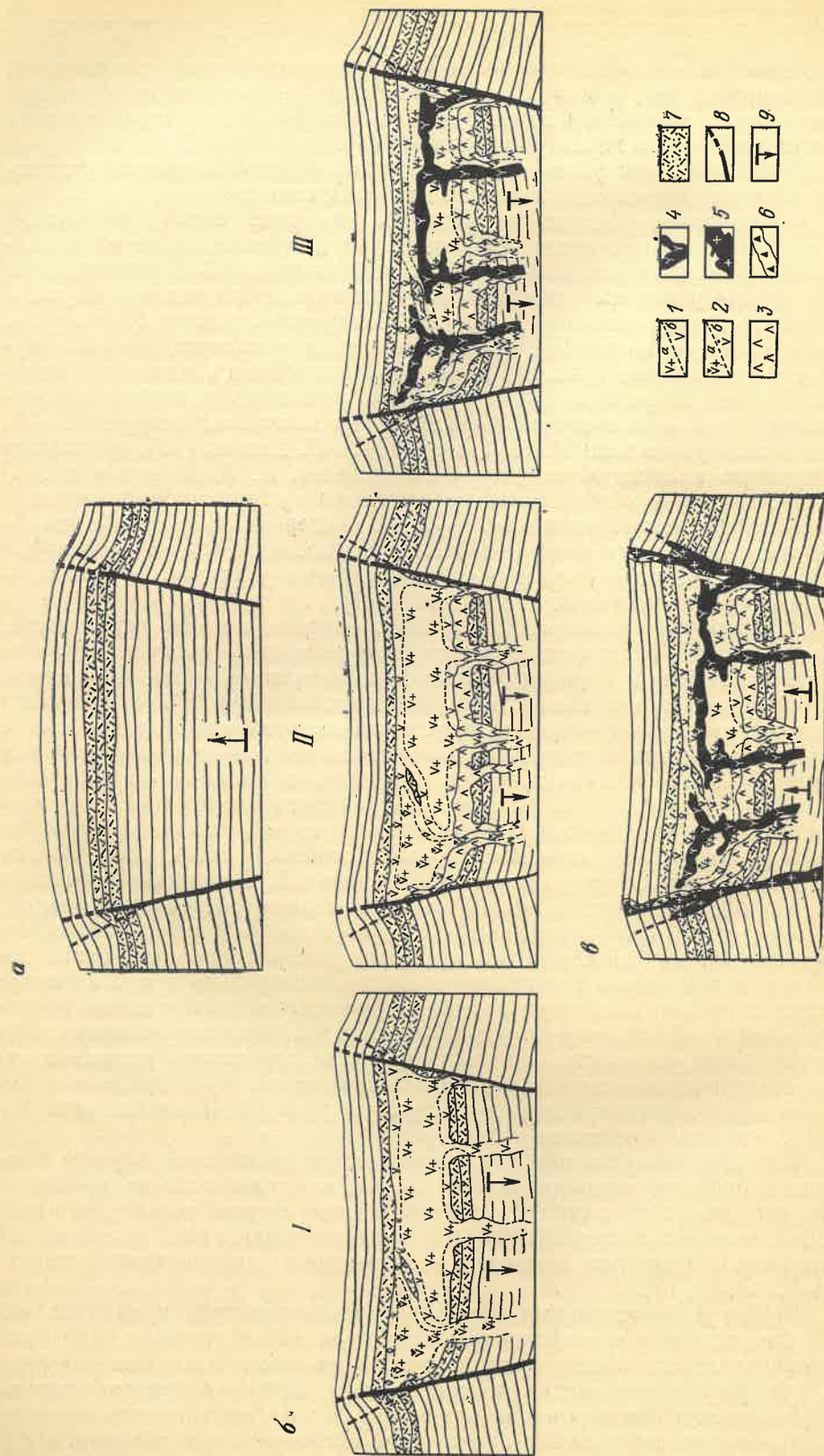
Основные этапы развития и вероятная модель механизма формирования комплекса представляются нам следующими.

Закономерное увеличение мощности пирокластолитов равашской свиты к центральной части Наугарзанской депрессии, а также незначительное развитие или полное отсутствие чинаульской и чайлисайской групп фаций равашской свиты в пределах кальдеры свидетельствуют о том, что в период внедрения равашских пирокластолитов блок пород, ограниченный в настоящее время кольцевым разломом, испытал купольное воздымание (рис. 2). Локальные купольные воздымания кольцевых блоков на ранних этапах развития, по-видимому, вообще довольно характерны для процесса формирования кольцевых структур. На эти явления указывали И. Н. Томсон и Ю. П. Дежин [13], изучавшие Куйтунскую кольцевую структуру Забайкалья, В. К. Монич и др. [7] при рассмотрении особенностей геологического строения Байназарской кольцевой системы Прибалхашья, Е. М. Андерсон [15] на примере третичных кольцевых сооружений Шотландии. Анализируя некоторые данные о механизме формирования кольцевых разломов, к аналогичным выводам приходит В. А. Невский [8, 9].

Воздымание кольцевого блока было связано, по всей вероятности, с механической активностью внедряющейся магмы, вызванной увеличением давления в периферическом магматическом очаге. Указанные процессы послужили также причиной проявившейся в это же время взрывной деятельности, в результате которой на сопредельных с кольцевым блоком территориях накопились мощные пирокластические толщи. Не менее важное значение купольное воздымание имело для формирования кольцевого разлома как единого нарушения. Под воздействием вертикально направленных сил в толще, которая перекрывает поднимающийся к поверхности магматический столб, создавалась обстановка локальных радиальных дислокаций. Разрядка возникших напряжений происходила, по-видимому, в первую очередь по древним, уже существовавшим разрывам северо-восточного и северо-западного направлений. Вместе с тем, по периферии рассматриваемого блока пород возникали новые трещинные зоны и относительно непротяженные центриклинально падающие разрывы, ориентированные в плане по касательной к общей изометричной форме куполовидного поднятия. Эти тектонические плоскости, «сглаживая» углы сочленения разрывов северо-восточного и северо-западного направлений, предопределили конусовидную форму краевого кальдерного разлома, возникшего в последующие этапы развития территории.

Центриклинальное падение тектонических плоскостей, образующихся по периферии воздымающегося блока, и особенности их пространственного положения свидетельствуют о связи формы кальдерного разлома с мощностью перекрывающих магматический столб пород и, как следствие, с радиусом кривизны возникающего куполовидного поднятия [8, 14, 15, 16].

Выбросы колоссальных объемов пирокластических продуктов, образовавших мощные толщи равашских вулканитов, привели к резкому падению гидростатического напора магмы, ее оттоку и понижению уровня периферического магматического очага. Поэтому непосредственно перед началом формирования основных фаз магматического комплекса направление радиальных напряжений в пределах куполовидного поднятия сменилось на противоположное (сверху вниз). Для территории



наступил новый период истории развития — многоактного компенсационного проседания.

Под воздействием гравитационных сил (возможно, также и всасывающего воздействия «уходящей» магмы) конусовидный блок пород, располагавшийся над магматическим столбом, опустился по кольцевому разлому. На некоторой глубине от поверхности произошел субгоризонтальный раскол внутрикольцевого блока и дополнительное проседание его нижней части, вследствие чего возникла подземная кальдера опускания.

На взаимосвязь кальдерообразования с предшествующей мощной взрывной деятельностью указывали многие исследователи. Установлена почти прямая связь между крупными кальдерами и огромными пологозалегающими полями туфов, пемз и игнимбритов преимущественно кислого состава, расположенных обычно с внешней стороны кальдер и удаленных от них на расстояние до 50—100 км.

Подземная кальдера проседания стала выполняться липаритами ранней и средней фаз внедрения, становление которых явилось первым и основным этапом формирования центрального внутрикольцевого интрузива типа хонолита. Пространственная форма кальдеры в виде конической полости с более или менее плоским дном обусловила морфологию и внутреннее строение магматического тела. Плоскость конического кальдерного разлома служила при этом своеобразным структурным барьером, ограничивающим, в общем случае, распространение липаритов за пределы внутрикольцевого блока. При просадке кальдерного блока на различных уровнях, преимущественно на границах литологических разновидностей пород, формировались субгоризонтальные расколы, оказавшие существенное влияние на морфологию и пространственное размещение внедряющихся магматических тел.

После образования кварцевых порфиров, гранит-порфиров ранней и средней фаз внедрения наступил второй этап проседания кольцевого блока. По контакту липаритов с подстилающими их равашскими игнимбритами произошел субгоризонтальный раскол и, вследствие дополнительного опускания нижней части блока, сформировалась новая кальдерная полость. Объем ее был относительно невелик из-за значительно меньшей амплитуды проседания. Возникшее пространство было компенсировано фельзитами и фельзит-порфирами поздней фазы формирования бабайтагского магматического комплекса, внедрением которых завершился процесс образования хонолита.

Расположение силлообразного тела фельзитов в подошве пород ранней и средней фаз внедрения, а также наличие в фельзитах плоскопараллельной ориентировки кристаллов, полосчатости и флюидальности, свидетельствующих о кристаллизации пород при небольшом внешнем давлении и в спокойной тектонической обстановке, позволяют считать, что проявление основных фаз магматического комплекса и увеличение размеров его камеры осуществлялось в условиях кальдерного проседания днища.

Рис. 2. Схема последовательности и механизма формирования бабайтагского кольцевого магматического комплекса
а — предмагматический (предлипаритовый) этап купольного воздымания; б — синмагматический период проседания; в — предмузельский этап воздымания. I, II, III — этапы, предшествующие внедрению: I — гранит-порфиров и кварцевых порфиров, II — фельзитов, III — граносиенит-порфиров
1—3 — основные фазы формирования (центральный внутрикольцевой интрузив — хонолит): 1 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры (а), фельзитовидные кварцевые порфиры (б) ранней фазы внедрения, 2 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры (а), фельзитовидные кварцевые порфиры (б) средней фазы внедрения, 3 — фельзиты, фельзит-порфиры поздней фазы внедрения; 4—6 — завершающие фазы формирования: 4 — граносиенит-порфиры бабайтагского типа (аркообразные интрузивы и штоки), 5 — гранит-порфиры музельского типа (кольцевой интрузив), 6 — кластолавы, лавобрекчи липаритов (линзобразные тела); 7 — различные эффузивные и эффузивно-осадочные породы, вмещающие интрузив; 8 — краевой кальдерный разлом; 9 — направление движения блока

Образованием хонолита заканчивается основной период формирования бабайтагского магматического комплекса, и его развитие вступает в завершающие фазы. При этом обстановка нисходящих движений еще сохраняется, а перед внедрением граносиенит-порфиров наступает третий этап проседания, обусловивший формирование кальдерных полостей главным образом в теле уже существовавшего центрального интрузива. Незначительные амплитуды опускания и малая вязкость липаритов, по-видимому, явились причинами того, что полости, возникшие в этот период, оказались более сложными по форме, имели иногда этажное расположение и небольшие объемы. Они выполнялись интрузивами граносиенит-порфиров аркообразной формы.

Интересно, что подводящие каналы каждой последующей фазы внедрения наследуют положение корневых зон предыдущих магматических порций, располагаясь в одних и тех же доинтрузивных разломах северо-восточного и северо-западного простирания. Комбинация этих тел на глубоких горизонтах кольцевого блока образует сложную систему, подобную той, которую В. И. Казанский на примере Хингано-Олонойского блока Приморья назвал «решетчатым интрузивом» [1].

После внедрения граносиенит-порфиров бабайтаудорского типа прерывистый и затухающий во времени процесс проседания кольцевого блока завершился, и в пределах рассматриваемой территории произошла инверсия тектонических условий. Обстановка нисходящих движений сменилась на противоположную, и перед формированием гранит-порфиров музбельского типа кальдерный блок был приподнят. В результате коническая центриклинальная зона краевого кальдерного разлома подверглась растяжению и заполнилась кольцевой интрузией музбельских гранит-порфиров. Некоторое время спустя в такой же обстановке образовались постмузбельские лавобрекчии и кластолавы липаритов.

Граносиенит-порфиры бабайтаудорского типа и музбельские гранит-порфиры перемещались к поверхности по разным каналам, что и предопределило их пространственную разобщенность.

Изложенные представления об условиях и механизме образования бабайтагского магматического комплекса говорят в пользу более позднего времени формирования музбельских гранит-порфиров по отношению к граносиенитам бабайтаудорского типа. Косвенным образом об этом может свидетельствовать припаянный характер контактов даек гранит-порфиров с вмещающими породами, что при более раннем образовании гранит-порфиров не могло иметь места вследствие предшествующей внедрению граносиенит-порфиров просадки кольцевого блока. В этом случае по всему периметру кальдеры контакты даек должны были быть тектонически нарушенными. Авторы склонны рассматривать музбельские гранит-порфиры как продукт самой поздней фазы формирования бабайтагского кольцевого комплекса.

Изложенный фактический материал и анализ возможного механизма формирования Бабайтагского липаритового массива позволяют сделать следующие выводы.

1. Бабайтагский массив представляет собой кольцевую магматическую структуру центрального типа, имеющую «центрифугальный» характер развития.

2. На раннем этапе в несколько фаз сформировался сложный близ поверхностный интрузив, по форме близкий к хонолиту. В завершающие фазы произошло внедрение и консолидация интрузивов граносиенит-порфиров, имеющих аркообразную форму. Формирование их происходило на фоне прерывистого и затухающего во времени компенса-

ционного проседания кольцевого блока и многоактного возникновения в его пределах подземных кальдер обрушения.

3. Морфология и внутреннее строение магматических тел, связанных единым планом структуры, определялись формой кальдерной полости, образованной комбинацией субгоризонтальных расколов и плоскостью конического кальдерного разлома. Последний служил структурным барьером, ограничивающим распространение липаритов за пределы внутрикольцевого блока.

4. Поздние завершающие фазы становления магматического комплекса проявились при воздымании кальдерного блока, когда коническая центриклинальная зона краевого разлома попала в обстановку растяжения и была выполнена кольцевой интрузией музбельских гранит-порфиров, а также кластолавами и лавобрекчиями липаритов.

5. Общая продолжительность процесса становления магматического комплекса была незначительной и, по-видимому, не превышала 15 млн. лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанский В. И., Якишин В. М. О геолого-структурных условиях формирования субвулканических тел кварцевых порфиров на Малом Хингане. — В кн.: Рудоносность вулканических формаций. М., Недра, 1965, с. 283—294.
2. Канцель А. В., Каротаев М. А., Лаверов Н. П. Геологическое строение и история формирования Бабайтагского субвулканического массива (Средняя Азия). — В кн.: Геология липаритовой формации районов Средней Азии и Казахстана. М., Наука, 1972, с. 108—122.
3. Канцель А. В., Козлова П. С., Рыбалова Э. К. Особенности формирования вулканоплутонического комплекса в области заверенной складчатости. — Сов. геология, 1973, № 2, с. 45—58.
4. Козлова П. С., Рыбалова Э. К. Геологическое положение и особенности петрографического и химического составов верхнепалеозойских интрузивных комплексов среднего течения р. Ангрен (Средняя Азия). — В кн.: Геология и геохимия гранитных пород. М., Наука, 1965, с. 82—143.
5. Лаверов Н. П., Хорошилов Л. В., Рыбалов Б. Л. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 84, 1962, с. 6—36.
6. Лаверов Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. В. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964, с. 103—113.
7. Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. — Тр. ИГН КазССР, т. 3. Алма-Ата, 1960, с. 139—157.
8. Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1971, с. 47—61.
9. Невский В. А., Осипов М. А. Интрузивная и вулканическая тектоника и структуры эндогенных рудных полей и месторождений. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 129—152.
10. Полканов А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1946, с. 5—28.
11. Самойлов Ю. А., Толкунов А. Е. Зависимость приведенной интенсивности термовысвечивания пород от их абсолютного возраста (на примере гранитоидов Средней Азии). — Докл. АН СССР, т. 214, № 3, 1974, с. 666—668.
12. Толкунов А. Е., Самойлов Ю. А. Опыт определения относительного и абсолютного возраста близких по времени формирования гранитоидных пород методом приведенной интенсивности термовысвечивания. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1973, с. 7—18.
13. Томсон И. М., Дежин Ю. П. Куйтунская кольцевая система Забайкалья и некоторые общие закономерности в строении кольцевых структур. — Автореф. работ сотруд. ИГЕМ АН СССР. М., 1962, 1963, с. 39—43.
14. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., Мир, 1964, с. 9—196.
15. Anderson E. M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron-cubsidences. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 56, 1936, p. 132—156.
16. Cloos H. Hebung, spaltung, vulcanismus. — Geol. Rundschau, Bd. 30. Heft 4A, 1939, s. 479—492.

УДК 553.078 : 553.44 (571.53/.54)

Г. В. РУЧКИН (ЦНИГРИ), Ю. А. СИНЧУК (ВСНИИГГиМС),
И. Н. ЕГОРОВ (ЦНИГРИ), Л. П. ТИГУНОВ (Иркутское ТГУ),
С. В. ЧЕСНОВ (ИГЕМ АН СССР)

Типы свинцово-цинковых месторождений Западного и Северного Прибайкалья

В связи со строительством БАМа большой практический интерес могут представить свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления, приуроченные к докембрийским комплексам Западного и Северного Прибайкалья. Поисково-разведочные и научно-исследовательские работы последних лет подтвердили перспективность Прибайкалья на свинец и цинк. Получен новый фактический материал по геологии и закономерностям размещения свинцово-цинкового оруденения, анализ которого позволил авторам разработать схему структурно-формационного и специализированного металлогенического районирования, провести типизацию оруденения.

Структурно-формационное районирование. Западное и Северное Прибайкалье входят в состав Байкальской горной области, основные черты геологического строения, тектонического развития и металлогении которой раскрыты в трудах Е. В. Павловского, Л. И. Салопа, М. М. Мануйловой, П. М. Хренова, С. М. Ткалича, П. Ч. Шобогорова и других исследователей.

Формационный анализ геологических комплексов позволяет выделить на этой территории пять структурно-формационных зон: Ольхонскую, Кичеро-Приморскую, Олоkitско-Иликтинскую, Аkitкано-Чуйскую и Прибайкальскую (см. рисунок).

Ольхонская структурно-формационная зона охватывает территорию Приольхонья. Ее северо-западной границей является глубинный Приморский разлом, а юго-восточной — глубинный разлом, скрытый под водами Байкала. Здесь развиты породы ольхонской серии, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях (парагнейсы, мраморы, кальцифиры, кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсо-амфиболиты). Эта ассоциация пород образует формации гнейсо-амфиболитовую, амфиболитовую, мраморов и кальцифиров. В пределах зоны широко развиты гранитоиды, связанные как с магматической деятельностью, так и с процессами ультраметаморфизма, протекавшего в четыре этапа, начиная с архея до палеозоя [2, 13]. Этот вывод дискуссионен, и на данной стадии изученности невозможно корректно выделить зоны магматических и ультраметаморфических формаций различных этапов, поэтому породы гранитоидного ряда отнесены к группе нерасчлененных формаций.

Разрез ольхонской серии насыщен телами габброидов и гипербазитов, объединенных в базит-гипербазитовую формацию. Породы формации претерпели сложные преобразования за счет наложенных процессов метаморфизма, гранитизации и метасоматоза [2].

Кичеро-Приморская структурно-формационная зона включает южное окончание Байкало-Витимского поднятия (Верхнеангарский блок складчатых геосинклинальных образований карелид [20]), отделенное от верхнепротерозойского Олоkitского прогиба Холоднинским глубинным разломом, и Приморский антиклинорий, который ограничен с запада Прибайкальским, а с востока Приморским глубинными разломами.

Характерной чертой зоны является широкое развитие гнейсо-амфиболитовых, амфиболитовых и гнейсо-гранитных формаций. В Северном Прибайкалье гнейсо-амфиболитовая и амфиболитовая формации представлены образованиями нюрундуканской свиты: амфиболитами, плагиогнейсами, сланцами с редкими прослоями кварцитов и линзами известняков. Гнейсо-гранитная формация объединяет диориты, гранодиориты, плагиограниты, плагиомигматиты. Возраст нюрундуканской свиты и части пород гранитоидного ряда — нижнепротерозойский — определяется по несогласному залеганию на них позднедокембрийских отложений и по радиологическим данным [6]. Вместе с тем, могут быть и более молодые гранитоиды, на что указывает гранитизация верхнепротерозойских пород в зоне Холоднинского разлома.

На территории Приморского антиклинория широко распространены граниты приморского комплекса, включающего две разновозрастные группы их [12 и др.]: более древние представлены катаклазированными и бластомионитизированными плагиогранитами, которые вместе с вмещающими плагиогнейсами, амфиболитами и метавулканидами интенсивно мигматизированы, а более молодые — амфибол-биотитовыми порфировидными гранитами типа рапакви и аплитами. Проблема возраста гранитоидов примор-

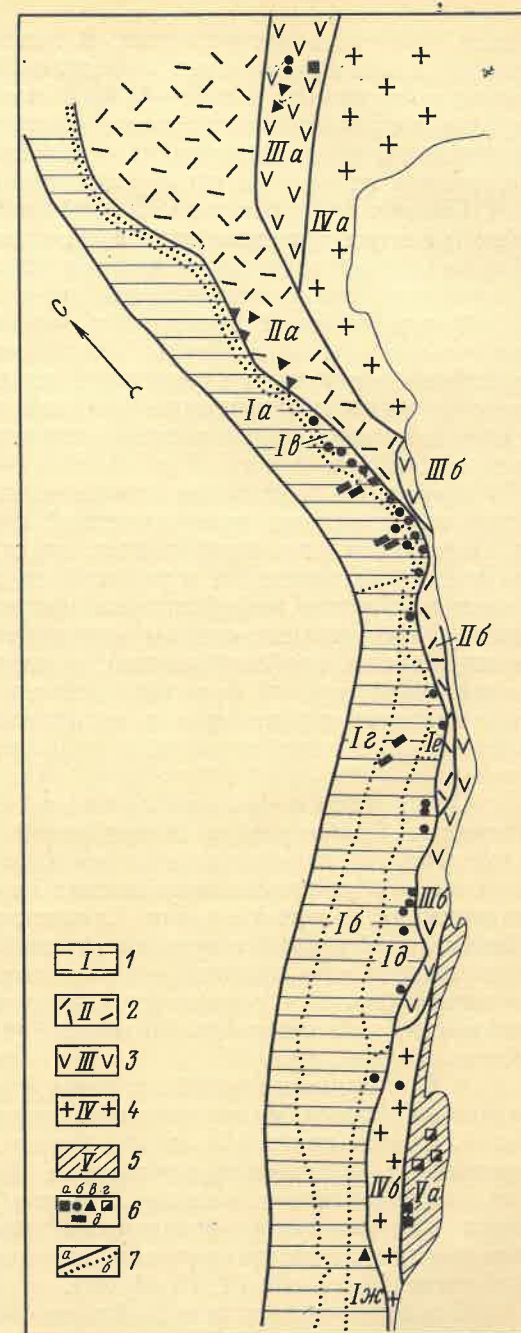


Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Западного и Северного Прибайкалья

1-5 — структурно-формационные (металлогенические) зоны (СФЗ): 1 — Прибайкальская (рудные зоны: Ia — Западная, Ib — Ушаковская, Ic — Ульканская, Id — Онотская, Ie — Сарминская, If — Тонгундинская, Ig — Бугульдейская); 2 — Аkitкано-Чуйская (рудные зоны: IIa — Аkitканская, IIb — Анайская); 3 — Олоkitско-Иликтинская (рудные зоны: IIIa — Олоkitская, IIIb — Иликтинская); 4 — Кичеро-Приморская (рудные зоны: IVa — Кичерская, IVb — Приморская); 5 — Ольхонская (Va — Тажеранская рудная зона), 6 — свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления (а-б — рудные формации: а — колчеданно-полиметаллическая, б — свинцово-цинковая стратиформирующая в карбонатных породах, в — полиметаллическая жильная, г — серноколчеданная, д — медистых песчаников); 7 — границы: а — структурно-формационных, б — рудных зон

ского комплекса дискуссионна. В последнее время большинство геологов по данным изотопных определений (1100—1500 млн. лет — Rb-Sr метод по циркону и 1650—K-Ar по амфиболом), а также на основании четкой корреляции химического состава гранитов с вулканитами акитканской серии и комагматичных с последними гранитоидов ирельского комплекса относят их к среднему протерозою [5, 12, 13]. Среди гранитов Приморского антиклинория обособляются небольшие тела щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, объединяемых А. М. Рябых в бугульдейский комплекс, возраст которого условно принимается верхнепротерозойским — нижнепалеозойским.

Таким образом, Кичеро-Приморская зона сложена гранитоидами нескольких разновозрастных комплексов. Более древняя группа плагиогранито-гнейсов и вмещающие их плагиогнейсы и амфиболиты относятся нами к формациям раннедокембрийского фундамента, интенсивно переработанного тектоно-метаморфическими процессами в позднем докембрии.

Формации геосинклинального этапа развития Кичеро-Приморской зоны представлены зеленокаменной и вулканогенно-терригенной (основные вулканиты, порфиroidы, вулканогенно-осадочные отложения иликтинской, хотской и нуганской свит, метаморфизованных в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фациях), кварцито-сланцевой (кварциты и двуслюдяные сланцы харгитуйской свиты, метапесчаники, кварциты, сланцы анайской свиты), а также нерасчлененной карбонатно-терригенной группой формаций, объединяющей песчаники, филлитовидные кварцево-серицитовые и серицитовые сланцы, графитовые слюдисто-кварцево-карбонатные сланцы верхней подсвиты иликтинской свиты.

Олокитско-Иликтинская структурно-формационная зона включает Олокитский и Иликтинский прогибы, сложенные весьма сходными геосинклинальными комплексами пород. Олокитский прогиб ограничен глубинными разломами: Холоднинским на юго-востоке, Абчадским на северо-западе и Даванским (Лево-Миньским) на западе. Иликтинский прогиб с востока отделен Приморским разломом, а с запада имеет более сложные ограничения. Он отделен на юге от Прибайкальской структурно-формационной зоны Прибайкальским глубинным разломом, а на севере от Аkitкано-Чуйской зоны системой мелких разломов.

В Олокитском прогибе породы фундамента обнажаются в приподнятых блоках и представлены нерасчлененными гнейсо-амфиболитовой, амфиболитовой и гранит-мигматитовой формациями, сопоставляемыми с формациями фундамента Кичеро-Приморской зоны. Формации геосинклинального этапа сложены верхнепротерозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями олокитской подсерии патомской серии, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях [1, 15, 18, 20].

К низам верхнепротерозойского разреза приурочена зеленокаменная вулканогенная формация, представленная хлорит-актинолитовыми, кварц-хлорит-актинолитовыми сланцами по основным вулканитам с прослоями железистых кварцитов, конгломератами и известняками туйской и олокитской свит, а также зеленокаменная вулканогенно-терригенная формация, объединяющая двуслюдяные, биотитовые сланцы, известняки, кварциты и metabазиты иликтинской свиты. Вдоль северо-западной границы Олокитского прогиба эти формации сменяются лепитовой, сложенной метаморфизованной осадочно-вулканогенной толщей с телами амфиболитов и порфиroidов иловирьской (хибеленской) свиты.

Выше по разрезу залегают карбонатно-терригенные породы: карбонатная (известняки, доломиты абчадской и итыкитской свит), аспидно-карбонатная (углисто-глинистые сланцы, кварциты, песчаники, известняки ондокской свиты) и черносланцевая (графит-слюдистые, графит-кварцевые, графит-карбонатные сланцы и кварциты перевальской свиты) формации. Верхняя часть формационного ряда — базальт-дипаритовая контрастная вулканогенная формация (сыннурская свита). Интрузивные формации представлены мигматит-гранитной, соответствующей мамско-оронскому интрузивному комплексу и базит-гипербазитовой, включающей породы довыренского комплекса. Отложения всех перечисленных формаций перекрываются континентальной молассовой формацией (холоднинская свита).

В Иликтинском прогибе к формациям фундамента условно отнесены массивы гранитоидов кочериковского комплекса, содержащие реликты амфиболитов. Ряд формаций геосинклинального этапа развития начинается, как и в Олокитском прогибе, с зеленокаменной вулканогенно-терригенной формации (метаморфизованные вулканиты основного состава с прослоями сланцев, туфов, песчаников, известняков — нижняя подсвита иликтинской свиты). Выше следуют породы верхней подсвиты иликтинской свиты: кварциты, песчаники, известняки, слюдисто-карбонатные сланцы, обогащенные углеродистым веществом, — объединенные в нерасчлененную карбонатно-терригенную формацию.

Из интрузивных в Иликтинском прогибе развиты формации рапакиви (приморский комплекс), щелочных гранитов (бугульдейский комплекс) и дайковая габбро-диабазовая.

Аkitкано-Чуйская структурно-формационная зона включает Чуйское геоантиклинальное поднятие (Кутимский блок складчатых геосинклинальных образований карелид [20]) и Северо-Байкальский вулканический пояс [3], который протягивается вдоль северо-западного фланга далеко на юг за пределы Чуйского поднятия и оканчивается Анайской структурой. С запада зона ограничена Прибайкальским глубинным разломом. Породы, слагающие Чуйское геоантиклинальное поднятие, объединяются в нерасчлененную группу формаций: плагиогнейсовую, амфиболит-гнейсовую, гранит-мигматитовую нижнепротерозойского возраста. Эта группа формаций вместе с плагиогранито-гнейсами кочериковского комплекса, обнажающимися на отдельных участках побережья оз. Байкал, образует фундамент Аkitкано-Чуйской формационной зоны. Выше залегает зеленокаменная вулканогенно-терригенная формация, соответствующая нижней части иликтинской свиты.

Аkitкано-Чуйская зона резко выделяется широким развитием молассоидных вулканогенно-терригенных формаций и отложений акитканской серии, слагающих Северо-Байкальский вулканический пояс. В составе серии В. Д. Мац выделяет два латерально замещающих друг друга фациальных комплекса пород: вулканогенный (хибеленский) и вулканогенно-терригенный (малокосинский), — которые соответствуют вулканогенной трахилипаритовой и молассоидной вулканогенно-осадочной формациям. В южной части зоны стратиграфическим аналогом данных образований являются породы анайской свиты, объединенные в метаморфизованную песчаниково-кварцево-сланцевую формацию. С породами вулканогенно-трахилипаритовой формации тесно связаны комагматичные им граниты, граносиениты и гранодиориты ирельского комплекса [3 и др.], составляющие вулканогенно-плутоническую формацию.

Прибайкальская структурно-формационная зона совпадает с Прибайкальской зоной Байкало-Патомского краевого прогиба. Она

сложена терригенно-карбонатными и терригенными породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. На востоке зона ограничена Прибайкальским глубинным разломом, на западе отделяется от Сибирской платформы скрытым разломом, установленным по результатам глубинного сейсмического зондирования. К нижней части разреза терригенно-карбонатных образований байкальской серии приурочена фаллаховая (по Б. М. Келлеру) формация (кварцевые песчаники, гравелиты, кварциты с прослоями аргиллитов — нижняя подсвита голоустенской свиты), которую к югу от р. Большая Лена подстилают породы доломитовой формации. Выше залегает сланцево-карбонатная формация, объединяющая отложения верхней части голоустенской и улунтуйскую свиту (доломиты, известняки, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы). Разрез завершается флишовой формацией: песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы качергатской свиты. На образованиях байкальской серии залегают породы граувакковой молассоидной формации (ушаковская и мотская свиты).

Многие исследователи постулируют полную амагматичность пород байкальской серии [3, 16 и др.]. Между тем, согласно наблюдениям С. В. Чеснокова и др. [19], породы, входящие в состав акитканской серии и объединяемые в вулканогенную трахилипаритовую формацию, являются субвулканическими телами, прорывающими голоустенскую свиту. Вулканогенная трахилипаритовая формация относится нами к позднепротерозойским условно. К магматическим образованиям Прибайкальской зоны могут быть отнесены также тела габбро-диабазов (дайковая габбро-диабазовая формация). Габбро-диабазы прорывают голоустенские кварцевые песчаники, по наблюдениям авторов, в верховьях р. Черемшанной.

Сравнительный анализ структурно-формационных зон Северного и Западного Прибайкалья позволил выработать схему сопоставления формаций, образующих закономерные вертикальные и горизонтальные ряды. В связи с дискуссионностью ряда вопросов геологии и сложности тектонического строения территории предлагаемая схема рядов геологических формаций нуждается в дальнейшем совершенствовании, однако она позволяет лучше понять закономерности размещения свинцово-цинковых проявлений региона.

В фундаменте всех структурно-формационных зон, за исключением Прибайкальской, обособляются группы нерасчлененных формаций (таблица), имеющих, по данным разных исследователей, либо нижнепротерозойский, либо архейский возраст. Фундамент сложен преимущественно метаморфизованными и гранитизированными вулканогенными породами основного состава и осадками. Эти породы вместе с образованиями базит-гипербазитовой формации составляют офиолитовую ассоциацию, характерную для коры океанического типа [2, 7].

Фундамент, обнажающийся в Акиткано-Чуйской структурно-формационной зоне, в основном сложен метаморфизованными породами, накопившимися в миогеосинклинальных условиях [16] на коре континентального типа. Формации фундамента этой зоны отличаются более широким развитием щелочных калиевых гранитоидов, тогда как в других зонах последние имеют плагиогранитный состав.

В основании геосинклинального разреза всех зон залегают метаморфизованные породы вулканогенной формации (зеленокаменная, вулканогенно-терригенная и зеленокаменная вулканогенная).

В Олоkitском прогибе с накоплением зеленокаменной вулканогенной формации тесно связано формирование лептитовой формации, которая замещает зеленокаменную при приближении к Чуйскому поднятию [6, 15]. Лептитовая формация по составляющим ее породам

имеет сходство с вулканогенной трахилипаритовой формацией Акиткано-Чуйской зоны. Напомним, что ранее породы, слагающие эти формации, считались разновозрастными и выделялись как в Западном, так и в Северном Прибайкалье в хибеленскую свиту среднего протерозоя [11, 16].

Карбонатно-терригенные формации Олоkitско-Иликтинской и Прибайкальской зон имеют сходный состав (см. таблицу). Различаются лишь интенсивностью метаморфизма породы фаллаховой формации Олоkitско-Иликтинской зоны (Олоkitский прогиб). Правомочность сопоставления карбонатно-терригенных формаций двух зон вытекает также из одинакового стратиграфического положения их в разрезе верхнепротерозойских толщ. Известно, что фаллаховая и сланцево-карбонатная формации (голоустенская, улунтуйская свиты Западного Прибайкалья) относятся к среднему рифею (абсолютный возраст 950—1350 млн. лет), а возраст черносланцевой формации Олоkitско-Иликтинской зоны (Олоkitский прогиб), входящей в состав карбонатно-терригенных формаций, по данным свинцового метода, 1000—1500 млн. лет [6, 9]. Эти формации сопоставлялись таким образом и ранее [8].

Более условно сопоставление карбонатно-терригенных формаций Олоkitского и Иликтинского прогибов, относимых большинством исследователей к разновозрастным образованиям. Сопоставление их основано на разительном сходстве ассоциаций пород и идентичности изотопного состава свинцов сингенетичной сульфидной минерализации в породах обоих прогибов. Если такая корреляция окажется верной, то карбонатно-терригенные формации Иликтинского прогиба (верхняя подсвита иликтинской свиты) необходимо помещать на одном уровне с терригенно-карбонатными Прибайкальской зоны.

С этой точки зрения группа молассоидных вулканогенно-терригенных формаций Акиткано-Чуйской и Прибайкальской зон занимает промежуточное положение между зеленокаменной вулканогенной и карбонатно-терригенными формациями и в то же время фациально замещаются ими. Доломитовая формация карбонатно-терригенной группы в районе с. Голоустное и р. Бугульдейка, по данным Н. А. Божко и А. М. Рябых, согласно сменяется вниз вулканогенно-терригенной толщей, весьма напоминающей зеленокаменную вулканогенно-терригенную формацию. К северу доломитовая формация фациально замещается группой молассоидных вулканогенно-терригенных формаций.

По преобладающим породам хорошо сопоставляются формации Олоkitско-Иликтинской и Кичеро-Приморской структурно-формационных зон (см. таблицу). Граувакковая молассоидная формация (ушаковская и мотская свиты) Прибайкальской и Акиткано-Чуйской зон, как и в работе [8], сопоставляются с континентальной молассовой формацией (холоднинская свита) Олоkitского прогиба.

Металлогеническое районирование. Характерные особенности структурно-формационных зон определили их металлогению, развитие различных типов свинцово-цинковых проявлений. Структурно-формационным зонам отвечают одноименные металлогенические зоны: Прибайкальская, Акиткано-Чуйская, Олоkitско-Иликтинская, Кичеро-Приморская и Ольхонская (Тажеранская), — входящие в состав планетарного металлогенического пояса складчатого обрамления Сибирской платформы (Енисейско-Байкальского, по В. С. Кормилицину и К. А. Маркову).

Прибайкальская металлогеническая зона включает свинцово-цинковые месторождения с баритом и флюоритом в карбонатных породах и проявления медистых песчаников с повышенными содержа-

Ряды геологических формаций для различных структурно-формационных зон

Возраст	Прибайкальская	Акиткано-Чуйская	Олоkitско-Иди́ктинская	Кичеро-Приморская	Ольхонская
Фанерозой	Дайковая габбро-диабазовая формация	Дайковая габбро-диабазовая формация	Позднеорогенная гранитонидная гранито-гнейсовая формация (?)		
	Карбонатно - терригенная формация (ордовик) Красноцветная терригенно- молассовидная формация (средний — верхний кем- брий) Карбонатная формация (ленский ярус, нижний кембрий)	Карбонатная формация (ленский ярус нижний кембрий)			
Поздний докембрий	Граувакковая флишиодная формация (ушакловская и мотская свиты)	Граувакковая флишиод- ная формация (уша- ковская и мотская сви- ты) Нерасчлененные метамор- фические формации в зонах смятия (Даван- ская зона метаморфи- тов)	Континентальная молассовид- ная формация (холоднин- ская свита) Гнейсо-гранитоидная форма- ция Базит-ультрабазитовая фор- мация (довыренский ком- плекс) Дайковая габбро-диабазовая формация Непрерывная вулканогенная формация (сыннырская свита) Карбонатно-терригенные формации: кварцито-сланцевая (ме- таморфизованная фал- лаховая), авкитская (харгитуйская свита);	Континентальная молас- совидная формация (хо- лоднинская свита) Базит - ультрабазитовая формация (довырен- ский комплекс) Карбонатно - терриген- ные формации не- расчлененные (верхняя подсвита иликтинской свиты) Кварцито-сланцевая фор- мация	
	Терригенно - карбонатные формации: фаллаховая кварцево- песчаниковая (голо- устенская свита); доло- митовая и терригенно-	Карбонатно - терриген- ные нерасчлененные формации (байкаль- ский комплекс)			
	Карбонатная (голоустен- ская свита); сланцево- карбонатная (улунгуй- ская свита); кварцево- песчаная флишиодная и асидная (качергатская свита); нерасчлененные (байкальский комп- лекс)	Вулкано - плутоическая гранитная формация (ирельский комплекс)	карбонатная (абчалская, итыктинская свита); ас- пидно-карбонатная (он- докская свита); черно- сланцевая (перевальская свита); нерасчлененные (верхняя подсвита илик- тинской свиты)	мация (харгитуйская свита, верхняя подсви- та) Метаморфизованная пес- чаниково - кварцево - сланцевая формация (акитканская серия, анайская свита)	
	Молассовидные вулканоген- но-терригенные формации: вулканогенная — трахи- липаритовая, включая те- тела порфиров предпо- ложительно фанерозой- ские (акитканская се- рия, хибеленская сви- та); молассовидная вул- каногенно - осадочная (акитканская серия, ма- локосинская свита)	Молассовидные вулканогенно-терригенные фор- мации: вулканогенная липа- ритовая, включая те- ла порфиров предпо- ложительно фанерозойского возраста (акитканская серия, хибеленская свита) молассовидная вулка- ногенно - осадочная (акитканская серия, малокопинская сви- та)	Легитивная формация (ило- вирьская, хибеленская свита) Метаморфизованные вулка- ногенные формации: зеленокаменная вулка- ногенно - терригенная (иликтинская свита и ее аналоги); зеленокамен- ная вулканогенная (тый- ская, олоkitская свита)		
	Зеленокаменная вулканогенно-терригенная формация (нутанская, хотская свиты)	Зеленокаменная вулка- ногенно - терригенная формация (иликтинская свита и ее аналоги)			

Продолжение табл.

Возраст	Прибайкальская	Ачиткано-Чуйская	Олоkitско-Иликтинская	Кичеро-Приморская	Ольхонская
Ранний докембрий		Нерасчлененные формации: амфиболитовая, гранит-мигматитовая и интрузивные гранитные формации более молодого возраста (чуйская серия, гранитоиды чериковского комплекса)	Нерасчлененные формации: гнейсо - амфиболитовая, гранит - мигматитовая, включая гранитные формации более молодого возраста (харигуйская и нижняя часть иликтинской свиты, приморский и кочериковский комплексы)	Нерасчлененные формации: гнейсо - амфиболитовая, гранитная, включая интрузивные гранитные формации более молодого возраста (норундуканская свита, гранитоиды приморского, чериковского комплексы)	Базит - ультрабазитовая (озерский комплекс) формация Нерасчлененные формации: гнейсо - амфиболитовая, амфиболитовая, мраморов и кальцифиоров, гранитоидные, включая интрузивные гранитоидные формации предположительно более молодого возраста (ольхонская серия, гранитоиды приморского комплекса)

ниями свинца и цинка. Они приурочены к Прибайкальской зоне Байкало-Патомского миогеосинклинального прогиба, ограниченной с востока Прибайкальским разломом, отвечающим, по геофизическим данным, уступу фундамента. Судя по изменению состава и мощности пород байкальской серии, формирование уступа связано с конседиментационным процессом. Важно подчеркнуть, что свинцово-цинковые проявления зоны пространственно тяготеют к этому конседиментационному уступу.

Литолого-фациальный анализ отложений байкальской серии показал, что северная часть зоны (южный склон Северо-Байкальского поднятия, по В. Д. Мацу) имеет наиболее приподнятый фундамент и характеризуется уменьшением мощности байкальской серии. Здесь выделяются две локальные впадины: Тонгодинская и Ульканская, — разделенные выступом фундамента и зоной глубинного субширотного разлома. Южная, наиболее прогнутая часть зоны разделена Ангинским поднятием на два прогиба: Иликтинский и Бугульдейский. Выступы, разделяющие прогибы, имеют длительное и конседиментационное развитие, что отражается в резком сокращении мощности отложений байкальской серии, ушаковской и мотской свит, а также нижних частей разреза ленского яруса. Конседиментационные поднятия ограничены зонами повышенной трещиноватости.

Анализ размещения свинцово-цинкового оруденения в Прибайкальской металлогенической зоне показывает, что отмеченные выше палеоструктуры имеют важное рудоконтролирующее значение. Максимальное количество свинцово-цинковых проявлений локали-

зуется в Ульканской и Тонгодинской впадинах, остальные — в пределах Бугульдейского и Иликтинского прогибов. По минеральному составу проявлений выделяются Ульканская, Тонгодинская, Сарминская и Бугульдейская рудные зоны.

В контуре развития пород мотской и ушаковской свит, отвечающих унаследованно развивавшемуся в верхнем рифее — венде Ушаковскому прогибу, отмечается Ушаковская рудная зона с проявлениями медистых песчаников. Можно полагать, что свинцово-цинковые проявления в кембрийских карбонатных породах также приурочены к палеовпадинам. На этом основании выделены Западная и Олотская рудные зоны, разграниченные субширотным Елохинским разломом.

Олокитско-Иликтинская металлогеническая зона отличается развитием колчеданно-полиметаллических проявлений. Она подразделяется на две рудные зоны в Олокитском и Иликтинском прогибах. В пределах Олокитской рудной зоны [6, 18] выделяются Тья-Холоднинская и Абчада-Иловирская подзоны, расположенные в краевых частях прогиба, и Ондокко-Олокитская — в его центральной части.

Тья-Холоднинская рудная подзона, к которой приурочено Холоднинское месторождение, отделена от Кичеро-Приморской металлогенической зоны и Ондокко-Олокитской рудной подзоны Холоднинским и Тья-Мамским глубинными разломами, определившими контур древнего палеобассейна, в котором накапливались породы рудовмещающей черносланцевой формации и сингенетичные им колчеданно-полиметаллические руды [14, 18]. Ондокко-Олокитская подзона характеризуется широким развитием пород карбонатной и карбонатно-терригенной формации, в благоприятных горизонтах которых, по данным А. Г. Крапивина и О. А. Сухорученко, локализованы рудопроявления прожилково-вкрапленных свинцово-цинковых руд с баритом (Рыбачье и Иокское рудопроявления). В характеризующейся гетерогенным вулканогенным осадочным разрезом краевой Абчада-Иловирской рудной подзоне, в отдельных мелких палеопроявлениях которой, также как и в Тья-Холоднинской подзоне, накапливались породы черносланцевой формации, известны многочисленные кварцевые жилы с пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

В пределах Иликтинской рудной зоны выделяются Иликтинская и Заминская подзоны. Иликтинская приурочена к участку максимального прогибания Иликтинской палеоструктуры, к блоку вулканогенных и терригенно-углеродистых пород иликтинской свиты (нерасчлененная карбонатно-терригенная формация). Здесь отмечается смена с востока на запад редкометалльно-полиметаллической минерализации медноколчеданной и далее колчеданно-полиметаллической. Подзона приурочена к региональному Прибайкальскому разлому, к пересечению его с субширотной зоной повышенной проницаемости, выделяемой по геофизическим данным.

Заминская подзона лежит в зоне Приморского разлома и совпадает с полями развития углеродисто-карбонатно-терригенных пород иликтинской свиты и углеродисто-сланцевых сланцев харигуйской свиты (нерасчлененные карбонатно-терригенные формации). На этой территории выявлен ряд геофизических и геохимических аномалий, что указывает на возможность колчеданно-полиметаллического оруденения.

Ачиткано-Чуйская, Кичеро-Приморская и Ольхонская металлогенические зоны не представляют большого практического интереса в отношении промышленных проявлений свинца и цинка. Их металлогенический профиль определяется развитием серно-

колчеданных, а также жильных свинцово-цинковых и медно-свинцовых рудопроявлений.

По особенностям геологического строения металлогенические зоны подразделяются на ряд рудных зон (см. рисунок).

Рудные формации и промышленно-генетические типы свинцово-цинковых проявлений. Под рудной формацией понимается группа месторождений и рудопроявлений, объединенная сходными минеральными ассоциациями и близкими геологическими уровнями локализации [4, 10 и др.]. В Западном и Северном Прибайкалье выделяются следующие свинцово-цинковые рудные формации: свинцово-цинковая в карбонатных породах; колчеданно-полиметаллическая и полиметаллическая кварцевожильная. Определенное практическое значение имеют также серноколчеданная рудная формация и формация медистых песчаников, которые содержат свинец и цинк. Обоснование промышленной значимости этих формаций на свинец и цинк требует дальнейшего анализа.

Рудные формации характеризуются непостоянным минеральным составом, часто различным не только для отдельных месторождений и рудопроявлений, но даже для рудных тел одного и того же объекта. Поэтому в составе рудных формаций выделяются минеральные типы месторождений и рудопроявлений. Под минеральными типами понимаются группы месторождений одной рудной формации, имеющие одинаковые геологические признаки, но отличающиеся особенностями минерального и вещественного состава [10 и др.].

Наибольший промышленный интерес имеют свинцово-цинковая и колчеданно-полиметаллическая рудные формации.

Свинцово-цинковая рудная формация с флюоритом и баритом в карбонатных породах подразделяется на два типа: гидротермально-метасоматический и седиментогенно-катагенетический [17].

Гидротермально-метасоматический тип включает все известные месторождения (Таборное, Луговое, Хибелен) и некоторые рудопроявления Ульканской зоны. Они приурочены к карбонатной толще улунтуйской (голоуспенской, по Ю. А. Синчуку, 1974 г.) свиты, слагающей 100—200-метровый интервал в средней части ее и выдержанной по простиранию на 40—45 км. Реже встречаются рудопроявления в известняках и доломитах голоуспенской свиты. Рудовмещающие толщи сложены доломитизированными известняками, доломитами и тальково-карбонатными породами. По структурным особенностям выделяются слоистые тонко-, мелко-, средне- и крупнозернистые, онколитовые и оолитовые известняки и доломиты. Участками пород битуминизированы. Карбонатные породы рудоносной толщи отмечаются повышенным (в 2—10 раз выше кларковых) содержанием цинка и свинца. Породы рудоносной толщи (как и всей байкальской серии) имеют крутое моноклиальное падение к западу под углом 50—85°, и осложнены складками. Последние выражаются в закономерном изменении пологого западного падения слоев, характерного для приповерхностных срезов, на крутое — на более глубоких срезах или запрокинутое на восток. Лишь иногда наблюдаются антиклинальные складки или отдельные элементы изоклинальной складчатости (месторождение Луговое приурочено к юго-восточному замыканию одноименной антиклинали).

Рудные тела пластообразной формы имеют мощность единицы метров, а протяженность по простиранию сотни метров. Обычно они приурочены к крутошарнирным складкам и межпластовым зонам срыва. В рудных телах устанавливается вертикальная зональность: смена на глубину минеральных ассоциаций кварц→кальцит→галенит→сфалерит→флюорит→сфалерит→флюорит. Наиболее распространенный тип руд — прожилково-вкрапленный, реже гнездовый, массивный. Для руд

характерны текстуры метасоматического замещения (коррозионные, вкрапленные, пятнистые, унаследованно полосчатые) и выполнения открытых полостей (полосчатые, массивные, параллельношестоватые).

Главные рудные минералы: сфалерит, галенит, флюорит (барит). Соотношение галенита и сфалерита в рудах примерно 1 : (8—10); корреляционная связь между свинцом и цинком отсутствует (0,05—0,2). Второстепенные минералы: арсенопирит, пирит, блеклые руды, анкерит, кальцит, доломит, сидерит. В зависимости от количественного соотношения минералов, слагающих рудные тела, выделяются галенит-сфалерит-кварцевый, галенит-сфалерит-флюоритовый и галенит-сфалерит-баритовый типы руд.

Температура гомогенизации газовой-жидких включений во флюоритах определяет интервал формирования оруденения 280—420°. Около-рудные изменения выражаются в окварцевании, флюоритизации, анкеритизации, кальцитизации. Для данного типа оруденения характерны первичные ореолы рассеяния свинца, цинка, кадмия и ртути.

Седиментогенно-катагенетический тип оруденения объединяет рудопроявления южной части Прибайкальской металлогенической зоны (Юбилейное, Долгожданное, Анайское, Курга, Булгары, Сарминской рудной зоны). Оруденение контролируется пачкой доломитов, доломитистых и органогенно-обломочных известняков верхней подсвиты голоуспенской свиты. Примечательной чертой осадконакопления верхне-голоуспенского времени является формирование биогермных массивов, сложенных онколитовыми, строматолитовыми и катаграфиевыми доломитами. К периферическим частям этих массивов приурочена вся свинцово-цинковая минерализация. Минерализованные зоны, относительно равномерно оруденелые и имеющие нечеткие контакты, протягиваются на 5—15 км при мощности 2—5 м. Руда имеет слоистую, оолитовую, вкрапленную текстуру и скрытокристаллическую структуру и представлена главным образом сфалеритом; в резко подчиненном количестве присутствует галенит. Жильные минералы: кварц, кальцит, реже анкерит, сидерит и барит. Основными минеральными типами седиментогенно-катагенетических свинцово-цинковых проявлений являются галенит-кварцевый, галенит-кальцитовый, сфалерит-галенит-кварцевый, сфалерит-галенит-кальцитовый.

Диагенетические и катагенетические преобразования вмещающих пород и рудных минералов выражаются в появлении диагенетических новообразований кальцита, доломита, кремня, пиритовых (фрамбонды) и карбонатно-кремнистых оолитов, а также в широком развитии кальцитовых, кварц-баритовых, анкерит-доломитовых прожилков с вкрапленниками галенита и сфалерита. Вещественный состав прожилков отвечает составу вмещающих пород.

Седиментогенно-катагенетический характер оруденения подчеркивается отсутствием околорудных изменений, первичных ореолов рассеяния, относительно низкими температурами формирования руд (не превышают 160°С), ограниченным количеством типоморфных примесей в рудных минералах, устойчивыми парными корреляциями между свинцом (0,45—0,85).

К колчеданно-полиметаллической рудной формации относятся Холоднинское месторождение, ряд рудопроявлений Олоkitской подзоны, Иликтинской зоны (Зама, Черная падь и др.).

Холоднинское месторождение [14, 18] залегает в перевальской (ондокской) верхнепротерозойской свите, включающей нижнюю черносланцевую и верхнюю кварцитовую подсвиты. В составе черносланцевой подсвиты, в которой развиты основные рудные тела месторождения, преобладают графитсодержащие слюдисто-карбонатные, кварц-

слюдяные сланцы, графитистые кварцито-песчаники и графитсодержащие песчаные известняки. Максимальная мощность подсветы 1000 м. Кварцитовая подсвета, где установлено лишь одно рудное тело, сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, гравелитами, кварц-графит-слюдяными сланцами; максимальная мощность ее 550 м. Интрузивные образования представлены метагаббро-диабазами и серпентинизированными ультраосновными породами. Главной структурой месторождения является сложно построенная Холоднинская синклиналь, в пределах которой выделяются Рудная и Северная синклинальные структуры второго порядка, разделенные гребневидной Центральной антиклиналью. Эти складки имеют асимметричное строение, опрокинуты на юго-восток и осложнены изоклинальными складками более высоких порядков. Складчатые структуры месторождения расчленены сериями продольных и поперечных разрывных нарушений.

На месторождении прослеживаются согласно рудовмещающим сланцам пластовые залежи, главным образом в нижней части черносланцевой подсветы, секущие тела прожилково-вкрапленных руд, приуроченных к зонам разрывных нарушений. Пластовые руды преобладают.

Руды сложены пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом и халькопиритом; второстепенные и редкие минералы представлены арсенипиритом, блеклыми рудами и др. Основными минеральными типами руд на месторождении являются пирротин-пиритовый, галенит-сфалерит-пиритовый, сфалерит-пиритовый. Вмещающие породы и сингенетические им пластовые руды претерпели преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой стадии регионального метаморфизма. Метаморфизм руд выражался в перекристаллизации, образовании специфических структур и текстур, в изменении физических свойств рудных минералов. На регрессивном этапе регионального метаморфизма некоторая часть рудного вещества была регенерирована и переотложилась в секущих зонах, контролирующих регрессивный метаморфизм.

Рудопроявления колчеданно-полиметаллической рудной формации в Иликтинской и Заминской рудных подзонах представлены гнездами, послонной вкрапленностью пирита, пирротина, галенита, сфалерита и халькопирита в графит-слюдисто-кварцевых сланцах иликтинской свиты; они изучены недостаточно.

Подводя итоги изложенного, следует подчеркнуть следующие принципиальные положения.

Формационный анализ геологических комплексов, слагающих Байкальскую горную область на территории Западного и Северного Прибайкалья, позволяет выделить здесь пять структурно-формационных зон, различающихся составом развитых в них формаций. На основе их сравнительного анализа предложена схема сопоставления формаций.

В предлагаемой схеме карбонатно-терригенные формации, вмещающие колчеданно-полиметаллическую рудную формацию Северного Прибайкалья, и терригенно-карбонатные — Прибайкальской структурно-формационной зоны, несущие свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах Западного Прибайкалья, образуют единый ряд формаций. Условно в этот ряд помещены карбонатно-терригенные формации Иликтинского прогиба, к которым приурочено колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Характерные особенности геологического строения структурно-формационных зон предопределили их металлогенический облик. При этом проявления свинцово-цинковой рудной формации в карбонатных породах и формации медистых песчаников развиты в Прибайкальской структурно-формационной зоне, где имеется цикл геологических формаций,

образовавшихся на земной коре континентального типа. Колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные приурочены к Олоkitско-Иликтинской и Ольхонской структурно-формационным зонам, характеризующимся широким развитием вулканогенных зеленокаменных и контррастной вулканогенной формаций, накопившихся, вероятно, на коре океанического типа. Структурно-формационные зоны отвечают одноименным металлогеническим зонам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балханов В. В. К стратиграфии докембрия центральной части Северного Прибайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1971, с. 10—21.
2. Божко Н. А. Офиолиты центральной части Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2, с. 421—424.
3. Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973.
4. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Наука, 1965.
5. Ескин А. С., Обухов С. П., Хренов П. М. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 4, с. 921—925.
6. Изотопный состав свинца галенитов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород/А. И. Тугаринов, В. А. Варламов, С. Ф. Карпенко, Г. В. Ручкин. — Геохимия, 1976, № 2, с. 18—24.
7. Клитин К. А. Проблема фундамента Байкальской складчатой области. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7, М., Наука, 1976, с. 179—190.
8. Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., Наука, 1970.
9. Комплексное изотопно-геохронологическое изучение пород и руд Холоднинского месторождения/С. А. Миркина, А. Я. Жидков, А. И. Чухонин и др. — Геохимия, 1977, № 6, с. 854—864.
10. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
11. Мануйлова М. М., Васильевский Д. И., Гурулёв С. А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л., Наука, 1964.
12. Мануйлова М. М., Срывцев Н. А. Приморский комплекс гранитоидов рапакиви. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 174—180.
13. Некрасова Е. А., Бухаров А. А. Петрохимический корреляционный анализ протерозойских магматических комплексов Саяно-Байкальского обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Современное исследование земной коры. Иркутск, 1975, с. 16—19.
14. Особенности формирования метаморфических гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения/Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, П. Ч. Шобогоров и др. — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 5—42.
15. Опыт прогнозирования свинцово-цинковых месторождений в Северном Прибайкалье/П. Ч. Шобогоров, Г. В. Ручкин, А. Г. Крапивин и др. — В кн.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., изд. ЦНИГРИ, 1977, с. 45—50.
16. Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., Недра, 1964.
17. Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2, М., Недра, 1969.
18. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений/Г. В. Ручкин, В. П. Бушуев, В. А. Варламов и др. — Геология рудных месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
19. Чесноков С. В., Егоров И. Н., Мосейкин В. В. Эффузия или интрузия? (О природе и возрасте пород Байкальского хребта). — Изв. АН СССР, Серия геол., 1976, № 12, с. 44—57.
20. Шобогоров П. Ч. О Северо-Байкальской колчеданно-полиметаллической провинции. — В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, 1972, с. 3—10.
21. Этапы докембрийского магматизма в Западном Прибайкалье/А. С. Ескин, С. П. Обухов, М. С. Фельдман и др. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 70—74.

УДК 552.321.5/6(2-924.16)

В. Н. СОКОЛОВА (ВСЕГЕИ)

Расслоенные интрузии Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров)

В центральной части Имандра-Варзугской зоны (Федоровы — Панские тундры) и на ее северо-западном продолжении (Мончетундра) распространены крупные интрузии, образованные рядом сопряженных по разломам, реже обособленных массивов существенно основного и ультраосновного состава. В районе Мончетундры они представлены сложнопостроенным комплексом пород, отдельные элементы которого получили названия: Мончегорский плутон перидотит-пироксенит-норитового состава, включающий рудные тела Мончегорского месторождения; габбровый массив Главного Хребта, состоящий из двух массивов: восточного — габбро-норитового хр. Мончетундры (Мончетундровский) и западного — габбро-анортозитового хр. Чуна-Волчьих тундр (Чунатундровский).

Район Федоровых — Панских тундр сложен двумя массивами основных пород — Федоровотундровским и Панским, разделенными Цагинской тектонической зоной, к которой приурочена широкая заболоченная депрессия. В этой депрессии буровыми и горными работами при проверке геофизических аномалий вскрыты (но не оконтурены) тела основных — ультраосновных пород, названные Массив I и Ластьявр.

Вопросы о структурных и возрастных взаимоотношениях отдельных массивов в районе Мончетундры и Федоровых — Панских тундр, а также об их формационной принадлежности до сих пор остаются дискуссионными. Мончегорский плутон и массивы Федоровых — Панских тундр издавна относились к единой перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных интрузий (Л. Я. Харитонов, 1958 г.), а массив Главного Хребта — к габбро-анортозитовой формации [5]. Впоследствии В. Е. Шарков (1971 г.) высказал мнение о возрастном и формационном единстве массива Главного Хребта и Мончегорского плутона, обосновав их принадлежность к единой расслоенной интрузии, Н. А. Волотовская и Ю. И. Рабинович с учетом данных геологического картирования, свидетельствующих о неоднородном строении массива Главного Хребта (В. Н. Соколова, А. Б. Зайцевский), отнесли Чунатундровский массив к анортозитовой формации, а Мончетундровский совместно с Мончегорским плутоном — к перидотит-пироксенит-норитовой.

Установление формационной принадлежности рассматриваемых интрузий невозможно без выяснения структурных и возрастных взаимоотношений отдельных массивов существенно ультраосновного и основного состава. Эти взаимоотношения для районов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр получили прямо противоположную трактовку. В районе Мончетундры, согласно существующему представлению, формирование интрузий имело антидромную направленность и происходило в два (по Н. А. Елисееву и др.), или пять (по Е. К. Козлову, 1967 г.) интрузивных циклов. К нижнепротерозойскому (или архейскому) циклу отнесен габбровый массив Главного Хребта, а к среднепротерозойскому — Мончегорский плутон основных — ультраосновных пород [4, 13]. Интрузии Федоровых — Панских тундр большинством исследователей рассматриваются как многофазные образования среднепротерозойского интрузивного цикла с гомодромной направленностью.

обусловленной наиболее ранним внедрением пород гипербазитовой фазы [6].

За последние годы в результате проведенных на территории Мончетундры и Федоровых — Панских тундр глубокого структурного бурения, геофизических работ и детального картирования (Мурманская ГРЭ Северо-Западного ТГУ) отдельных массивов при непосредственном участии автора, а также петрологических исследований (Д. М. Орлов, В. Н. Соколова и др.) получен новый фактический материал, позволяющий по-иному решать вопрос о структурных и временных соотношениях между отдельными интрузивными массивами, породами основного и ультраосновного ряда. Было показано, что массивы Мончетундры представляют собой единую расслоенную интрузию, нижние части которой сложены ультрамафитами Мончегорского плутона, а верхние — габброидами Мончетундровского массива [10, 12]*. Это обосновывается следующими данными.

В придонной зоне расслоенного Мончетундровского массива глубоким бурением вскрыты ультрамафиты, которые по составу пород и породообразующих минералов, структурно-текстурным, петрохимическим и другим особенностям аналогичны ультрамафитам Мончегорского плутона. Расположение непосредственно на юго-западном продолжении последнего, в одних и тех же поперечных синформных прогибах подошвы интрузивного тела, а также пологое юго-западное падение и юго-восточное склонение обусловлены их единым структурным планом. Единство структурного плана и сходство состава в свою очередь позволяют считать ультрамафиты Мончетундры и Мончегорского плутона тождественными образованиями.

Вместе с тем ультрамафиты Мончетундры залегают согласно с перекрывающими основными породами, а характер соотношения между ними — переслаивание в полосчатых текстурах течения, отсутствие реакционного воздействия, в ряде случаев постепенные переходы свидетельствуют о принадлежности ультрамафитов и габброидов Мончетундры к единой расслоенной серии. Кроме того, особенности расслоенности собственно Мончегорского плутона, по заключению Д. М. Орлова [8], указывают на приуроченность его к основанию разреза крупной интрузии основного состава. Таким образом, геолого-структурные и петрологические признаки позволяют отнести породы Мончегорского плутона и Мончетундровского массива к единой расслоенной интрузии.

Массивы Федоровых — Панских тундр, Массив I и Ластьявр, также рассматривавшиеся ранее как автономные интрузивные тела, по Д. М. Орлову и нашим данным, слагают единую крупную пластообразную интрузию, разделенную на блоки с различным уровнем эрозионного среза. Все массивы залегают в пологом межформационном шве между гнейсами архея и осадочно-вулканогенными отложениями среднего протерозоя, имеют пластообразную форму и характеризуются единым структурным планом. Это находит отражение в закономерном изменении простирания первичной полосчатости и трахитоидности от северо-западного в северо-западной части Федоровых тундр до субширотного и северо-восточного в их юго-восточной части и в Массиве I, т. е. в зоне флексуобразного перегиба, и вновь на северо-западное — в районе Панских тундр. Массивы имеют близкий состав, отличаясь лишь мощностью отдельных интервалов разреза и уровнем эрозионного среза отдельных тел. Кроме того, высокая степень дифференциро-

* Вопрос о положении габброидов Чунатундровского массива остается дискуссионным и здесь не обсуждается.

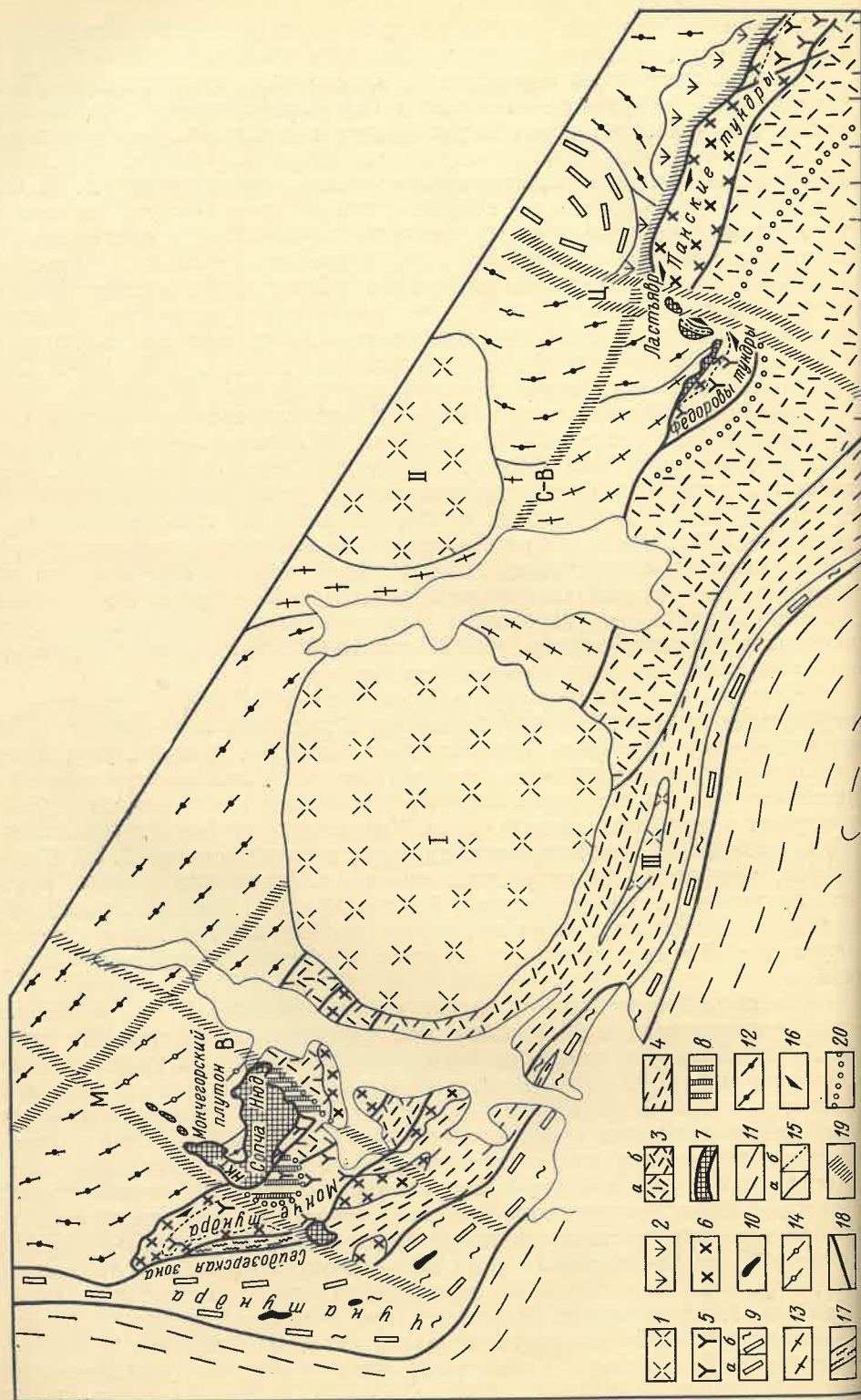


Рис. 1. Схема геологического строения центральной — западной части Имандро-Варзугской зоны

1 — массив щелочных пород (палеозой); 2 — щелочные граниты (поздние среднепротерозойские); 3 — 4 — имандро-варзугская серия (средний протерозой); 5 — осадочно-вулканогенные породы (а) и сланцы по ним (б); 6 — гетерогенный комплекс (средний — нижний протерозой); 7 — зона габро-норитов; 8 — ультрамафитовая зона; 9 — Чунатундровский и Цагинский массивы (нижний — средний протерозой); 10 — ультрамафитовая зона; 11 — ультрамафитовая зона; 12 — ультрамафитовая зона; 13 — ультрамафитовая зона; 14 — ультрамафитовая зона; 15 — ультрамафитовая зона; 16 — ультрамафитовая зона; 17 — ультрамафитовая зона; 18 — ультрамафитовая зона; 19 — ультрамафитовая зона; 20 — ультрамафитовая зона.

ванности мелких тел (бронзититов Ластьявра и Массива I) не позволяет считать их автономными, свидетельствуя о формировании в придонной зоне крупной расслоенной интрузии. Следовательно, массивы Федоровых — Панских тундр, а также расположенные между ними Массив I и Ластьявр, представляют собой части единого крупного интрузивного тела.

С целью подтверждения подобных взаимоотношений интрузивных тел и уточнения их формационной принадлежности нами проведено сравнительное изучение массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр. Составлены их детальные разрезы (по глубоким скважинам и поверхностным пересечениям), даны петрографо-минералогические, петрофизические, петрохимические и другие количественные характеристики вещественного состава пород. Разрезы по району Мончетундры, Федоровых тундр, Ластьявра и Массиву I выполнены автором при участии В. Д. Ляхнической. Для Панских тундр, Пахквараки и Мончегорского плутона использованы детальные разрезы Д. М. Орлова. Данные этих исследований с применением количественных методов положены в основу сравнительного анализа интрузивных тел. Непосредственное сопоставление массивов между собой стало возможным благодаря геологическим картам Мончетундры и Федоровых — Панских тундр, впервые составленным по единому принципу расчленения разрезов интрузий и в одинаковых условных обозначениях* (рис. 1). Установлено, что массивы Мончетундры и Федоровых — Панских тундр занимают единую геологическую архейскую структуру (Центрально-Кольского антиклинория) с линейным протерозойским прогибом (Имандро-Варзугским синклинирем), выполненным базальтоидами, которые в районе Мончетундры почти полностью эродированы. Такая позиция типична для многих расслоенных никеленосных интрузий земного шара.

Рассматриваемые интрузии локализованы в областях сочленения северо-западной тектонической зоны с разломами северо-восточного простираения — Цагинским в Федоровых — Панских тундрах, Мончегорским и Витегубским — в районе Мончетундры. Это поперечные по отношению к преобладающему простираению пород региональные тектонические структуры древнего заложения, определившие ступенеобразный продольный профиль Имандро-

* Геологические карты Мончетундры и Федоровых — Панских тундр составлены нами с учетом детальных разрезов (Д. М. Орлов и др., 1973 г., 1975 г.; В. Н. Соколова и др., 1974—1976 гг.) и на основе геологических карт отдельных массивов, изученных в разные годы Г. П. Колесниковым, В. В. Проскуряковым (1963 г.), С. М. Рутштейном (1964 г.), В. Н. Соколовой (1974 г.), В. А. Тельновым (1975 г.).

Варзугской зоны. В архейском фундаменте они выражены серией узких желобообразных прогибов и валообразных поднятий (Мончеозерско-Витегубская зона) или флексурообразным смещением блоков (Цагинский разлом). Зоны пересечения разноориентированных тектонических структур служили, по-видимому, подводящими каналами для магмы, внедрявшийся вдоль межформационных плоскостей отслоения. Интрузивные

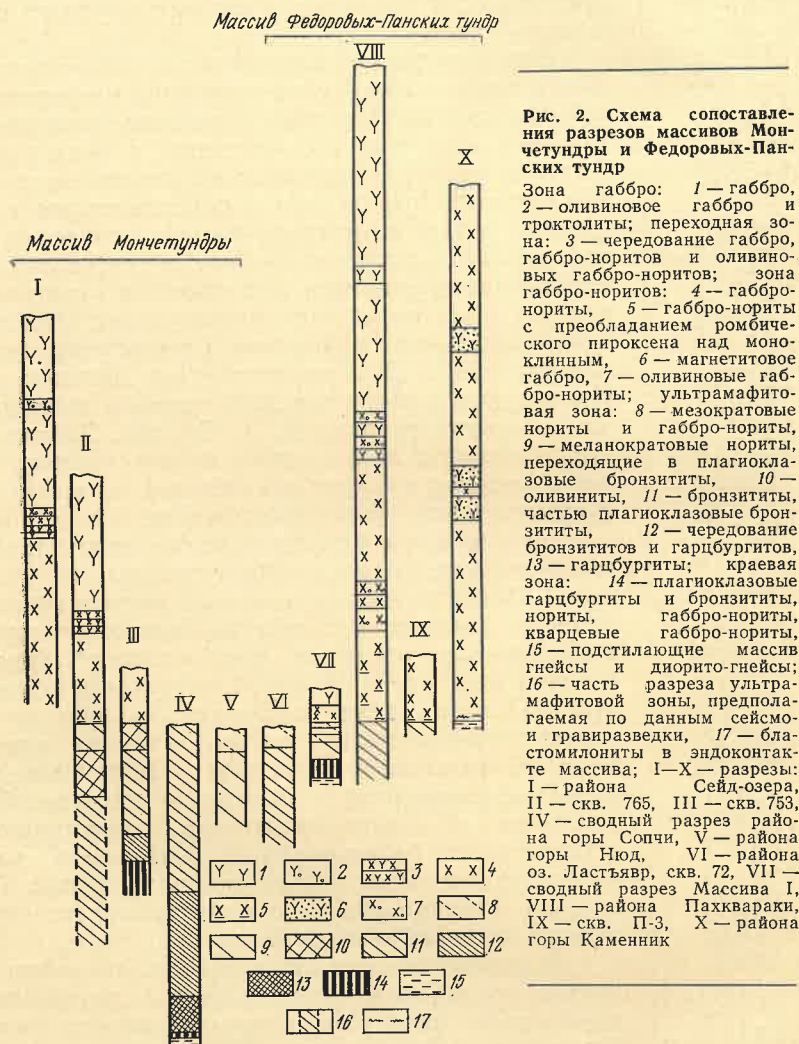


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов массивов Мончетундры и Федоровых-Панских тундр

Зона габбро: 1 — габбро, 2 — оливковое габбро и троктолиты; переходная зона: 3 — чередование габбро, габбро-норитов и оливковых габбро-норитов; зона габбро-норитов: 4 — габбро-нориты, 5 — габбро-нориты с преобладанием ромбического пироксена над моноклинным, 6 — магнетитовое габбро, 7 — оливковые габбро-нориты; ультрамафитовая зона: 8 — мезократовые нориты и габбро-нориты, 9 — меланократовые нориты, переходящие в плагиоклазовые бронзититы, 10 — оливиниты, 11 — бронзититы, частью плагиоклазовые бронзититы, 12 — чередование бронзититов и гарцбургитов, 13 — гарцбургиты; краевая зона: 14 — плагиоклазовые гарцбургиты и бронзититы, нориты, габбро-нориты, кварцевые габбро-нориты, 15 — подстилающие массив гнейсы и диорито-гнейсы; 16 — часть разреза ультрамафитовой зоны, предполагаемая по данным сейсмо- и гравитразведки, 17 — бластомилониты в эндоконтакте массива; I—X — разрезы: I — района Сейд-озера, II — скв. 765, III — скв. 753, IV — сводный разрез района горы Сопчи, V — района горы Нюд, VI — района оз. Ластьявр, скв. 72, VII — сводный разрез Массива I, VIII — района Пахкварак, IX — скв. П-3, X — района горы Каменник

массивы Мончетундры и Федоровых — Панских тундр дискордантны по отношению к структурам подстилающих архейских гнейсов, но подчинены общему структурно-тектоническому плану осадочно-вулканогенных образований среднего протерозоя. Так же как и вулканиты, они имеют северо-западное простирание, пологое юго-западное падение и юго-восточное склонение.

Геолого-структурная позиция указанных массивов определяет и их морфологию. Это межформационные пластообразные тела той или иной модификации, осложненные в зоне поперечных тектонических нарушений флексурообразными перегибами (Цагинская флексура в массиве Федоровых — Панских тундр) или синформными прогибами подошвы (прогибы в районе горы Ниттис — Кумужья — Травяная или

НКТ, гор Сопчи и Нюд-Поаз в массиве Мончетундры). Дисконформное внутреннее строение массивов обусловлено пологим залеганием расслоенности при более крутом падении контактов, что наиболее отчетливо выражено в зонах поперечных прогибов подошвы интрузивных тел.

Петрологические особенности массивов Мончетундры [6, 8, 10, 12, 13] и Федоровых — Панских тундр [7, 9] позволяют относить их к первично прокристаллическим расслоенным интрузиям. В соответствии с принципами расчленения последних, в рассматриваемых массивах выделяются краевая зона ранней консолидации и центральная расслоенная серия, которая по составу минеральных парагенезисов кумулула расчленяется на последовательный ряд зон, закономерно сменяющих друг друга в плане и по разрезу интрузивных тел (рис. 2). В массиве Мончетундры вдоль всего эндоконтакта прослеживается относительно маломощная (от 5—50 до 200 м) краевая зона полевошпатовых пород, сложенная в районе НКТ и горы Сопчи (сверху вниз) плагиоклазовыми гарцбургитами, оливковыми норитами, норитами и кварцево-биотитовыми габбро-норитами, а в районе гор Нюд-Поаз — меланократовыми норитами, которые в направлении к экзоконтакту также сменяются кварц-биотитовыми норитами и габбро-норитами [2]. На восточном эндоконтакте Мончетундровского массива краевая зона представлена кварцевыми габбро-норитами и габбро-диоритами. В массиве Федоровых — Панских тундр эта зона мощностью от 70 до 250 м закартирована в северной части Федоровых тундр и в Массиве I, где сложена мезократовыми кварцсодержащими габбро-норитами. В районе Панских тундр и Ластьявра породы эндоконтактной зоны интенсивно милонитизированы и изменены щелочными гранитами, так что судить об их первичном составе не представляется возможным.

Общими чертами строения краевой зоны полевошпатовых пород, указывающими на их формирование в условиях переохладения, являются: многообразие структурно-текстурных типов, обилие гнездовых и жильных обособлений пегматитов, относительно широкие вариации составов породообразующих минералов. Кроме того, породы краевой зоны содержат постоянную вкрапленность медно-никелевых сульфидов, интенсивность которой, однако, в отдельных массивах и на отдельных участках зоны может быть весьма различной.

В основании разреза центральной расслоенной серии выделяется ультрамафитовая зона, характеризующаяся непостоянным составом пород и значительной изменчивостью по простиранию. В современном эрозионном срезе массива Мончетундры она обнажена в собственном Мончегорском плутоне (район НКТ, гор Сопчи и Нюд-Поаз), а также прослежена к юго-западу от него — под габброидами Мончетундровского массива и к юго-востоку — под вулканитами имандра-варзугской серии. Наиболее полный разрез зоны изучен в районе горы Сопчи, где мощность ее сохранившейся части около 1400 м. В основании разреза здесь преобладают гарцбургиты, выше располагается зона чередования их с бронзититами, постепенно сменяющаяся бронзититами и плагиоклазовыми бронзититами. По мере сокращения мощности массива состав пород ультрамафитовой зоны изменяется в сторону понижения основности, вследствие чего в периферической части массива, в районе гор Нюд-Поаз и Монче-озера эта зона мощностью 800 м и менее сложена плагиоклазовыми бронзититами, меланократовыми и оливковыми норитами, сменяющимися вверх по разрезу мезократовыми норитами и габбро-норитами [6, 13].

Разрез ультрамафитовой зоны, вскрытый глубокими скважинами (765, 753 и др.) под габброидами Мончетундры, имеет максимальную мощность 700—800 м. В общих чертах он сходен с разрезом западной

части Мончегорского плутона как по составу пород и последовательности их залегания, так и по характеру ритмичной расслоенности [10]. Отсутствие в основании гарцбургитов и зоны чередования их с бронзититами сближает разрез ультрамафитов Мончетундры с разрезом бортовой части района НКТ и горы Сопчи.

В массиве Федоровых — Панских тундр к ультрамафитовой зоне отнесены тонкорасслоенные меланократовые породы нижней части разреза, которые по содержанию темноцветных минералов (65—85%), абсолютному преобладанию ромбического пироксена над моноклинным при повышенной магнезиальности первого (Fs 18—21), а также по интеркумультной форме развития плагиоклаза резко отличаются от пород вышележащей части разреза. Породы ультрамафитовой зоны в современном эрозионном срезе массива установлены в районе Цагинской флексуры и вблизи нее. В районе Пахквараки (восточная часть Федоровых тундр) ультрамафитовая зона мощностью 250 м сложена послойно чередующимися меланократовыми габбро-норитами и плагиоклазовыми бронзититами. В северо-западном направлении мощность зоны резко сокращается до 100 м, и далее при постепенном возрастании роли мезократовых разностей она выклинивается.

Ультрамафитовая зона Массива I мощностью 150 м характеризуется большей основностью слагающих пород — плагиоклазовых бронзититов и бронзититов с подчиненными им норитами и габбро-норитами. В восточном направлении в осевой части Цагинской флексуры роль бронзититов еще более возрастает: в районе Ластьявра скв. 72 они вскрыты приблизительно на 500 м. Основание разреза неизвестно. Восточнее Цагинской флексуры, в районе Панских тундр мощность ультрамафитовой зоны, состоящей из меланократовых норитов и плагиоклазовых бронзититов, вновь сокращается до 50 м. Приведенные данные свидетельствуют о том, что в направлении к осевой части Цагинской флексуры наряду с увеличением мощности ультрамафитовой зоны повышается основность слагающих ее пород. Возрастание с глубиной роли ортопироксена при повышенной его магнезиальности, по мнению Д. М. Орлова, позволяет предполагать возможность более широкого распространения ультрамафитов на глубоких горизонтах интрузии, не вскрытых эрозией.

Сравнение состава, структурно-текстурных и других особенностей пород ультрамафитовой зоны Федоровых — Панских тундр с одноименными породами Мончетундры показало их полную идентичность. Разрез ультрамафитовой зоны в районе Пахквараки, Массивы I и Панских тундр, где она представлена, по-видимому, краевой частью, близок разрезу горы Нюд, а мощные плагиоклазовые бронзититы Ластьявра, залегающие в осевой зоне Цагинской флексуры, совершенно тождественны плагиоклазовым бронзититам горы Сопчи.

Выше ультрамафитовой зоны находится зона габбро-норитов. В массиве Мончетундры она сложена однородными мезо- и лейкократовыми, равномерно-среднезернистыми габбро-норитами, обычно отчетливо трахитоидной, реже массивной текстуры и габбро-офитовой структуры. Мощность зоны изменяется от 600 до 1200 м (скв. 1285). В массиве Федоровых — Панских тундр породы габбро-норитовой зоны наиболее широко распространены. В районе Федоровых тундр эта зона имеет мощность 400 м, в Массиве I с резко сокращенной мощностью разреза не превышает 100 м, а в районе Панских тундр достигает 2000 м. Габбро-нориты массива Федоровых — Панских тундр в целом аналогичны габбро-норитам Мончетундры по степени меланократовости пород, соотношению ромбического и моноклинного пироксена, составу породообразующих минералов, физическим свойствам по-

род и т. д. Некоторое отличие заключается лишь в большем разнообразии структурно-текстурных типов габбро-норитов Панских тундр и в присутствии в них маломощных прослоев мелкозернистых магнетитсодержащих габбро.

Важно подчеркнуть, что в соотношении пород габбро-норитовой и нижележащей ультрамафитовой зон в массивах Мончетундры и Федоровых — Панских тундр намечаются одни и те же общие тенденции. В габбро-норитах сверху вниз по разрезу происходит закономерное изменение соотношения орто- и клинопироксенов за счет постепенного увеличения роли первых. Соответственно в нижней части зоны габбро-нориты сменяются норитами, мощность которых в Мончетундре достигает 20 м (скв. 765), в Массиве I и Федоровых тундрах 60—100 м. В районе Мончетундры (скв. 765) и Массиве I (скважины 31, 34) наблюдался постепенный переход норитов в плагиоклазовые бронзититы ультрамафитовой зоны.

В массиве Мончетундры среди габбро-норитов залегают согласные маломощные прослои (от первых сантиметров до 5—8 м) бронзититов, реже гарцбургитов и оливинитов с постепенными или резкими контактами, без каких-либо приконтактных изменений. Кроме согласных прослоев гипербазиты в этой части разреза встречаются в виде угловатых обломков — автолитов, которые «обтекаются» трахитоидными габбро-норитами. В районе Федоровых тундр и Массива I в габбро-норитах также присутствуют обломки бронзититов, что дало Е. К. Козлову [6] основание отнести их к наиболее ранней фазе внедрения. Однако большинство исследователей [8, 11] рассматривает обломки бронзититов как автолиты в зонах эруптивных брекчий. Указанные взаимоотношения ультрамафитов и перекрывающих их габбро-норитов — согласное залегание, в ряде случаев постепенные переходы, наличие автолитов гипербазитов в габбро-норитах наряду с согласным их переслаиванием свидетельствуют о принадлежности ультрамафитов и габбро-норитов к единой расслоенной серии, характеризующейся относительно более ранним затвердеванием ультрамафитов.

Зона габбро-норитов выше по разрезу сменяется зоной габбро. В массиве Мончетундры этот переход осуществляется через зону согласного чередования габбро и габбро-норитов при мощности чередующихся прослоев от 4 до 60 м. К переходной зоне общей мощностью 100—150 м приурочены также маломощные линзо- и пластообразные тела меланократовых троктолитов и оливиновых габбро-норитов. В массиве Федоровых — Панских тундр на границе габбровой и габбро-норитовой зон также выделяется переходная зона, характеризующаяся появлением в разрезе оливиновых габбро-норитов, реже троктолитов, и чередованием их с габбро и габбро-норитами, аналогичными одноименным породам ниже- и вышележащих зон. Мощность переходной зоны крайне непостоянна, границы ее условны. Устойчивое появление одной и той же ассоциации пород на определенном уровне разреза — типичная особенность рассматриваемых массивов.

Зона габбро, совершенно однотипная в массивах Мончетундры и Федоровых — Панских тундр, сложена монотонными мезо- и лейкократовыми гиперстеновыми габбро, массивными крупнозернистыми, с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксену. В подчиненном количестве встречаются габбро-лабрадориты и оливинсодержащие габбро. Мощность сохранившейся части габбровой зоны в Мончетундровском массиве 700 м, а в массиве Федоровых — Панских тундр достигает 1200—1500 м.

Корреляция разрезов интрузивных тел позволяет оценить уровень эрозионного среза отдельных частей массивов. Так, массив Федоро-

вых — Панских тундр в районе Федоровых тундр слабо вскрыт эрозией, в западной части Панских высот обнажены более глубокие его горизонты*, а участок Ластьявра представляет собой реликтовый блок наиболее глубоко эродированной части массива. В массиве Мончетундры нижние горизонты разреза вскрыты эрозией в районе Мончегорского плутона. Общая особенность массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр — широкое развитие по всему разрезу пород пегматитовой фации, с которыми постоянно ассоциируют в том или ином количестве медно-никелевые сульфиды. Пегматиты либо слагают полосовидные и линзовидные тела, согласные с первичной полосчатостью массива и имеющие нечеткие, постепенные контакты с вмещающими породами, либо образуют изометричные шлиры, гнезда и жилы, секущие первичную полосчатость и локализованные преимущественно над мульдобразными прогибами подошвы массива.

Учитывая близость состава пегматитов с вмещающими породами и наличие постепенных переходов между ними, большинство исследователей (Р. В. Карпов, Г. А. Старицина, Д. М. Орлов и др.) рассматривает пегматитовую фацию не в качестве самостоятельной фазы внедрения, а как продукт раскристаллизации остаточных интерстиционных расплавов, обогащенных легкоплавкими компонентами. Эта точка зрения, по нашему мнению, подтверждается закономерным изменением в разрезе интрузивных тел состава пегматитов, которые на одно — два звена эволюции «кислее» состава вмещающих пород. Так, среди гарцбургитов залегают меланократовые норит-пегматиты, среди бронзититов — габбро-норит-пегматиты и диорит-пегматиты, среди габбро — лейкократовые кварцсодержащие габбро-пегматиты и т. д. Массивы Мончетундры и Федоровых — Панских тундр характеризуются близким составом и одинаковой последовательностью залегания пород в разрезе, сопоставимой мощностью одноименных зон и однотипными соотношениями между ними, а также между мафитами и ультрамафитами.

Для сравнения состава главных породообразующих минералов массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр использовано более 1000 определений плагиоклазов, ортопироксенов и оливинов**. В массиве Мончетундры в породах краевой зоны состав плагиоклаза варьирует в широких пределах: от битовнита (70—80% An) в районе Мончетундры до лабрадора (60—72% An) и андезина (32—50% An) в районе гор Сопчи и Нюд. Состав ортопироксена колеблется от бронзита (Fs₈₋₁₄) до железистого бронзита (Fs₂₂₋₂₅), редко — гиперстена (Fs₃₀₋₃₅); оливин отвечает форстерит-хризолиту (Fs₈₋₁₃).

В породах центральной расслоенной серии снизу вверх по разрезу железистость ортопироксена изменяется от Fs₁₅₋₂₅ в ультрамафитовой зоне до Fs₂₀₋₃₀ в габбро-норитовой и до Fs₂₅₋₄₀ в зоне габбро. Изменение состава плагиоклаза здесь более сложное. В ультрамафитовой зоне в районе НКТ, горы Сопчи и в нижней части разреза горы Нюд он относится к минералам интеркумulusа и имеет относительно кислый состав (54—70% An), что, по мнению Д. М. Орлова, связано с всплыванием и аккумуляцией в верхней части разреза наиболее основного плагиоклаза ранней стадии кристаллизации. В районе горы Нюд этой верхней частью разреза служит горизонт мезократовых норитов и габбро-норитов, для которых типичны кумулатные формы развития плагиоклаза и его повышенная основность (78—83% An). В районе горы Сопчи основной плагиоклаз, по-видимому, отлагался на более высоких

* Главным образом за счет увеличения мощности габбро-норитовой зоны.

** В том числе 500 определений выполнено В. Д. Ляхнической и автором, остальные заимствованы из работ Д. М. Орлова (1973, 1975 гг.), Х. Т. Шляховой (1974 г.), В. Н. Соколовой (1974 г.), Т. М. Маркитахиной (1975 г.) и В. С. Докучаевой [3].

уровнях разреза, уничтоженных эрозией. В зоне габбро и габбро-норитов плагиоклаз отвечает лабрадору — битовниту (50—75% An).

Главные породообразующие минералы массива Федоровых — Панских тундр весьма близки, иногда тождественны по составу породообразующим минералам Мончетундры и характеризуются аналогичной направленностью изменения по разрезу (рис. 3). В краевой зоне

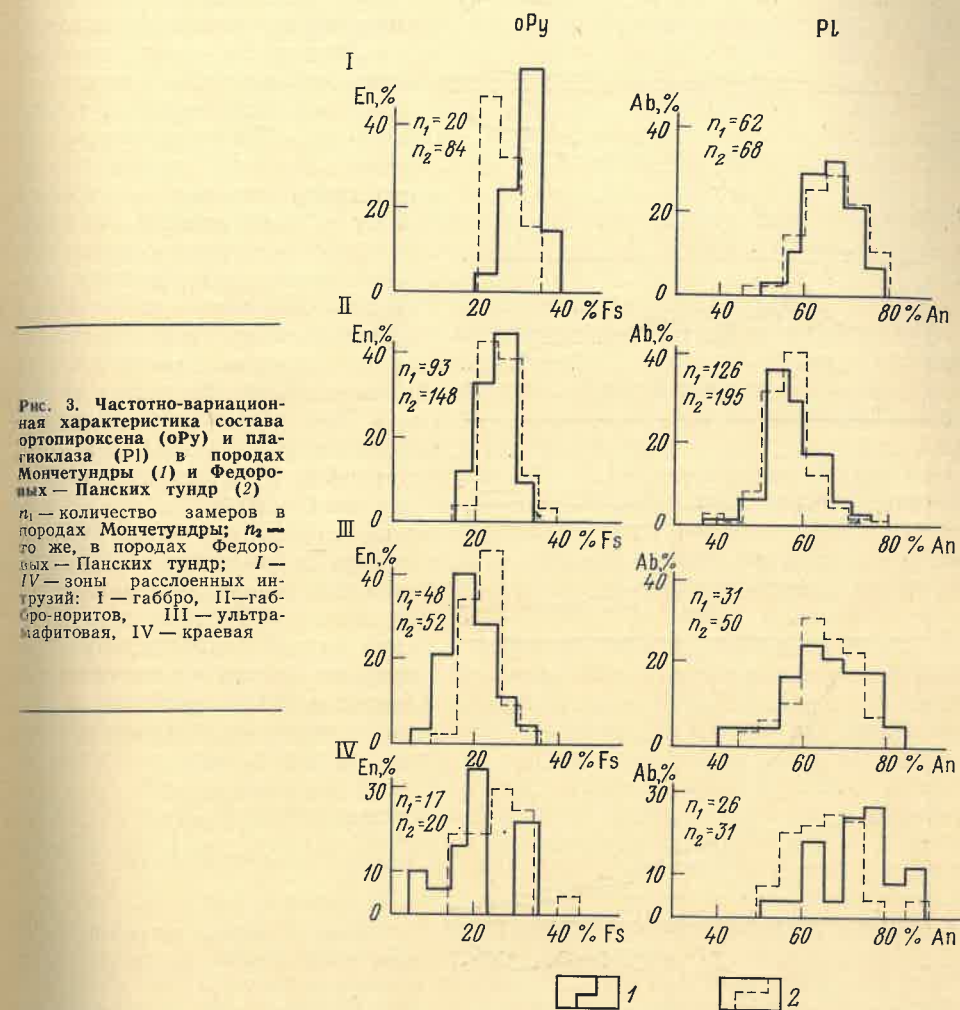
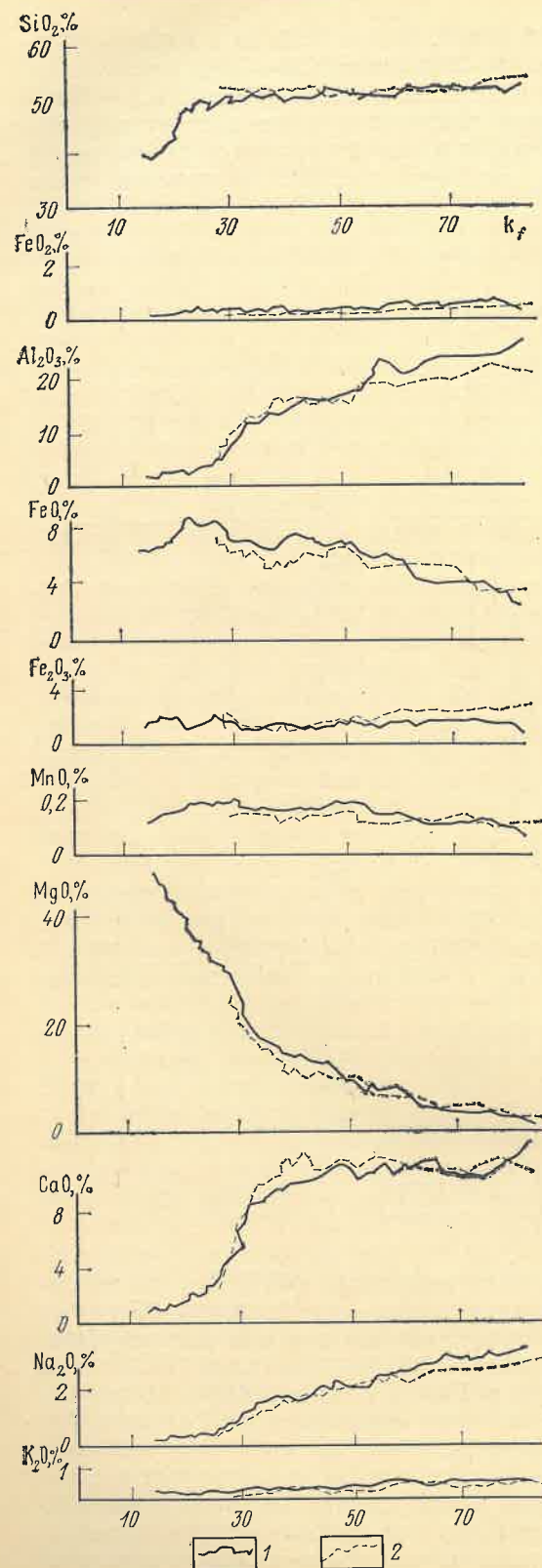


Рис. 3. Частотно-вариационная характеристика состава ортопироксена (оРу) и плагиоклаза (Pl) в породах Мончетундры (I) и Федоровых — Панских тундр (II). n_1 — количество замеров в породах Мончетундры; n_2 — то же, в породах Федоровых — Панских тундр; I — IV — зоны расслоенных интрузий: I — габбро, II — габбро-норитов, III — ультрамафитовая, IV — краевая

основность плагиоклаза колеблется от лабрадора (50% An) до битовнита (70—80% An), а состав ортопироксена — от бронзита (Fs₁₅) до гиперстена (Fs₃₀₋₃₅). Выше по разрезу, так же как и в Мончетундре, повышается железистость ортопироксена: от Fs₁₅₋₂₅ в ультрамафитовой зоне до Fs₂₀₋₂₈ в габбро-норитовой и Fs₂₂₋₃₂ в зоне габбро. Менее отчетливо выражена тенденция к снижению основности плагиоклаза (от 60—75% An в ультрамафитовой зоне до 50—70% An в зоне габбро и габбро-норитов), что обусловлено значительными колебаниями его состава в пределах отдельных ритмов и зон. Сравнение гистограмм (см. рис. 3) показало, что в большинстве случаев наиболее часто встречаемые значения состава ортопироксена и плагиоклаза для конкретных



зон массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр совпадают или смещены не более чем на пять номеров. В целом скрытая расслоенность в массиве Мончетундры проявлена гораздо отчетливее вследствие большего диапазона изменения состава минералов.

Таким образом, главные породообразующие минералы массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр, помимо близкого, иногда тождественного состава, обнаруживают и одинаковую направленность изменения, типичную для многих расслоенных интрузий. Это выражается в увеличении снизу вверх по разрезу щелочности плагиоклаза и железистости ортопироксена.

Для сравнительной петрохимической характеристики массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр использованы результаты 820 силикатных анализов (607 — по массиву Мончетундры и 213 — по массиву Федоровых — Панских тундр) *. Построены диаграммы изменения содержания петрогенных элементов в ряду пород, сгруппированных по возрастанию отношения

$$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100\%.$$

Такое расположение пород

* Использовано 86 анализов автора и 734 анализа предыдущих исследователей (Б. А. Юдин, Е. К. Козлов, 1967 г.; Ю. А. Одинец, 1969 г.; М. Е. Зильбер, 1969 г.; В. А. Зайцевский, В. Н. Соколова, 1974 г.; Х. Т. Шляхова, 1972 г.; В. А. Тельнов, 1975 г.; Д. М. Орлов, 1973 г.; 1975 г. и др.).

Рис. 4. Характер изменения содержаний породообразующих окислов в эволюционном ряду пород расслоенных интрузий (по мере возрастания значений k_f)

1 — графики содержаний породообразующих окислов в породах Мончетундры; 2 — то же, в породах Федоровых — Панских тундр

расслоенных серий отражает общую эволюцию их состава в ходе магматической дифференциации, а приведенное отношение выступает в данном случае как коэффициент фракционирования (k_f). Указанный ряд отвечает естественному ряду пород от крайних ультраосновных дифференциатов до основных и в общем виде соответствует последовательности их залегания в разрезе интрузивных тел. Это подтверждается возрастанием средних значений k_f от ультрамафитовой зоны (в массиве Мончетундры 22,8%, в массиве Федоровых — Панских тундр 28%) к габбро-норитовой (соответственно 44,6% и 40,8%) и габбровой (k_f 60,8 и 55%) зонам.

Характер изменения содержаний петрогенных элементов в эволюционном ряду пород массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр показан на рис. 4. Петрохимическое сходство этих пород проявлено в одинаковом направлении кривых и их сближенном положении. Основное отличие заключается в том, что серия пород Мончетундры, где более полно представлена ультрамафитовая часть разреза, имеет больший временной интервал значений k_f (от 14 до 83%) по сравнению с массивом Федоровых — Панских тундр (от 28 до 85%).

Металлогеническая специализация массива Мончетундры выражена отчетливо: породы нижней части разреза (краевой и ультрамафитовой зон) содержат месторождения и рудопроявления медно-никелевых сульфидных руд, верхней (частично габбро-норитовой и особенно габбровой зон) — незначительные по масштабам титано-магнетитовые или ильменит-титано-магнетитовые рудопроявления.

В массиве Федоровых — Панских тундр обнаруженные к настоящему времени проявления медно-никелевых сульфидов приурочены в основном также к породам краевой и ультрамафитовой зон. Реже сульфидная минерализация встречается в нижней части разреза габбро-норитовой зоны и никогда не поднимается до габбровой. Для габбро-норитовой и габбровой зон характерна спорадическая бедная вкрапленность титаномagnetита. Важно отметить, что в массиве Федоровых — Панских тундр, где пока не установлены месторождения меди и никеля, встречаются те же типы сульфидных руд, что и в массиве Мончетундры: сингенетическая вкрапленность, тяготеющая большей частью к определенным горизонтам в разрезе массива (породы краевой зоны Федоровых тундр и Массива I, расслоенный горизонт Панских тундр); вкрапленно-гнездовая минерализация в основных пегматитах и отдельные находки жильных сульфидных руд (Федоровы тундры); переотложенные гнездово-прожилково-вкрапленные руды в зонах тектонических нарушений (Ластьявр) [1]. Приведенные материалы указывают на единую металлогеническую специализацию массивов Мончетундры и Федоровых — Панских тундр.

Сопоставление массивов Мончетундры (включая Мончегорский плутон и Мончетундровский массив) и Федоровых — Панских тундр (включая Федоровотундровский и Панский массивы, Ластьявр и Массив I) показало их полную аналогию. Тождественность этих массивов подтверждается общностью геологоструктурной позиции, межформационным положением и близкой морфологией интрузивных тел, сходным составом пород и одинаковой последовательностью их залегания в разрезе, идентичным составом породообразующих минералов, близкими петрохимическими особенностями и однотипной металлогенической специализацией.

Принадлежность массивов к перидотит-пироксенит-норитовой формации устанавливается на основании следующих данных. Приуроченность массивов к зонам глубинных разломов и межформационное положение, резко дискордантное по отношению к подстилающим ди-

слоирированным образованиям, но подчиненное общему структурному плану стратифицированных толщ кровли указывают на внедрение массивов в завершающие стадии формирования сопредельного вулканогенного прогиба. Становление массивов происходило на значительных глубинах, что подтверждается большой мощностью пород кровли, достигающей 7—11 км.

Дисконформное внутреннее строение лополитоподобных или пластообразных тел, их совершенная расслоенность свидетельствуют о кристаллизации магмы в спокойной тектонической обстановке. Ультрамафиты и мафиты, слагающие массивы, образуют непрерывный естественный ряд пород от оливинитов в основании разреза до габбро и габбро-норитов — в его верхней части. Точные количественные соотношения мафитов и ультрамафитов не установлены. Приближенная реставрация сводного разреза массивов позволяет говорить о существенном преобладании в нем габбро-норитов и габбро (75—85%) при подчиненной роли ультрамафитов. Наличие в вертикальном разрезе массивов последовательного ряда зон различного состава, чередование относительно мощных однородных горизонтов с тонкодифференцированными слоями, а также проявление ритмичной и скрытой расслоенности дают основание отнести массивы к типу расслоенных интрузий. Петрохимические особенности пород расслоенных серий свидетельствуют об их последовательном образовании в ходе единого эволюционного процесса. Состав исходной магмы массива Мончетундры, по данным Е. В. Шаркова (1971 г.), отвечает оливиновому толеиту, что характерно для большинства расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий.

Таким образом, массивы Мончетундры (включая Мончегорский плутон и Мончетундровский массив) и Федоровых — Панских тундр (включая Федоровотундровский и Панский массивы, Массив I и Ластьявр) можно уверенно отнести к перидотит-пироксенит-норитовой формации, потенциально перспективной на медно-никелевое оруденение. Названные массивы тождественны между собой по целому ряду признаков и образуют по существу единый пояс пластообразных расслоенных интрузий (в основании северного крыла Имандра-Варзугской структуры) общей протяженностью более 200 км.

Специфической особенностью перидотит-пироксенит-норитовой формации Имандра-Варзугской зоны (а возможно, и всего Карело-Кольского региона) является ограниченное развитие ультрамафитов в основании разреза расслоенной серии и закономерная приуроченность их к флексуобразным перегибам или синформным прогибам подошвы интрузивных тел в зонах поперечных тектонических нарушений. В Мончетундре ультрамафиты распространены в зоне Мончезерско-Витегубской поперечной тектонической структуры, где поверхность нижнего контакта интрузивного тела осложнена серией субпараллельных мультимодальных прогибов — НКТ, гор Сопчи и Нюд, продолжающихся под габброиды Мончетундры. Важно подчеркнуть, что зоны поперечных мультимодальных прогибов в районе Мончетундры служили не только областью локализации ультрамафитов, но и основной рудоконтролирующей структурой, определившей размещение эпигенетического жильного оруденения. Это наряду с юго-западным склонением жильных полей Сопчи позволяет предполагать возможность выявления жильных руд к юго-западу от Сопчи, под габброидами Мончетундры.

В массиве Федоровых — Панских тундр ультрамафиты залегают преимущественно в поперечном флексуобразном прогибе, в зоне Цагинской тектонической структуры северо-восточного простирания. При этом увеличение их мощности, по геологическим данным, предпо-

лагается в осевой части структуры и в юго-западном направлении, по падению пород. По аналогии с массивом Мончетундры осевая зона Цагинской флексуры благоприятна для размещения сульфидного оруденения, что подтверждается локализацией здесь большей части известных медно-никелевых рудопроявлений, а также увеличением степени рудоносности пород Федоровых — Панских тундр в указанном направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелов В. А., Тельнов В. А., Рыбин В. К. Типы сульфидных руд Федоровотундровского массива. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, 1975, с. 201—208.
2. Докучаева В. С. Особенности строения и формирования придонной зоны Мончегорского плутона. — В кн.: Мат-лы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, 1970, с. 167—172.
3. Докучаева В. С. Сосуществующие оливин, ромбические и моноклинные пироксены в породах Мончегорского плутона. — В кн.: Мат-лы по минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1974, с. 43—51.
4. Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. — В кн.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1953.
5. Зак С. И., Юдин Б. А. Главнейшие титаноносные магматические формации Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 140—147.
6. Козлов Е. К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., Наука, 1973.
7. Одинец А. Ю., Кацелин П. Л., Тюремнов В. А. Геологическое строение и петрофизические особенности основных пород Панского массива. — В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1969, с. 114—131.
8. Орлов Д. М. Место сульфидного рудообразования в эволюции расплавов расслоенных никеленосных интрузий. — В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. Т. 2. [Мат-лы к V Всесоюз. петрограф. совещанию]. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 83—86.
9. Проскуряков В. В. Геологическое строение и особенности дифференциации основной интрузии Панских высот на Кольском полуострове. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., Недра, 1967, с. 40—54.
10. Соколова В. Н. Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский полуостров). — Сов. геология, 1976, № 6, с. 100—111.
11. Старицина Г. Н. Геология и структура массива основных и ультраосновных пород Федоровых тундр. — Вестн. ЛГУ. Серия геол. Вып. 2, № 12, 1967, с. 83—87.
12. Шарков Е. В. О формационной характеристике интрузий габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 153—158.
13. Юдин Б. А., Козлов Е. К., Докучаева В. С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., Наука, 1967.

УДК 552.08 : 53

С. Г. СЕМЕНОВА (Ин-т геофизики АН УССР)

Об одной из возможных причин образования волноводов в земной коре

Уплотнение пород с глубиной, рост основности магматических комплексов, увеличение степени регионального метаморфизма и другие явления обуславливают возрастание скорости прохождения сейсмических волн вниз по разрезу земной коры. Фиксируемые глубинными сейсмическими зондированиями зоны пониженных скоростей могут быть вызваны различными причинами как термодинамического, так и петрофизического характера [6, 10, 16 и др.].

Одним из петрофизических факторов образования волноводов может явиться увеличение железистости слоев [10]. Рассмотрим соотношение плотности и скорости продольных волн для части породообразующих и аксессуарных минералов (рисунок, таблица). Сведения о физических свойствах приведенных минералов взяты из многих работ [1, 2, 5, 14, 16—22 и др.].

И плотность, и скорость упругих волн в минеральном веществе определяются как плотностью атомной упаковки в кристаллической решетке минералов, так и атомной массой составляющих компонентов. От первого фактора оба физических параметра находятся в прямой зависимости, а от второго плотность зависит прямо, скорость же упругих волн — обратно. Так как большинство горных пород и минералов по средней атомной массе не очень различаются, фактором, определяющим их плотность и скорость упругих волн, является плотность атомной упаковки в кристаллической решетке минералов, и зависимость между этими физическими параметрами оказывается прямой. При резком изменении средней атомной массы минерального вещества скорость и плотность изменяются по-разному: увеличение массы (меры инертности) колеблющихся частиц приводит к замедлению их колебания и к уменьшению скорости распространения упругих волн в минеральном веществе.

Сложное соотношение скорости, плотности и упругих параметров в минеральном веществе выражается известными формулами теории упругости [7]:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma_p)}{\sigma(1+\sigma_p)(1-2\sigma_p)}}, \quad v_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\sigma_p)}}$$

где v_p — скорость продольных волн, v_s — скорость поперечных волн, σ — плотность, E — модуль Юнга, σ_p — коэффициент Пуассона.

Обратная зависимость плотности и скорости упругих волн наблюдается в минералах по мере увеличения в их составе железа и других тяжелых металлоидных элементов, а также в породах с увеличением содержания рудных компонентов. Этот факт иллюстрируется соотношением плотности и скорости продольных волн в пределах отдельных групп и подгрупп минералов (см. рисунок).

Так, для минералов групп тяжелых окислов, слюд, моноклинных пироксенов, оливинов, гранатов и некоторых других силикатов, имеющих структурные кристаллические решетки одного типа, с возрастанием плотности скорость продольных волн убывает. Это связано с появлением в данных минералах железа в качестве основного элемента в виде либо примеси, либо изоморфной смеси. В группе слюд замена части катионов Mg^{2+} на Fe^{2+} (флогопит → биотит) приводит к увеличению плотности на 6% и уменьшению скорости продольных волн более чем на 5%, а замена катионов Al^{3+} на Fe^{3+} (мусковит → биотит) — к понижению скорости почти на 12% при том же увеличении плотности. Наличие катиона Fe^{3+} вместо Al^{3+} (жадеит → эгирин) в структуре моноклинных пироксенов вызывает уменьшение скорости на 17% при таком же, как в слюдах, относительном изменении плотности.

В структуре гранатов широкая взаимозамена катионов одной валентности ($Fe^{2+} \leftrightarrow Ca^{2+}$, $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$) без изменения алюмосиликатного аниона $Al_2(SiO_4)_3$ приводит к уменьшению скорости на 5%. Полная замена Mg^{2+} на Fe^{2+} в изоморфном ряду оливинов при переходе форстерита в фаялит вызывает увеличение плотности на 36% и уменьшение скорости на 25%. Изменение содержания примеси окисла железа от 2—3% (силлиманит) до 7% (дистен) приводит к уменьшению скорости на ≈ 4%; увеличение содержания железа до 15,8% (ставролит) вызывает уменьшение скорости (по сравнению с силлиманитом) на 22%.

Еще резче в зависимости от содержания окислов железа изменяются физические свойства минералов группы тяжелых окислов. Так, шпинель, имея в составе MgO и

Характеристика групп минералов, приведенных на рисунке

Группа минералов	Минерал	Химическая формула
Галогениды	Галит	NaCl
Соли	Флюорит	CaF ₂
Карбонаты	Гипс	CaSO ₄ ·2H ₂ O
	Кальцит	CaCO ₃
	Доломит	CaMg(CO ₃) ₂
	Магнезит	MgCO ₃
	Окись кальция	CaO

Силикаты с изолированными тетраэдрами в кристаллических структурах

Оливины	Форстерит (Fo 100%) Форстерит (Fo 95%), фаялит (Fa 5%) Fo 90, Fa 10 Fo 85, Fa 15 Fo 50, Fa 50 Фаялит (Fa 100%)	Mg ₂ SiO ₄ (Mg, Fe) ₂ SiO ₄ Fe ₂ SiO ₄
Дистены (кианиты) — ставролиты	Силлиманит Кианит Ставролит Гроссуляр Пироп Спессартин Альмандин-пироп Альмандин	Al ₂ SiO ₅ (Fe ₂ O ₃ до 2—3%) Al ₂ SiO ₅ (Fe ₂ O ₃ до 7%) Fe[OH] ₂ ·2Al ₂ SiO ₅ (Fe — 15,8%) Ca ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₄ Mg ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₄ Mn ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₄ (Mg, Fe) ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₄ Fe ₃ Al ₂ [SiO ₄] ₃

Силикаты с изолированными группами тетраэдров в кристаллических структурах

Берилл-эпидот	Берилл Эпидот	Be ₃ Al ₂ [Si ₆ O ₁₂] Ca ₂ (Al, Fe) ₃ [Si ₂ O ₇] [SiO ₄]·O·[OH]
---------------	------------------	---

Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO₄ в кристаллических структурах

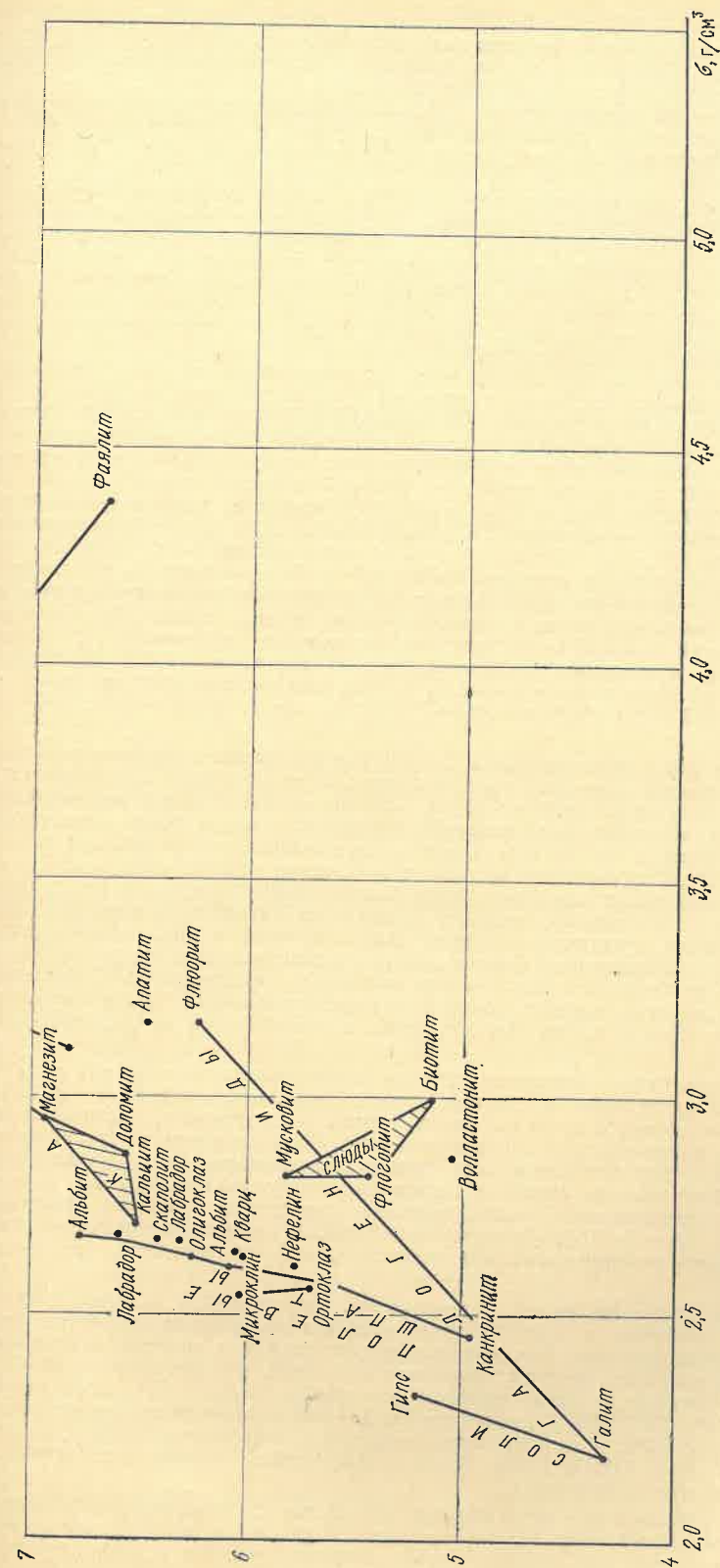
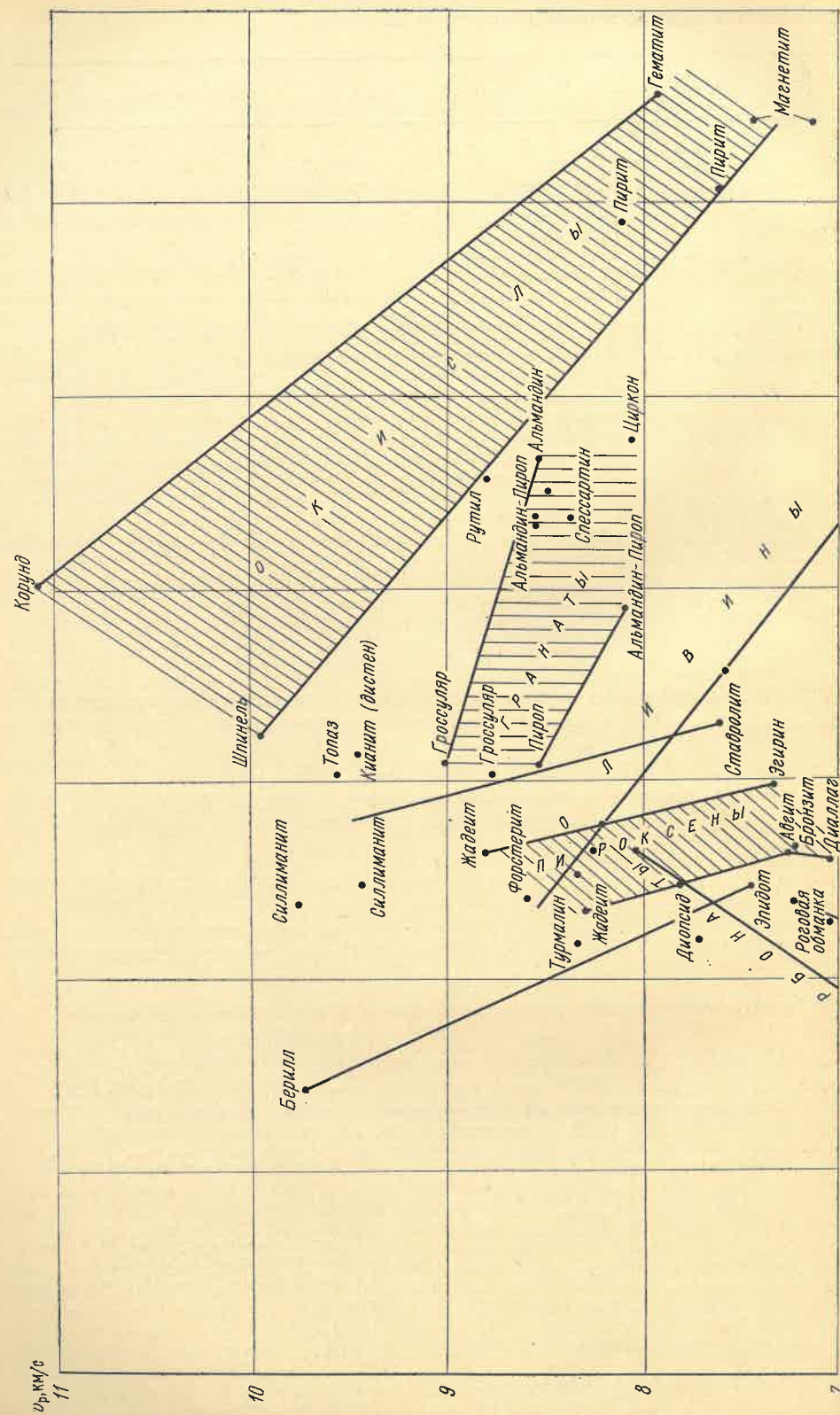
Пироксены	Жадеит Диопсид Авгит Эгирин Бронзит Диаллаг	NaAl[Si ₂ O ₆] CaMg[Si ₂ O ₆] Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al) ₂ O ₆] NaFe[Si ₂ O ₆] Mg ₂ [Si ₂ O ₆] + 25% FeSiO ₃ Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al) ₂ O ₆]
Амфиболы	Роговая обманка	

Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров в кристаллических структурах

Слюды	Мусковит Флогопит Биотит	KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀] KMg ₃ [Si ₃ AlO ₁₀][F, OH] ₂ K(Mg, Fe) ₃ [Si ₃ AlO ₁₀][OH, F] ₂
-------	--------------------------------	---

Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров [Si, Al]O₄ в кристаллических структурах

Полевые шпаты	Канкринит Ортоклаз Микроклин Альбит Олигоклаз	Na ₃ Ca[Al, SiO ₄] ₃ [CO ₃ , SO ₄]·nH ₂ O K[AlSi ₃ O ₈] K[AlSi ₃ O ₈] Na[AlSi ₃ O ₈] — Ab (90—70%) Ab · (10—30%) An (An — анортит — Ca[AlSi ₃ O ₈]) (10—30%) Ab · (90—70%) An
Окислы	Лабрадор Корунд Шпинель Рутил Гематит Магнетит Пирит	 Al ₂ O ₃ MgAl ₂ O ₄ TiO ₂ Fe ₂ O ₃ (Fe — 70%) FeFe ₂ O ₄ FeS ₂ (Fe — 46,6%)



Соотношение скорости продольных волн (v_p) и плотности (σ) для породообразующих и акцессорных минералов по данным [1, 2, 3, 5, 15—22 и др.]

Al_2O_3 , и магнетит — FeO и Fe_2O_3 , различаются как по плотности (магнетит на 43% тяжелее шпинели), так и по упругим свойствам (скорость в магнетите на 27% меньше, чем в шпинели). Подобное различие физических свойств наблюдается и для группы окислов (гематит — корунд) со структурой корунда.

Таким образом, наличие железа в большинстве групп минералов приводит к увеличению их плотности и уменьшению скорости упругих колебаний. Этот факт согласуется с установленной обратной зависимостью плотности и скорости для металлоидных элементов [3].

Уменьшение скорости продольных волн с увеличением содержания рудной компоненты наблюдается также в породах. Так, увеличение в плагиоклазовом перидотите содержания магнетита от 3 до 23% приводит к увеличению плотности от 2,99 до 3,14 г/см³ и уменьшению скорости распространения продольных волн (при давлении 10 кбар) от 7,90 до 7,62 км/с в руде [7]. Однако выделить этот эффект в породах сложнее, так как появление рудных элементов в ультраосновных породах является следствием серпентинизации их, а серпентин приводит к уменьшению и плотности породы и скорости упругих колебаний в ней.

Магматические породы основного и ультраосновного состава характеризуются большими значениями плотности и скорости продольных волн по сравнению с кислыми, несмотря на более высокое содержание окислов FeO и Fe_2O_3 , что обусловлено различными минералогическим и химическим составом данных типов пород в целом. Породообразующими основных и ультраосновных пород являются темноволновые минералы: оливины, пироксены, амфиболы, биотит, — в состав которых помимо окислов железа входят также MgO и CaO , а кислых — кварц и калий-натриевые полевые шпаты, содержащие в основном SiO_2 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 . Так как координационные числа катионов K^{+} , Na^{+} , Si^{4+} и Al^{3+} в силикатах магматических пород, как правило, четыре (иногда шесть), а катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} — шесть (в некоторых минералах восемь), структуры темноволновых минералов характеризуются более плотной атомной упаковкой, чем кварц и калий-натриевые полевые шпаты [15]. Последние являются наиболее «рыхлыми» в кристаллографическом отношении [4]. Пористость ультраосновных и основных пород в среднем не превышает 1–2%, а кислых ≈ 3%.

Вследствие всего этого основные и ультраосновные неизменные породы характеризуются $\sigma = 2,8–3,4$ г/см³ и $v_p > 6–7$ км/с, а кислые $\sigma = 2,5–2,7$ г/см³, $v_p \approx 6,0–6,2$ км/с.

По мере роста температуры и давления с увеличением глубины залегания горных пород в земной коре растет их региональный метаморфизм и изменяются состав, структура и физические свойства пород. Породы низких степеней метаморфизма (зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой) характеризуются в целом относительно высокой пористостью и, следовательно, невысокими значениями плотности и скорости упругих волн [12]. Геохимические и термодинамические условия образования магнетита в таких породах могут оказаться менее благоприятными, чем условия гранулитовой фации, как это наблюдается, например, в пределах Украинского щита [9]. Здесь магнетит в условиях гранулитовой фации кристаллизуется в виде идиоморфных зерен максимального по сравнению с более низкими фациями метаморфизма размера (0,5–2,4 мм) и с наибольшей стабильностью магнитных характеристик. Повышенную железистость и высокие значения магнитных параметров имеют также кристаллические породы гранулитовой фации метаморфизма на Анабарском щите Сибирской платформы [11].

При дальнейшем увеличении степени метаморфизма породы обогащаются специфическими минералами глубинных фаций: корундом, гранатами, силлиманитом, кианитом, жадеитом и другими, отличающимися структурами плотнейшей атомной упаковки, но пониженным содержанием железа. Переход пород в эклогитовую фацию метаморфизма сопровождается понижением железистости всех порообразующих минералов. Так, гранаты наиболее богаты пироповым (магнезиальным) компонентом. Для пород эклогитовой фации наиболее характерны оливины форстеритового (Mg_2SiO_4) и лишь 5–15% фаялитового (Fe_2SiO_4) состава. Моноклинные пироксены в ультраосновных метаморфических породах имеют железистость не выше 12–16% [15].

Породы глубинных фаций метаморфизма, эклогитовой и частично гранулитовой, обогащаясь гранатами и другими специфическими минералами глубинных фаций, теряют магнитные свойства. Так, кристаллические сланцы с высоким содержанием граната характеризуются средним значением магнитной восприимчивости $80 \cdot 10^{-6}$ СГС, гранат-пироксеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы $10 \cdot 10^{-6}$ СГС, гранатовые амфиболиты $60 \cdot 10^{-6}$ СГС [12]. Содержание $Fe_2O_3 + FeO$ в ксенолитах перидотитов трубок взрыва Якутии 8,2%, а из ксенолитов гранатовых перидотитов 6,9%, т. е. ниже, чем перидотитов коры (12,4%) [10]. Низкая железистость эклогитов из трубок взрыва Якутии отмечается в работе [11].

Таким образом, при определенных геохимических и термодинамических условиях в разрезе земной коры могут образоваться участки с повышенным содержанием железа в свободной или окисной форме; например, участки с распространением по-

род гранулитовой фации метаморфизма. Это может явиться благоприятным фактором для образования волновода.

Приведем расчеты примерного изменения значений скорости распространения продольных волн в породах при возможном изменении их состава. Для упрощения задачи рассмотрим случай, когда изменяется лишь количественное соотношение минералов в породе одного типа, не учитывая возможного изменения состава самих минералов. Так, для гранулиты, содержащего [8] плагиоклаз (34%), гиперстен (25,8%), диопсид (16,6%), гранат (20,6%), рассчитанное по приведенной выше формуле и значениям физических параметров [1] значение скорости продольных волн составляет 7,36 км/с. Если предположить образование в этой породе магнетита (до 6%) и биотита (до 4%) и соответствующее уменьшение содержания темноволновых порообразующих минералов и граната (до 24%, 12% и 20%), то скорость продольных волн в такой породе составит уже 7,23 км/с. Для меланократового кристаллического сланца, содержащего плагиоклаз 42%, гиперстена 9%, моноклинного пироксена 20%, рости продольных волн 6,9 км/с. При увеличении содержания магнетита в сланце до 10%, биотита до 7% и соответствующем уменьшении темноволновых порообразующих минералов до 7, 16 и 18%, скорость в такой породе уменьшится до 6,8 км/с.

Итак, если в пределах слоя пород, например, гранулитовой фации метаморфизма, имеющего мощность, соизмеримую с длиной сейсмической волны, увеличится содержание окислов железа на 6–8%, то он может быть зарегистрирован при проведении ГСЗ как зона пониженных скоростей.

Различие содержания железа и его окислов в породах гранулитовой и эклогитовой фации метаморфизма, возможно, одна из причин наблюдаемого скачка скорости на границе поверхности Мохоровичича.

Таким образом, зоны с повышенной железистостью в отдельных частях земной коры характеризуются пониженными значениями скорости распространения упругих волн в них.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства порообразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Зависимость скорости упругих волн и плотности горных пород от кристаллохимических особенностей минералов. — Геология и геофизика, 1969, № 4, с. 21–30.
- Жданов В. В. О физической сущности плотности магматических и метаморфических горных пород и ее геологическом значении. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., Наука, 1968, с. 56–65.
- Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев, Наукова думка, 1977.
- Лебедев Т. С., Шаповал В. Н., Корчин В. А. Новые данные о скорости продольных волн в горных породах при высоких термодинамических параметрах. — Геофизический сборник, 1972, № 49, с. 9–28.
- Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Теория упругости. Теоретическая физика. Т. VII. М., Наука, 1965.
- Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974.
- Магнитные свойства железистых кварцитов Украинского щита в условиях высоких давлений и температур/Т. С. Лебедев, Б. Я. Савенко, Н. Ф. Познанская, Ю. М. Стебновская. — Геофизический сборник. 1977, № 79, с. 34–45.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965.
- Саврасов Д. И., Камышева Г. Г. Физические свойства докембрийских кристаллических пород Анабарского щита. — Ученые записки науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Региональная геология. 1966, вып. 8, с. 169–187.
- Семенова С. Г. Физические свойства метаморфических горных пород различных степеней метаморфизма. — Прикладная геофизика. 1973, № 71, с. 147–153.
- Соболев Н. В., Боткунов А. И., Кузнецова И. К. Алмазоносный эклогит с обогащенным кальцием гранатом из трубки «Мир» (Якутия). — Геология и геофизика, 1969, № 4, с. 56–61.
- Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. М., Мир, 1969.
- Фации метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., Наука, 1970.
- Хьюз Д., Морретт К. Скорости упругих волн в основных изверженных породах при изменении давления и температуры. — В кн.: Ультразвук в геофизике. М., Мир, 1964.
- Birch F. Composition of the Earth's mantle. — J. Geophys., 1961, v. 4, p. 295–311.
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1961, v. 66, N 7, p. 2199–2224.

19. Chung D. H. Effects of iron magnesium ratio on P- and S-wave velocities in olivine. — J. Geophys. Res., 1970, N 35, p. 7353—7361.
20. Kanamory H., Mizutani H. Ultrasonic Measurement of Elastic Constants of rocks under High Pressure. — Bull. Earthquake Res. Inst. Univ., 1965, N 1, p. 173.
21. Simmons G. The velocity of compressional waves in various minerals of to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 6, p. 1117—1123.
22. Simmons G. The velocities of shear waves in rocks to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1964, v. 79, p. 1123—1131.

УДК 551.24 : 550.36

Г. А. ЧЕРЕМЕНИН (ЛГИ)

Влияние трещин в фундаменте на плотность теплового потока на юго-восточной окраине Балтийского щита

На тепловое поле верхней части разреза действуют тектонические, геологические, гидро-геологические, геоморфологические, климатические и прочие факторы [5, 6]. Для установления влияния тектоники на тепловое поле необходимо учитывать и остальные факторы, что возможно при наличии многолетних температурных замеров в режимных скважинах, пробуренных по густой сети, и массовых определений термических свойств горных пород. Однако имеющихся в настоящее время данных по исследуемому региону недостаточно, поэтому влияние трещиноватости на тепловое поле изучалось там, где воздействие прочих факторов на него наименьшее.

Рассмотрим условия, в которых снижается влияние геоморфологических, геологических, гидрогеологических и климатических факторов на тепловое поле.

Прибалтийская низменность, расположенная на южном склоне Балтийского щита, имеет слабоволнистый рельеф с абсолютными высотами до 100 м. Изрезанность рельефа вызывает искажение однородного теплового поля, которое уменьшается с глубиной. Территория ее покрыта почти сплошным чехлом четвертичных ледниковых отложений, различных по мощности и литологическому составу. Четвертичные отложения подстилаются песчано-глинистой, известковистой осадочной толщей палеозойского и протерозойского возраста, залегающей на кристаллическом фундаменте, который представлен преимущественно гранито-гнейсами, магматитами и другими изверженными, метаморфическими, реже осадочными породами архея и протерозоя [2].

Фундамент, разбитый на блоки, обнажается в северо-восточной части Карельского перешейка, постепенно погружаясь к юго-востоку под четвертичные, затем под палеозойские и протерозойские отложения. Такое погружение фундамента не создает локальных аномалий теплового поля.

Новейшая тектоника проявляется на всей площади южного склона Балтийского щита. Отдельные блоки, разбитые трещинами, испытывают движения, отличающиеся характером и направлением вертикальных перемещений [4]. В районе Ленинграда отмечается аномальная тектоническая трещиноватость [1], искажающая тепловое поле [5]. Возможность искажения теплового поля трещиноватостью подтверждается исследованиями Р. Рао [9], который на основании анализа геотермических характеристик древнейших кристаллических щитов установил зависимость теплового потока вне щитов от тектонических процессов, протекающих в фанерозое. Трещины шириной даже в несколько миллиметров могут создавать дополнительный конвективный поток, который возрастает с увеличением их раскрытости [8].

Для выявления аномалий плотности теплового потока, связанных с трещиноватостью, необходимо в геологическом разрезе выбрать интервал, представленный однородной толщей с постоянными термическими свойствами, которая имеет достаточную и сравнительно постоянную мощность. На рассматриваемой территории такими свойствами обладает довольно мощная водоупорная толща массивных и уплотненных глин. Наиболее непостоянны по характеру залегания, мощности, гранулометрическому и минералогическому составу, пористости, влажности, а следовательно и по термическим свойствам, моренные отложения (табл. 1).

Чтобы уменьшить влияние на тепловое поле дневного рельефа, климата, физических свойств горных пород и движения подземных вод, были выбраны ламинаритовые глины, характеризующиеся наибольшей однородностью и залегающие вблизи фундамента. Последнее способствует более эффективному выявлению тектонических воздействий на тепловое поле. Термограммы в глинах на исследуемой территории прямолинейны (рис. 1); геотермический градиент и плотность теплового потока изменяются по площади (табл. 2).

Таблица 1

Термические свойства горных пород *

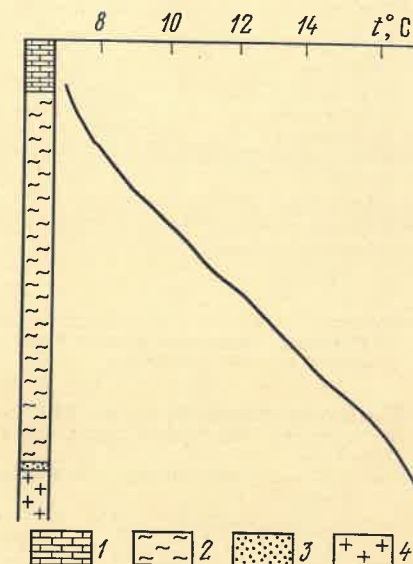
Порода	Количество образцов	Коэффициент теплопроводности, Вт/м·К	Коэффициент температуропроводности, 10^{-5} , м²/с
Моренные отложения	5	$1,55 \pm 0,31$	$0,54 \pm 0,14$
Ламинаритовые глины	4	$1,76 \pm 0,04$	$0,59 \pm 0,01$

* Определения произведены методом мгновенного источника тепла.

Среднее значение плотности теплового потока на южном склоне ($7,2 \pm 0,4 \times 10^{-2}$ Вт/м²) выше, чем на остальной части Балтийского щита ($4,0 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) [3, 5, 7]. Одна из причин этого явления — наличие разломов и многочисленных трещин в фундаменте. Определение влияния неотектоники и сопутствующих ей явлений на тепловое поле осложнено непостоянством во времени мощности возникших источников тепла, неоднородностью геологического разреза, наличием гидравлической связи конвективного движения жидкости (газа) в трещинах с водоносными горизонтами и другими факторами. Поэтому будем решать задачу определения влияния трещиноватости (разломов) в фундаменте на тепловое поле осадочной толщи в первом приближении.

Рис. 1. Термограмма скважины 579

1 — известняки; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — кристаллические породы



Пусть в однородной изотропной среде с постоянными термическими свойствами имеется $2n+1$ вертикальных параллельных трещин неограниченного простираения. Влияние генерации тепла на температуру вышележающей толщи заменим линейными горизонтальными источниками, расположенными в плоскости xOy на глубине z_k и существующими в течение времени τ_k . Тогда температуру в точке с координатами xz на профиле, проходящем перпендикулярно к источникам тепла, определим по формуле [5]

$$t(x, z, \tau) = t_0 + \sum_{k=0}^{k=2n} \frac{A_k}{4\pi\lambda} \left\{ E_i \left[\frac{(x-x_k)^2 + (z+z_k)^2}{4a\tau_k} \right] - E_i \left[-\frac{(x-x_k)^2 + (z-z_k)^2}{4a\tau_k} \right] \right\}, \quad (1)$$

где t_0 — температура при $z=0$; A_k — тепловая мощность единицы длины источника тепла; λ и a — коэффициенты теплопроводности и температуропроводности среды, покрывающей трещины; $E_i(-m) = \int_{-\infty}^{-m} \exp(l) \frac{dl}{l}$ — интегральная показательная функция; τ_k — возраст трещины.

Вычислим плотность теплового потока (q), создаваемого влиянием трещиноватой зоны (системой линейных источников тепла) при $z=0$,

$$q = \frac{1}{\pi} \sum_{k=0}^{k=2n} A_k \frac{z_k}{(x-x_k)^2 + z_k^2} \exp \left[-\frac{(x-x_k)^2 + z_k^2}{4a\tau_k} \right]. \quad (2)$$

Таблица 2

Геотермическая характеристика глин территории Ленинграда и пригородных районов, по данным ЛГИ и замерам П. М. Гасс

Номер скважины*	Район	Интервал исследования, м	Температура на границах исследования, °С	Геотермический градиент, 10 ⁻² °С/м	Плотность теплового потока, 10 ⁻² Вт/м²
1	Медное озеро	70—720	6,0—18,3	1,9	5,4**
72	Ленинград	50—250	7,2—13,6	4,2	7,4
223	То же	50—165	4,0—7,9	3,9	6,6
224	" "	35—160	7,6—10,5	3,5	6,2
246	" "	42—165	8,9—10,9	3,3	5,8
322	" "	50—150	7,9—11,5	4,3	7,6
344	" "	50—206	8,0—12,8	4,1	7,2
465	Красное Село	82—275	8,0—15,9	4,4	7,7
487	Сиверская	22—260	7,0—14,8	4,7	8,3
496	Лопухинка	116—300	9,0—14,7	3,8	6,7
499	Каськово	117—320	7,2—15,3	4,1	7,2
504	Рыбацкое	35—190	6,9—13,7	4,6	8,1
534	Гатчина	65—210	7,1—12,7	3,9	7,0
553	Антелево	50—320	7,0—16,5	4,1	7,2
574	Тайцы	8—244	6,9—15,1	4,1	7,2
578	Александровка	38—125	7,6—11,0	4,0	7,0
579	Гамболово	80—250	8,2—15,2	4,1	7,2

* Скважины находились в покое более двух лет.
 ** В кристаллических породах.

Плотность теплового потока над такой зоной зависит при прочих равных условиях от возраста источников тепла. Влияние его определяется значением $\exp(-P) \neq 1$, где $P = \frac{x^2 + z_k^2}{4a\tau_k}$. Практически с точностью 5% можно считать $\exp(-P) = 1$ при $x = z$.

$$P = - \left[\left(\frac{x_k}{z_k} \right)^2 + 1 \right] (4F_0)^{-1} \leq 0,05,$$

$$F_0 = \frac{a\tau_k}{z_k^2} \geq 20 \left[\left(\frac{x_k}{z_k} \right)^2 + 1 \right].$$

При таком значении критерия Фурье для осадочной толщи мощностью 50—300 м, с коэффициентом температуропроводности $a = (0,5-1) \cdot 10^{-6}$ м²/с и $x = z$ получаем $\tau \geq (1,59-3,18) \cdot 10^3 - (5,72-11,44) \cdot 10^4$ лет.

Следовательно для данных условий и больших значений τ поле теплового потока можно считать стационарным.

При равенстве экспоненциального множителя единице выражение (2) примет вид.

$$q = \frac{1}{\pi} \sum_{k=0}^{k=2n} A_k \frac{z_k}{(x - x_k)^2 + z_k^2}.$$

Полагая $A_0 = A_1 = \dots = A_{2n} = A$ и $z_0 = z_1 = \dots = z_{2n} = z$, имеем

$$B = \sum_{k=0}^{k=2n} \frac{1}{\left(\frac{x - x_k}{z_k} \right)^2 + 1},$$

где

$$B = \frac{\pi q z}{A}.$$

При большой густоте трещин, т. е. при $x_{n+1} = x_n + \varepsilon$, где ε — бесконечно малая величина, можно заменить суммирование интегрированием

$$q = \frac{A}{\pi} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z d\bar{x}}{(x - \bar{x})^2 + z^2} = \frac{A}{\pi z} \left[\arctg \frac{x_2 - x}{z} - \arctg \frac{x_1 - x}{z} \right] \quad (3).$$

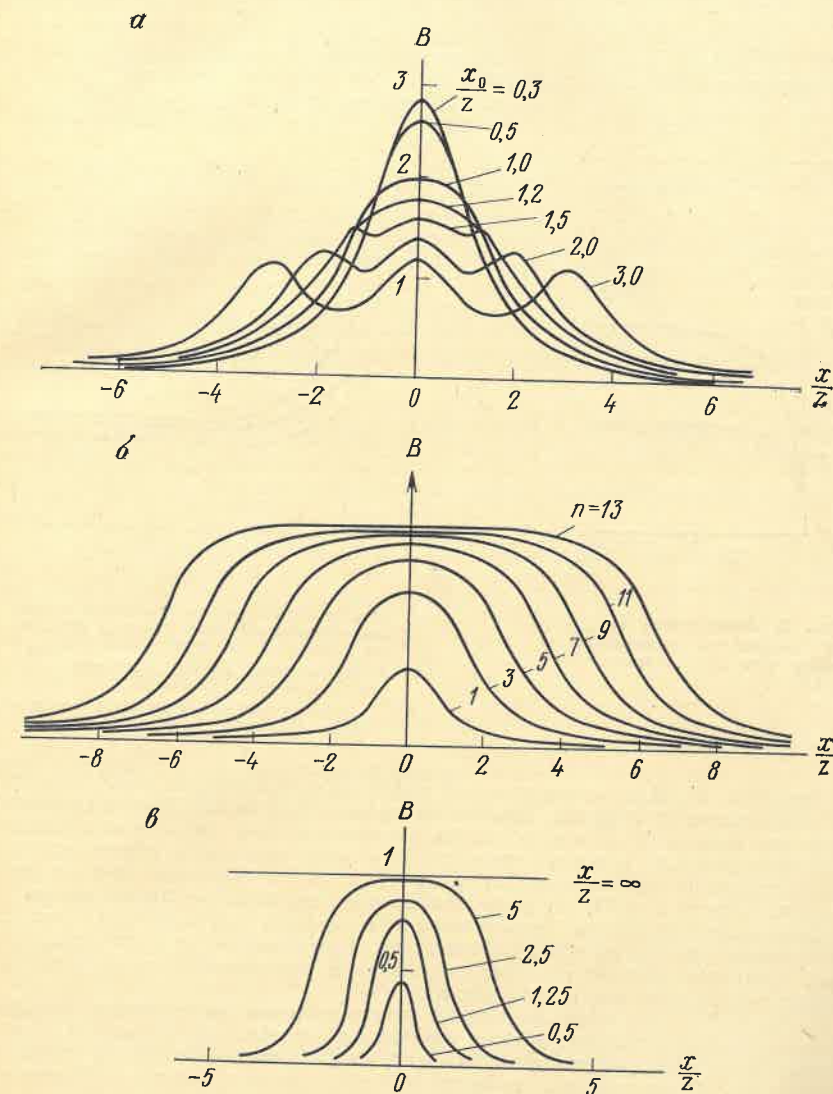


Рис. 2. Характер термической аномалии B на профиле, перпендикулярном линейным источникам тепла

a — для различных расстояний между источниками тепла x_0/z при $n=3$; b — для различного количества источников тепла при $x_0=z$; c — для различных значений ширины источника тепла (разлома).

или

$$B = \arctg \frac{x_2 - x}{z} - \arctg \frac{x_1 - x}{z}.$$

Рассмотрим частные случаи для выражения (3).

1. Над границей трещиноватой зоны мощностью b с вмещающей средой, т. е. при $x_1 = x = 0$ и $x_2 - x = b$, имеем

$$B_{гр} = \arctg \frac{b}{z} \quad (4)$$

2. Над серединой трещиноватой зоны, т. е. при $x_2 - x = b/2$ и $x_1 - x = -b/2$

$$B_{\max} = 2 \arctg \frac{b}{2z}$$

При $b \gg z$

$$B_{\max \max} = \pi.$$

Из выражений (4) и (5) получаем

$$\frac{B_{гр}}{B_{\max}} = \frac{1}{2} \frac{\arctg \frac{b}{z}}{\arctg \frac{b}{2z}}$$

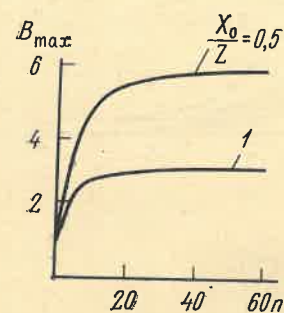


Рис. 3. Зависимость $B_{\max}$ от количества источников тепла при x_0/z , равном 0,5 и 1,0

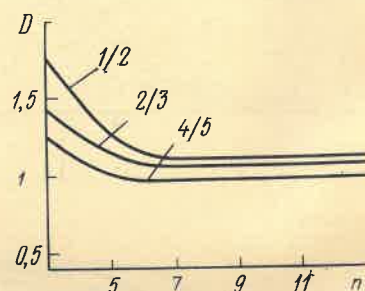


Рис. 4. Зависимость отношения ширины аномальной зоны (между точками на кривой B со значениями $mB_{\max}$) к расстоянию между крайними источниками тепла (D) от n . На кривых указана удвоенная погрешность в долях $B_{\max}$

Отношение $B_{гр}/B_{\max}$ с увеличением мощности трещиноватой зоны (ширины разлома) уменьшается от 1 до 1/2. При $b > 7z$ границы трещиноватой зоны соответствуют приращениям плотности теплового потока, равным половине амплитуды аномалии.

В благоприятных условиях трещиноватая зона отмечается общим повышением плотности теплового потока (рис. 2). Если трещины расположены друг от друга на расстоянии, равном $x > 1,5z$, на фоне повышенных значений теплового потока возникают локальные максимумы, приуроченные к каждой трещине (см. рис. 2, а). С уменьшением расстояния между трещинами и увеличением их количества, а также ширины, плотность теплового потока возрастает и одновременно происходит слияние локальных максимумов (см. рис. 2, б; рис. 3).

Возможность выявления локальных максимумов на исследуемом профиле при отсутствии влияния остальных трещин зависит от точности определения B . При большой точности влияние соседних трещин отсутствует, когда расстояние между ними превышает $10z$. С уменьшением точности влияние соседних трещин не будет наблюдаться на меньшем расстоянии.

Для поисковых целей и изучения особенностей теплового поля района необходимо выбрать масштаб съемки, обеспечивающий обнаружение трещин, и установить минимальное количество наблюдений на профиле, зависящее от ширины ожидаемой аномалии над одиночной трещиной к суммарной (аппаратурной и методической) погрешности определения плотности теплового потока. По-видимому, для обнаружения аномалии на профиле достаточно 2—3 точек наблюдений со значениями, превышающими удвоенную погрешность; расстояние между профилями для протяженных трещин должно в 2—5 и более раз превышать расстояния между точками. Выбор расстояния между точками наблюдения на профиле должен производиться с учетом погрешностей измеряемых величин и ширины ожидаемой аномалии, которая уменьшается с возрастанием погрешностей. Так, например, при значениях удвоенной погрешности, равных 0,05, 0,1, 0,2 и 0,5, ширина аномалий будет соответственно меньше отношений x/z , равных 10, 6, 4, 3 и 2.

Однако в случаях, когда аномалии вызваны конвективным движением вод в трещинах, гидравлически связанных с водоносными горизонтами, ширина их больше и густота точек на профиле может быть разрежена.

При проектировании геотермических исследований не всегда известна глубина залегания, ширина, количество и расположение трещин, а также прочие данные, от которых зависит аномалия теплового поля. В таком случае расстояние между точками наблюдения на профиле можно выбирать из учета размера аномалии от одиночной трещины. Однако при наличии системы трещин или широких разломов расстояние между точками может быть соответственно увеличено (рис. 4).

Размеры выявленной термической аномалии на юго-восточной окраине Балтийского щита свидетельствуют о значительном распространении трещин и разломов в фундаменте. Некоторое непостоянство значений плотности теплового потока на аномальной территории может быть вызвано сравнительно редкой сетью или неодинаковой раскрытостью трещин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буланже Ю. Д., Лилиенберг Д. А. Итоги международного сотрудничества стран Восточной Европы по составлению сводной карты современных вертикальных движений земной коры. — В кн.: Современные вертикальные движения земной коры. Тарту, 1973, с. 9—15.
2. Геология СССР. Т. 1. М., Недра, 1971.
3. Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1974.
4. Николаев Н. И. Неотектоника в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
5. Череминский Г. А. Геотермия. Л., Недра, 1972.
6. Череминский Г. А. Влияние города на микроклимат и температуру приповерхностной толщи Земли. Проблемы горной теплофизики. — В кн.: Материалы Всесоюз. науч.-техн. конф. ЛГИ. Л., 1974, с. 41—44.
7. Череминский Г. А. К геотермии южного склона Балтийского щита. — Зап. ЛГИ, т. 66, вып. 2, 1974, с. 122—124.
8. Lowell Robert P. Circulation in fractures hot springs. and convective heat transport on mid-ocean ridge crests. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, 40, N 3, p. 351—365.
9. Rao R. V. M., Jesson Alan M. A. Comparèson of the thermal characters of shields. — Can. J. Eorth. Sci., 1975, 12, p. 347—360.

УДК 552.143 : 551.8 : 551.763.31(26-924.8-14)

Ю. Н. СЕНЬКОВСКИЙ (ИГГГИ АН УССР)

Палеогеография и седиментация в сеноманском Восточно-Европейском море

В конце раннего — начале позднего мела осуществлялась связь океана Тетис и морей его бассейна с гидродинамической системой Тихого океана и значительно раскрывшегося уже в то время Атлантического океана [13, 14, 15]. Западные и центральные районы Тетиса, как следует из палеоокеанографических реконструкций [8, 10], были охвачены системой циркуляции водных масс, под влиянием которых происходила седиментация в окраинном Восточно-Европейском море и на прилегающей территории Карпатской геосинклинали.

Прогибание земной коры на юго-западе Восточно-Европейской платформы и в сопредельных с запада районах, а также Скифской плиты обусловило интенсивное наступление моря на сушу. Со стороны Карпатской и Крымско-Кавказской геосинклинали морские воды распространялись на север, затапливая все новые участки Вольно-Подольи, Украинского щита и Добруджи. На западном склоне Украинского щита в районе развития меридиональных и субмеридиональных разломов (Костопольский, Сарненский, Ровенский, система Ямпольских разломов) под влиянием нисходящих тектонических движений море заходило в виде широкой полосы (Подольский пролив) в пределы древней суши. Приподнятыми над уровнем моря в раннем сеномане оставались центральная часть Вольно-Подольи — Росточский остров [8] и Украинский щит [1, 2, 3, 4, 5]. К юго-востоку от Росточского острова находился Подольский остров, сложенный девонскими породами [4].

Вдоль внешнего края шельфа окраинного моря протягивалась Свентокшиско-Добруджинская островная гряда, разделяя платформенную на севере и геосинклинальную на юге области осадконакопления. Эта гряда представляла собой архипелаг островов, переходящих в крупные надводные поднятия и скалистые банки (барьерные острова). Наиболее значительные острова архипелага — Добруджинский и Свенток-

шпийский. Северные склоны барьерной гряды были довольно пологими, а южные, представляющие собой верхнюю часть континентального островного склона, отличались значительной крутизной (рисунок).

Дно подольско-молдовского и ростоцкого участков шельфа Восточно-Европейского моря имело четко выраженный рельеф. На внутреннем шельфе под водой возвышались отдельные песчаные гряды и устричные (амфионтовые) банки — Староушицкая, Хотинская, Китайгородская и др. [6, 7]. Однако наиболее примечательной особенностью шельфа было развитие подводных банок, сложенных кремнегубковыми алевритами и песками. Самые крупные из них прослеживались в районе Буковинского поднятия.

Внешний край подольско-молдовской части шельфа и прилегающих районов континентального склона расчленялся подводными долинами и каньонами. Седиментолого-палеогеографические реконструкции позволяют предположить, что наиболее глубоководные проливы и каньоновидные долины размещались в буковинской и покутской частях окраины континентального блока (Коломыйский и Устечский каньоны). По этим путям, очевидно, и проникали со стороны Тетиса холодные воды океана, распространяясь в результате апвеллингового эффекта на шельф.

На гидродинамический режим поверхностных слоев юго-западной части Восточно-Европейского моря большое влияние оказывали сезонные дрейфовые течения, вызванные спецификой атмосферной циркуляции в альб-сеноманское время. Под воздействием северо-западных ветров, доминирующих здесь в летнее время, корiolисового эффекта и соответственно экмановского переноса в водной толще проходил «сгон» вод в юго-западном направлении. При оттоке поверхностных вод (а также части слоя, находящегося ниже) от материка, т. е. от Украинского щита, Ростоцкого острова и т. д., к Карпатской геосинклинали на их место со стороны океана медленно поступали глубинные холодные воды, богатые биогенными соединениями (SiO_2 , P, N, Fe и др.). Такая палеоокеанографическая ситуация обусловила формирование карпатского апвеллинга* (сезонного), который наиболее интенсивно проявился в конце позднего альба и в раннем сеномане [7, 8, 9].

Развитие карпатского апвеллинга в раннем сеномане привело к весьма высокой биологической продуктивности в шельфовой части юго-запада Восточно-Европейского моря, а также в прилегающих районах континентального склона (Карпатская геосинклинали). Поступление со стороны Тетиса глубинных вод океана, богатых биогенными соединениями, определило накопление на подольско-молдовском шельфе характерных для апвеллинга кремнистых (биогенных) и глауконитовых осадков с фосфоритами, а также сапропельсодержащих образований, приуроченных главным образом к более глубоководной зоне седиментации (Карпатская геосинклинали).

Аутигенный глауконит вместе с обломочным кварцем становился основным компонентом, разбавляющим биогенный кремнезем в осадке. Скопление их в разных пропорциях привело к формированию весьма обычных для нижнего сеномана песчаных или алевритистых спонголитов с глауконитом, кристобалит-халцедоновых и халцедоновых гез, песчаных халцедонитов, спикюлитов, кристобалит-глауконитово-кварцевых алевритов, желваковых песчаных фосфоритов.

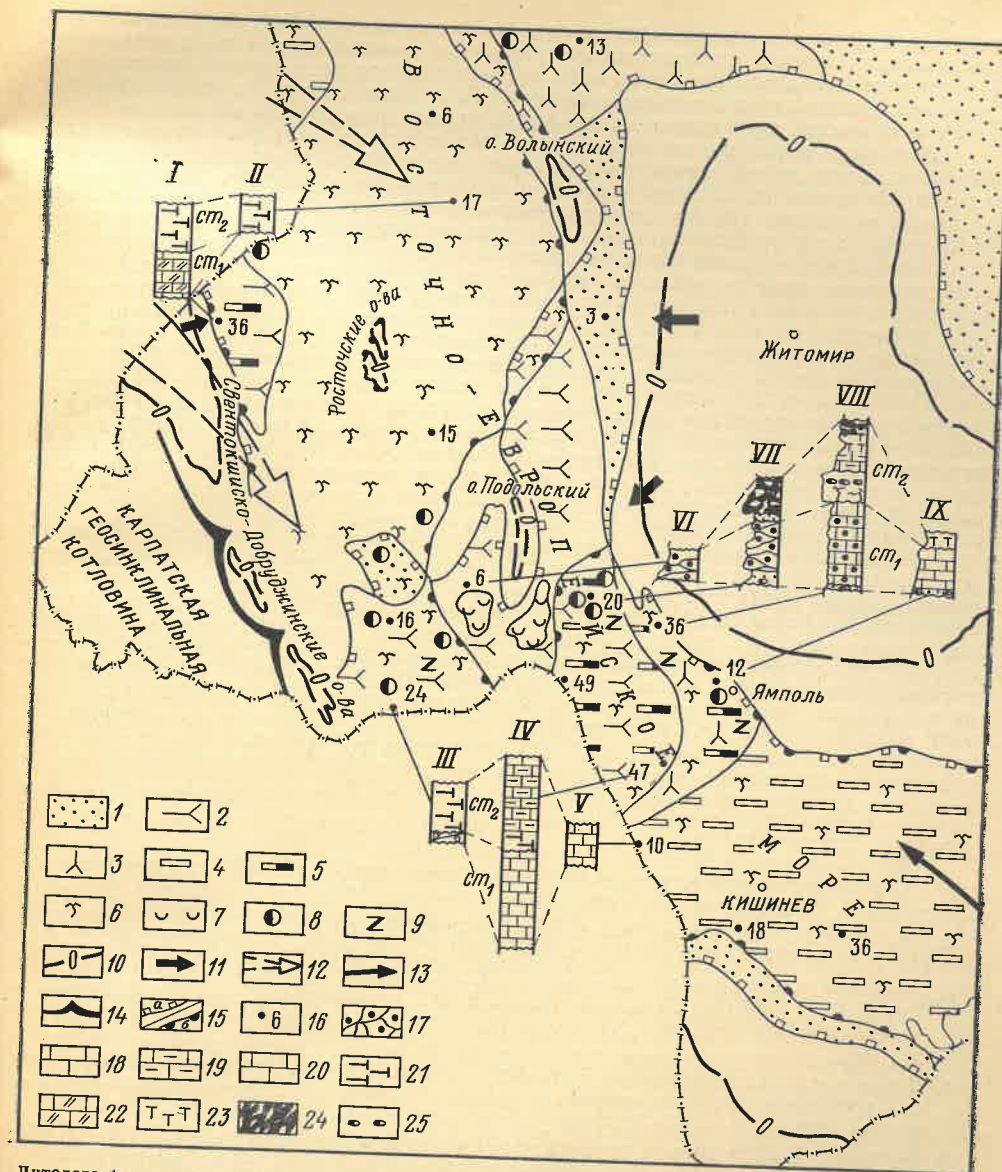
Палеогеографическая и гидродинамическая обстановка способствовала развитию кремневых губок. В Ростоцкой и Подольской областях на фоне терригенной седиментации происходило интенсивное накопление чистых кремнегубковых осадков, особенно широко проявившееся в Приднепровской области, в так называемом Каневском Приднепровье [2, 8, 12].

В более глубоководных частях шельфа (междуречье нижнего течения рек Днестра и Прута) доминировали пелагические условия седиментации, что привело к отложению сильнокарбонатных фораминиферо-кокколитовых илов мощностью от 20 до 50 м и более. В зоне перехода от кремнистых осадков к карбонатным (Среднее Приднепровье и Припрутье) сформировалась своеобразная в литологическом отношении переходная кремнисто-карбонатная толща (офиоморфовых и конкреционных кремней, мергелистого мела) мощностью 10–20 м. Ее типовые разрезы обнажены в долине р. Днестра в районе Лядовы и Наславча, а также вскрыты скважинами на территории Молдавии [5, 6, 7, 8].

В Причерноморской области разрез сеномана начинается терригенными породами, в состав которых входят в значительной части аутигенные минералы кремнезема. Они прослеживаются в виде останцов, заполняющих углубления в фундаменте. В конце раннего сеномана нисходящие движения, затронувшие фундамент осадочного чехла Причерноморья и Молдавской впадины, обусловили значительное углубление седиментационного бассейна. В его пределах повсеместно накапливались карбонатные планктонные осадки с примесью глинистого материала.

Эруптивная вулканическая деятельность, проявлявшаяся в апт-сеноманское время в Крымской области (Северо-Крымский меловой прогиб), нашла отражение в развитии процесса седиментогенеза на юго-западной окраине древней платформы. В результате «вулканического выноса» как субмаринным, так и тропосферным способом вул-

* Апвеллинг — подъем воды.



Литолого-фациальная карта донных осадков юго-западной части сеноманского Восточно-Европейского моря с элементами палеоокеанографии и корреляции типовых разрезов (использованы опубликованные данные [3–8]).

1 — пески и алевриты глауконитово-кварцевые; 2 — пески и алевриты кремнистые губковые (более 50% SiO_2 аут.); 3 — пески и алевриты слабокремнистые губковые (30–10% SiO_2 аут.); 4 — фораминиферо-кокколитовые илы; 5 — кремнисто-карбонатные диатомово-кокколитово-фораминиферо-цементовые; 6 — фораминиферо-кокколитовые илы, карбонатные детритовые пески и алевриты (инономанских осадков); 7 — устричные банки (амфионтовые); 8 — районы скопления фосфоритов в раннесеноманского материала; 9 — клиноптилолит; 10 — береговая линия моря; 11 — направление сноса обломочных ветров; 12 — направление преобладающих ветров на уровне моря; 13 — направление ременное распространение нижнесеноманских (а) и верхнесеноманских (б) отложений; 14 — установления и значения фактической мощности отложений (м); 15 — спонгитовые кремнистые породы (спонголиты, гезы, песчаные губковые халцедониты, спикюлиты); 16 — места мергельно-меловые породы; 17 — кремнеземные известняки (менее 50% SiO_2 аут.); 18 — халцедонитово-известняковая толща; 19 — иноцеромовые детритовые известняки; 20 — переходная известняки; 21 — трепелы; 22 — глыбовые халцедониты и опоки; 23 — скопления желваковых и ракушечных фосфоритов; 24 — IX — разрезы: I — скв. 110 Подлужы, II — скв. Луцк, III — скв. Крас-IX — Русава

канический материал привносился в седиментационный бассейн, где под влиянием направленных течений осуществлялись его разнос и накопление в ряде районов [8]. Поступление вулканогенного материала в бассейн благоприятствовало интенсивному развитию организмов с кремниевой функцией и в свою очередь предопределило некоторые процессы аутигенного минералообразования (цеолитообразование).

В позднем сеномане вся юго-западная окраина платформы была охвачена дифференциальными тектоническими движениями, что привело к затоплению морскими водами обширного Росточского острова и значительному обмелению моря в районе Подольского пролива [6]. На дневную поверхность была выведена область накопления нижнесеноманских терригенно-кремнистых толщ на западном склоне Украинского щита. В неглубоком морском бассейне почти повсеместно отлагались специфические органогенно-детритовые карбонатные осадки, содержащие обломки иноцератов («иноцерамовые» известняки). Мощность их на Волино-Подольи и в Предкарпатском прогибе изменяется от 1 до 25 м. Примечательная особенность верхнесеноманских «иноцерамовых» известняков — региональная фосфатность. Этот слой на большей части рассматриваемой территории лежит с перерывом на подстилающих породах мела.

При повсеместной карбонатной седиментации накопление кремнистых осадков в позднем сеномане имело место только в подольско-молдовской части шельфа, Могилевское Приднестровье [8]. В седиментационный бассейн почти прекратился привнос терригенного материала с суши, что, на наш взгляд, связано со слабым развитием (или отсутствием) речной сети на островных пенепленизированных поднятиях (Украинский щит). Накопление кремнисто-карбонатных осадков обусловило формирование толщ кремнеземных известняков и трепелов Приднестровья.

Значительное воздымание Свентокшиско-Добруджинской островной гряды и рост внутренних Карпатских кордильер препятствовали поступлению глубинных вод океана со стороны Тетиса. Это в свою очередь привело к затуханию и полному прекращению апвеллингового эффекта в буковинско-подольской части морского бассейна. Из юго-восточных районов Тетиса поверхностные (сезонные) течения направлялись в сторону причерноморской и подольско-молдовской частей бассейна. Ими приносились значительные массы диатомовых водорослей, скелетные остатки которых вместе с карбонатным планктонным материалом отлагались в заливах (или бухтах) позднесеноманского — раннетуронского моря [8]. В одном из таких районов богатого пелагического кремне- и карбонатакопления — Подольском заливе — сформировалась весьма своеобразная в литологическом отношении толща кремнеземных известняков и высококремнеземистых трепелов (до 98% SiO₂).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас палеогеографічних карт Української та Молдавської РСР (з елементами літофації). Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
2. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. ГИН АН СССР. Геол. серия, вып. 156).
3. Литолого-палеогеографическая карта СССР. Меловой период. Сеноманский век. Масштаб 1:7 500 000. Ред. А. Б. Ронов, В. Н. Верещагин. — В кн.: Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3, Триасовый, юрский и меловой периоды. М., 1968.
4. Пастернак С. И., Гаврилишин В. И., Сеньковский Ю. М. Литолого-палеогеографічна карта сеноману Волино-Поділля і суміжних територій. — Доповіді АН УРСР. Серія Б., 1969, № 3, с. 210—213.
5. Перес Ф. С. Литология и условия образования верхнемеловых отложений. — В кн.: Литология мезозойских отложений Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев, Изд-во АН МССР, 1969, с. 207—243.
6. Сеньковский Ю. М. Литологія верхньокрейдових відкладів Середнього Придністров'я. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
7. Сеньковский Ю. М. Силіцити крейди південно-західного схилу Східно-Європейської платформи. Київ, Наукова думка, 1973.
8. Сеньковский Ю. Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Київ, Наукова думка, 1975.
9. Сеньковский Ю. Н. Проблема Карпатского апвеллинга. — В кн.: Мат-лы XI Конгресса Карпатско-Балканской геол. ассоциации. Киев, Наукова думка, 1977, с. 105—106.
10. Сеньковский Ю. Н. Связь морей Европы с динамической системой Тетиса в мелу и некоторые проблемы осадконакопления. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, № 50, с. 93—98.
11. Сеньковский Ю. Н. Карпатский апвеллинг и палеогеографическая обстановка кремне-накопления в Восточно-Европейском море в меловом периоде. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. [Тезисы докладов]. М., Изд-во МГУ, 1978, с. 115—117.

12. Ткачук Л. Г., Сеньковский Ю. М., Іванніков О. В. Нові дані з літології крейдових відкладів району Канівських дислокацій. — Геол. журнал, вип. 5, т. XXIV, 1964, с. 41—49.
13. Briden J. C., Drewry G. E., Smith A. G. Phanerozoic equal-area world maps. — Geol. J., v. 82, N 5, 1974, p. 555—574.
14. Drewry G. E., Ramsay A. T., Smith A. G. Climatically controlled Sediments, the geomagnetic field and trade wind belts in phanerozoic time. — Geol. J., v. 82, N 5, 1974, p. 531—553.
15. Gordon W. A. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. — Geol. J., v. 81, N 3, 1973, p. 269—284.

УДК 550.42 : 546.791 : 552.3(571.61/.62)

Н. С. КРАВЧЕНКО, Б. И. БУРДЭ (Мингео СССР)

Распределение урана в некоторых магматических породах по данным осколковой радиографии

С использованием метода осколковой радиографии получены интересные материалы по распределению урана в отдельных минералах, горных породах и нефтях [1, 3, 4], а также его поведению в процессе кристаллизации магм [2]. В связи с большой точностью и практически неограниченной разрешающей способностью метода полученные результаты отличаются высокой надежностью и достоверностью, что определило его широкое внедрение в практику геохимических исследований.

По данным осколковой радиографии изучено распределение урана в кислых магматических породах ряда вулканогенных полей. Цель исследований заключалась в следующем:

- а) установить распределение урана по минеральным фазам вулканических пород и гранит-порфиров;
- б) изучить перераспределение урана в процессе поствулканической раскристаллизации пирокластических пород;
- в) изучить дифференциальную подвижность урана при экспериментальном выщелачивании слабыми реагентами.

Кислые магматические породы вулканогенных полей представлены преимущественно порфирокластическими и витрокластическими липаритовыми игнимбритами, слагающими толщ мощностью 400—600 м. В основании толщ преобладают слабо и умеренно спекшиеся фации пород. Вверх по разрезу они сменяются все более сильно спекшимися разностями. В этом же направлении увеличивается раскристаллизованность мелкодисперсного пеплового материала, который представляет собой своеобразную «основную массу» пирокластических пород. Практически полной раскристаллизации независимо от степени спекания подвержены уплощенные обломки стекла, морфологически представляющие собой фьямме [5]. Таким образом, в пирокластических породах помимо обломков кристаллов интрателлурического этапа кристаллизации выделяются две фазы — достаточно хорошо раскристаллизованные полоски (фьямме) и мелкодисперсная пепловая масса, также в той или иной степени девитрифицированная.

Гранит-порфиры в пределах вулканогенных полей слагают мощные (до 200 м и более) пластообразные тела фацально выдержанных пород. Особенностью их состава является незначительное распространение вплоть до полного отсутствия среди вкрапленников плагиоклаза. Вкрапленники представлены ортоклазом и кварцем.

Подготовка препаратов осуществлялась двумя способами. Первый из них заключался в изготовлении пластинок горных пород размером 18×18×1 мм с последующим облучением тепловыми нейтронами и полностью соответствовал методике, изложенной А. Н. Комаровым с соавторами [3]. Интегральный поток составлял 1·10¹⁵ нейтронов через сечение 1 см² (н/см²). В качестве детектора использовался синтетический флогопит. После облучения из пластинок изготавливались шлифы. Во втором случае облучались шлифы, покрытые лавсановой пленкой, которая использовалась как детектор. Интегральный поток для этой серии препаратов был равен 3,6·10¹⁵ н/см².

Для изучения дифференциальной подвижности при действии слабыми реагентами половинки отдельных пластинок горных пород перед облучением были подвергнуты выщелачиванию в 5%-ном растворе Na₂CO₃ в течение 120 мин при t=100°.

Вторые половинки пластинок от действия реагентов изолировались. Содержание урана определялось по плотности треков индуцированного деления ядер ²³⁵U:

$$C = \frac{4p_l \cdot m}{n \cdot \sigma \cdot J \cdot d \cdot R \cdot \omega},$$

где p_i — плотность треков, см^{-2} ; m — масса атома урана, г; n — интегральный нейтронный поток, н/см^2 ; σ — сечение захвата ^{235}U ; J — доля ^{235}U в изотопной смеси; d — плотность исследуемого объекта, г/см^3 ; R — длина пробега осколка, см; ω — эффективная плотность детектирования в долях единицы.

В настоящей работе нами приняты: $m=3,901 \cdot 10^{-22}$ г, $\sigma=5,82 \cdot 10^{-22}$ см^2 , $J=0,00726$, $R=9,7 \cdot 10^{-4}$ см, $\omega_{\text{пл}}=1$, $\omega_{\text{лавс}}=0,76$ [1].

Контроль правильности определения концентрации урана осуществлялся путем сравнения расчетных и известных содержаний в препаратах, помещенных в облучаемую партию в качестве внутренних эталонов. Для травления флогопита использовалась концентрированная HF (3–5 мин), для травления лавсана 40%-ная KOH (1,5 ч при $t=60^\circ$).

Количественный минералогический состав определялся для каждого шлифа путем подсчета доли площади, приходящейся на отдельный минерал. Эта операция проводилась одновременно с подсчетом плотности треков по минералам.

В гранит-порфирах большая часть урана концентрируется в мелкокристаллической основной массе (табл. 1). Совместно с акцессорными минералами она содержит почти

Таблица 1

Распределение урана в гранит-порфире

Компонент	Содержание компонента в породе, %	Плотность треков на 1 мм ²	Содержание U, г/т	Доля U, приходящаяся на компонент, %
Основная масса	67,14	280	4,2	87,9
В том числе:				
гематит	0,38	12 872	193	22,7
магнетит	0,18	2 464	37	2,1
циркон	0,04	28 000	420	5,5
Основная масса без перечисленных компонентов	66,54	185	2,8	57,5
Вкрапленники	32,86	78	1,2	12,1
В том числе:				
кварц	8,90	50	0,7	2,1
ортоклаз	23,96	89	1,3	10,0
Порода в целом	100,00	214	3,2	100,00

90% элемента, присутствующего в породе. Остальная часть приходится на вкрапленники ортоклаза и кварца. В основной массе уран распределен равномерно. Сгущение треков отмечается над акцессорными минералами, которые представлены рудным и цирконом. По плотности треков и, следовательно, по содержанию урана рудные минералы четко разделяются на две группы: в тех случаях, когда рудный минерал был доступен диагностике в комбинированных шлифах, индивиды с относительно высокой плотностью треков представлены гематитом, а относительно низкой — магнетитом.

Циркон отличается повсеместным высоким содержанием урана. Мелкие звездчатые скопления треков отмечаются также и вне связи с видимыми акцессориями. Вероятно, они фиксируют субмикроскопические выделения урансодержащих минералов.

Порфиновые выделения кварца и ортоклаза характеризуются весьма низким содержанием урана. Распределение его в минералах неравномерное: большая часть треков тяготеет к всевозможным нарушениям в кристаллах — микротрещинам, заплатам основной массы, газово-жидким включениям. Распределение треков, связанных с газово-жидким включением в кварце, иллюстрируется рис. 1. По примерной оценке содержание урана во включении составляет 50–60 г/т. Концентрация элемента в кварце и ортоклазе вне зон дислокаций не превышает 0,5 г/т. Распределение треков над зерном кварца показано на рис. 2.

Таким образом, в гранит-порфирах большая часть урана связана с основной массой, а минералами-концентраторами его являются акцессории, в первую очередь циркон и гематит.

В умеренно спекшемся липаритовом витрогнимбрите подавляющая часть урана также связана с основной массой (табл. 2). На долю остальных компонентов породы приходится менее 15% общего количества элемента. За исключением кварца, содержание урана в них повышенное. Гидрослюды образуют обычно оторочки крупных девитрифицированных обломков стекла, нередко заполняют полости обломков пемзы. Распределение урана в них равномерное. Такое же распределение характерно и для флюорита, который присутствует в тонких трещинках, слагая в них очень мелкие

(до 0,2 мм) зерна темно-фиолетового цвета. Треки над обломками кристаллов кварца располагаются весьма неравномерно. Большая их часть концентрируется над заплатами основной массы или дефектами кристаллов. Над ненарушенными частями кварца плотность треков меньше и они распределены равномерно.

В процессе выщелачивания из умеренно спекшегося липаритового витрогнимбрита в раствор переходит третья часть урана, законсервированного в породе (табл. 3).



Рис. 1. Треки от осколков деления ^{235}U в газово-жидком включении в кварце из гранит-порфира. Треки клиновидной формы приурочены как к жидкой, так и к газовой фазе включения. Детектор флогопит

Количество выщелоченного металла пропорционально его доле, приходящейся на соответствующую часть породы. В некоторых случаях отмечается практически полное отсутствие эффекта выщелачивания для акцессорных минералов. Из табл. 3 видно, что содержание урана в раскристаллизованных участках стекла, которые представляют собой фьямме, вчетверо ниже, чем в слабо девитрифицированной пепловой массе

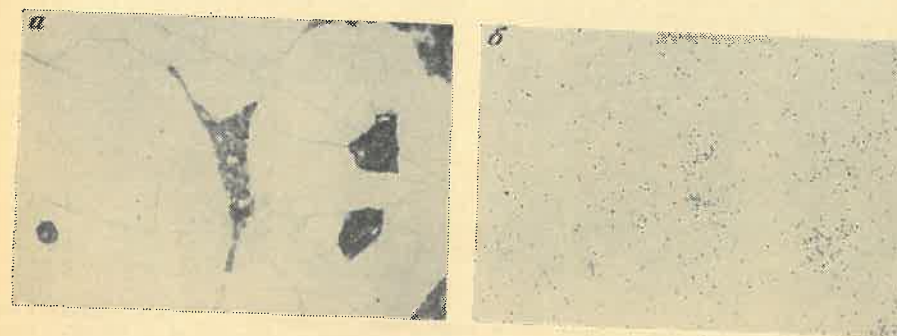


Рис. 2. Треки (б) от осколков деления ^{235}U над зерном кварца в гранит-порфире (а). Видна повышенная плотность треков над дефектами кристалла, заполненными чуждым материалом. Детектор лавсан.

Ув. 20, с анализатором

витрогнимбрита. Эта закономерность свойственна всем игнимбрикам независимо от степени спекания и поствулканической раскристаллизации. Обычное соотношение плотности треков над фьямме и пепловой массой иллюстрируется рис. 3. Содержание урана в вулканическом стекле, не подвергшемся девитрификации, составляет 16,4 г/т.

Таблица 2

Распределение урана в умеренно спекшемся липаритовом витрогнимбрите

Компонент	Содержание компонента в породе, %	Плотность треков на 1 мм ²	Содержание U, г/т	Доля U, приходящаяся на компонент, %
Основная масса	98,49	440	6,8	87,50
Гидрослюды	0,25	3 973	60,6	2,03
Флюорит	0,74	1 190	18,2	1,77
Кварц (обломки)	0,29	46	0,7	0,03
Гематит	0,04	27 700	424	2,52
Магнетит	0,12	1 692	26	0,40
Прочие акцессории	0,07	43 517	666	5,75
Порода в целом	100,00	495	7,6	100,00

Таблица 3

Распределение урана в умеренно спекшемся липаритовом витроитгнимбрите до и после выщелачивания

Компонент	Содержание компонента в породе, %	Плотность треков на 1 мм ²		Содержание U, г/т		Доля U, приходящаяся на компонент, %		Вынос U из породе за счет исходного содержания	Доля выщелоченного U, % от общего выноса
		исходная породе	выщелоченная породе	исходная породе	выщелоченная породе	исходная породе	выщелоченная породе		
Основная масса без фьямме	87,8	416	287	6,3	4,4	82,0	84,4	25,4	77,0
Фьямме	11,5	100	73	1,5	1,1	3,0	2,2	1,5	4,5
Обломки кварца	0,6	73	41	1,1	0,6	0,1	0,1	0,1	0,3
Акцессорные минералы	0,1	66 980	43 120	944	606	14,9	13,3	6,0	18,2
Порода в целом	100,0	444	304	6,7	4,5	100,0	100,0	33,0	100,0

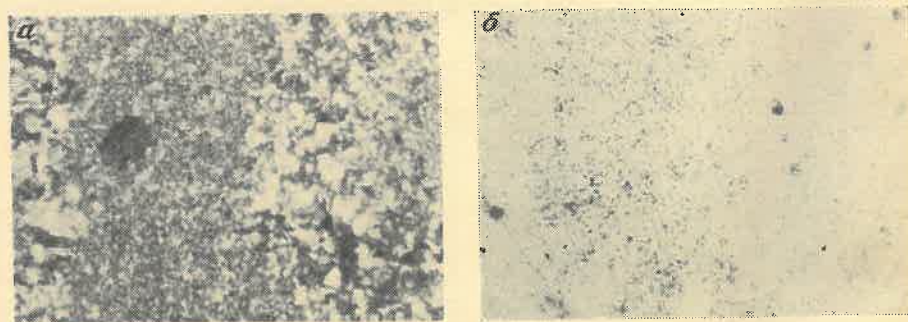


Рис. 3. Треки (б) от осколков деления ²³⁵U в липаритовом игнимбрите (а). Видна пониженная плотность треков над полосками раскристаллизации и повышенная — над пепловой массой. Точечные скопления треков фиксируются над полосками раскристаллизации. Детектор лавсан. Ув. 20, с анализатором

На рис. 4 для девяти шлифов приведены результаты количественного подсчета содержаний урана по трекам на линиях «профилей», пересекающих фьямме. Отмечается резкое снижение содержаний элемента в раскристаллизованном стекле и концентрирование его в «призальбандовых» частях фьямме. Полученная картина позволяет говорить об «отжимании» урана из вулканического стекла в процессе его раскристаллизации в окружающее пространство. Уран, сохранившийся во фьямме, как правило, группируется в точечные источники — субмикроскопические выделения ураносодержащих минералов. В пепловой массе доля подобных субмикроскопических скоплений урана возрастает пропорционально ее поствулканической девитрифицированности. «Отжимание» урана из раскристаллизованных фьямме в пепловую массу наблюдается при различных уровнях содержания элемента в породе.

Таким образом, изучение распределения урана в магматических породах вулканоогенных полей позволяет сделать следующие выводы.

1. Основными минералами-концентраторами урана в липаритовых игнимбритах и гранит-порфирах вулканоогенных полей являются акцессории. Однако они содержат не более 10–30% элемента, законсервированного в породе. Главные породообразующие минералы — кварц и ортоклаз — связывают весьма незначительное количество урана, причем он тяготеет преимущественно к трещинам, газово-жидким включениям и другим нарушениям в кристаллах. Большая часть элемента равномерно рассеяна в межзерновом пространстве основной массы. Для флюидов, судя по газово-жидким включениям, характерны весьма высокие содержания урана.

2. Девитрификация обломков стекла (фьямме) сопровождается «отжиманием» первоначально законсервированного в них урана в окружающее пространство. Содержание элемента в раскристаллизованных фьямме в 4–5 раз ниже, чем в пепловой массе. Уран присутствует в основном в виде субмикроскопических выделений ураносодержащих минералов.

3. В пепловой массе уран распределен в целом равномерно. Доля элемента, связанная в субмикроскопических минеральных формах, возрастает с увеличением девитрифицированности.

4. Выщелачивание в слабоагрессивных средах показало, что в легкоподвижном состоянии находится не менее трети урана, содержащегося в породе.

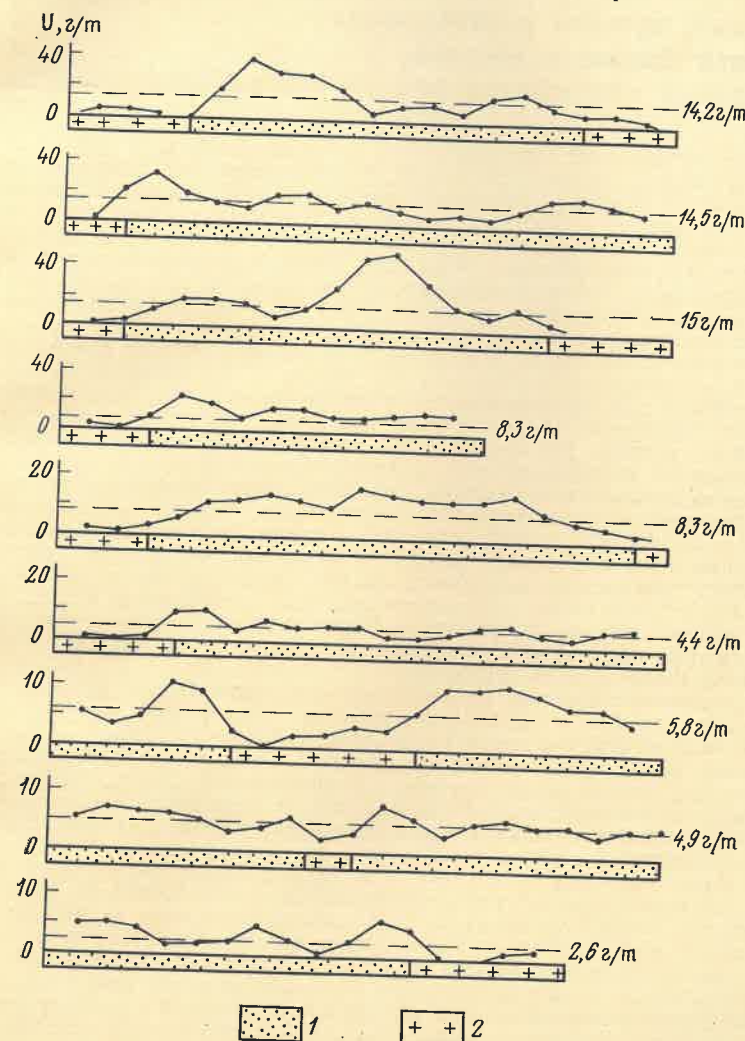


Рис. 4. Содержание урана в липаритовых игнимбритах в пепловой массе (1) и полосках раскристаллизации (2)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзина И. Г., Попенко Д. П., Шимелевич Ю. С. Об определении микроколичеств урана в нефтях по следам от осколков деления. — Геохимия, 1969, № 8, с. 1024–1027.
- Елисеева О. П., Омеляненко Б. И. Локальное распределение урана в горных породах и минералах как индикатор петрогенетических процессов. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 76–91.
- Комаров А. Н., Шиколюков Ю. А., Сквородкин Н. В. Исследование содержания и распределения урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активации с регистрацией треков осколков деления. — Геохимия, 1967, № 7, с. 763–775.
- Комаров А. Н., Егоров В. П. О радиографическом изучении ураносодержащих пиритов. — Геология рудных м-ний, 1970, № 4, с. 109–112.
- Кравченко Н. С. Строение и механизм образования мощных пирокластических толщ. — Сов. геология, 1977, № 3, с. 141–144.

УДК 553.98(470.46)

М. С. АРАБАДЖИ, А. В. БУХАРОВ, В. Г. ВАРЛАМОВ,
В. С. МИЛЬНИЧУК (МИНХиГП), Ю. Г. ТАКАЕВ (ВНИГНИ)

Раздельный прогноз углеводородов различного фазового состава в подсолевых отложениях юга Прикаспийской синеклизы

В результате исследований, проведенных за последние годы в различных нефтегазодобывающих районах страны [2, 4, 5, 6, 7, 9], установлено, что главными факторами, контролирующими процессы генерации, аккумуляции и сохранения углеводородов различного фазового состава, являются термобарические условия недр — пластовые давления и температура. При этом, естественно, не исключаются существовавшие ранее представления об избирательной способности ловушек различного гипсометрического уровня к накоплению углеводородов различного фазового состава при их струйной миграции, о роли соотношения пластового давления с давлением насыщения и т. д.

Не останавливаясь подробно на вопросе о достаточно сложном характере генерации и фазовых превращений углеводородов в залежи, которым занимались многие советские и зарубежные исследователи (У. Гассоу, С. Ф. Федоров, В. А. Соколов, С. П. Максимов и др.), следует отметить возможность использования термобарических данных для раздельного прогнозирования скоплений нефти, газа или двухфазных (нефтегазовых) залежей [3]. Актуальность решения этой проблемы несомненна.

Обоснованный научный прогноз преимущественного фазового состава углеводородов в недрах перспективного региона даст возможность поисково-разведочным организациям подготовить необходимое оборудование для бурения и исследования соответственно нефтяных или газовых скважин, а также организовать режимы их проходки. Данные о перспективности района на нефть или газ позволят заранее планировать сооружение средств разработки, добычи, транспортировки или переработки углеводородов в зависимости от фазового состава углеводородов и т. д. Особенно актуальна эта задача для южной части Прикаспийской синеклизы, где проложены трассы магистральных нефте- и газопроводов Бухара—Урал, Средняя Азия—Центр, Гурьев—Орск, Узень—Гурьев—Куйбышев.

Для раздельного прогноза углеводородов исходными служат результаты измерений пластовых давлений и температур в глубоких скважинах и характер нефтегазопоявлений из подсолевых отложений юга Прикаспийской синеклизы.

Изучение распределения пластовых давлений в подсолевых отложениях на площадях Биикжал, Воложковской, Каратон, Светлошаринской, Тенгиз, Ширяевской, Кенкиак и Жанажол показало, что по мере удаления от зоны выклинивания региональной галогенно-сульфатной покрывки в глубь синеклизы коэффициент аномальности пластовых давлений, определяемый как частное от деления замеренного давления на условное гидростатическое, возрастает. Так, вблизи зоны выклинивания покрывки давления практически равны гидростатическим (Жанажол, Жанаху), на структурах Астраханской и Тенгиз, удаленных от зоны выклинивания соли на 25—30 км, коэффициент аномальности составляет 1,38—1,45, а на структурах Биикжал и Каратон, удаленных соответственно на 50 и 55 км, он равен 1,68 и 1,88.

Наиболее общая тенденция изменения пластовых давлений может быть представлена в виде линейной математической зависимости, полученной в результате обработки данных 28 измерений пластового давления в глубоких скважинах по способу наименьших квадратов:

$$p_{пл} = 143h_{п} + 4,9x - 113,5, \quad p_{пл} < p_{геост},$$

где $p_{пл}$ — пластовое давление, кгс/см²; $h_{п}$ — глубина залегания подсолевых отложений, км; x — удаленность от зоны выклинивания региональной галогенно-сульфатной покрывки, км.

Значение коэффициента корреляции этой зависимости составляет 0,94, что свидетельствует о большой тесноте связи; среднеквадратическое отклонение вычисленных значений пластового давления от измеренных в скважинах равно 22,5 кгс/см².

Полученная зависимость позволяет с большой точностью построить схему изобар по поверхности подсолевого ложа (рис. 1). На схеме наблюдается закономерное нарастание пластовых давлений с юга на север от близких к гидростатическим в районе Южно-Эмбенского поднятия до близких к геостатическим в центральной части впадины. Такое распределение пластовых давлений показывает, что подсолевой комплекс, по-видимому, является природной водонапорной системой элизионного типа, область питания которой приурочена к центральной части Прикаспийской синеклизы [1]. Здесь докунгурские образования перекрыты толщей галогенно-сульфатных пород кунгура и терригенно-карбонатного комплекса верхнепермско-мезо-кайнозойских отложений мощностью 7,5 км, что создает высокую геостатическую нагрузку. Более сложным

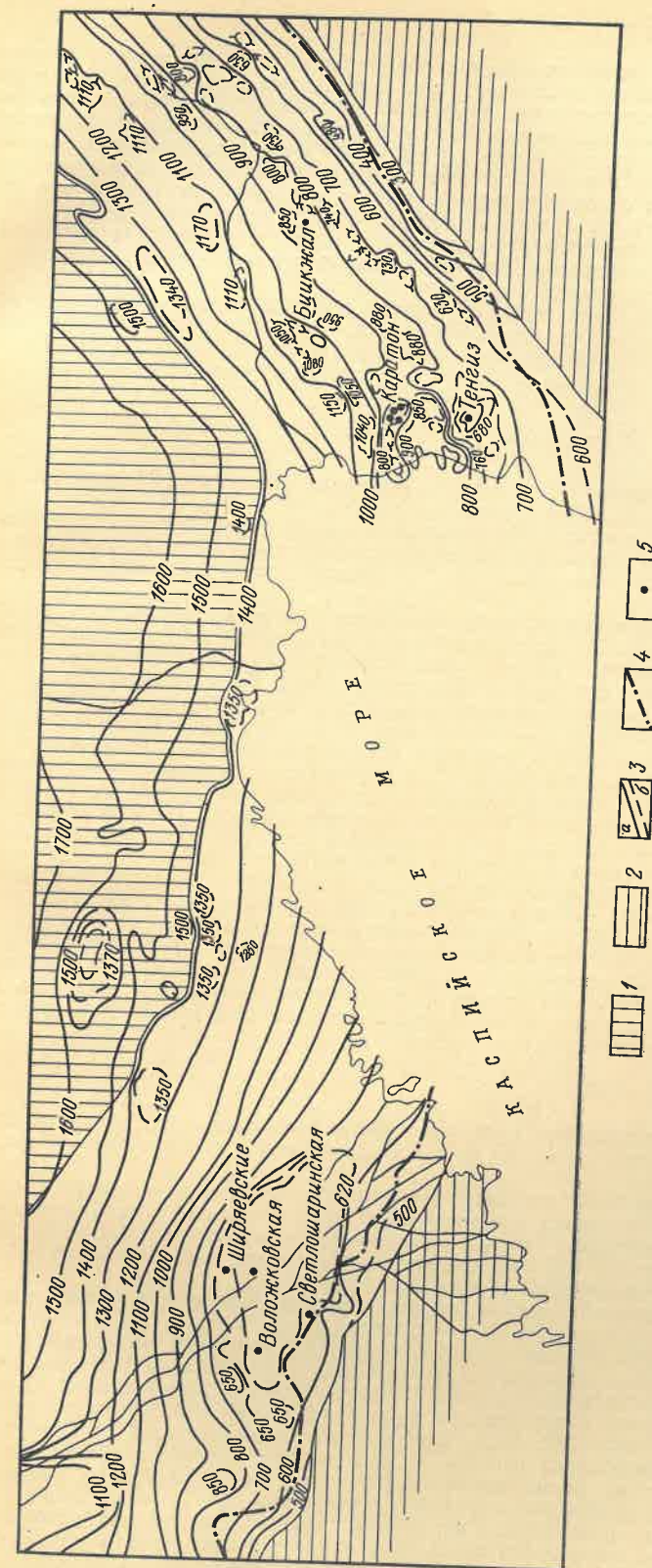


Рис. 1. Схема распределения пластовых давлений по поверхности подсолевых отложений юга Прикаспийской синеклизы
1 — область распространения пластовых давлений, близких к геостатическим; 2 — область распространения пластовых давлений, близких к гидростатическим;
3 — граница зоны выклинивания региональной покрывки; 4 — изобары; 5 — скважины

Реальный график фазового состояния углеводородов в подсолевых отложениях юга Прикаспийской синеклизы и смежных территорий в сочетании со схемами распределения температур и давлений позволил осуществить раздельный прогноз углеводородов в приповерхностной части (интервал 0—700 м) подсолевого разреза пород (рис. 4). На схеме раздельного прогноза выделяются высокоперспективные на газ и газоконденсат области — Астраханский свод, Тенгизское, Южное поднятия и др. Остальная территория перспективна на нефть и газ, причем выделены области распространения и нефтяных, и нефтегазовых залежей.

Области преимущественного распространения газовых и газоконденсатных залежей с глубиной (более 700 м от поверхности подсолевых отложений) переходят в нефтегазовые, а нефтегазовые, вероятно, в нефтяные. В каждом конкретном районе фазовые изменения происходят на различных глубинах в зависимости от конкретных термобарических условий пласта.

Кроме раздельного прогноза углеводородов проведенные исследования позволили установить региональную перспективность подсолевых отложений на нефть и газ. Анализ распределения пластовых давлений показал, что разгрузка подземных вод происходит преимущественно в результате латеральной миграции; однако существует и вертикальная, которая не оказывает значительного влияния на общее изменение пластовых давлений в подсолевых отложениях по площади. В условиях больших глубин и перепадов давлений практически непроницаемые породы кунгура (ангидриты с прослоями терригенных разностей) становятся полупроницаемыми, и через них из подсолевых отложений пластовые флюиды просачиваются в надсолевой комплекс. Подобные литологические окна зафиксированы бурением на площади Каратон в скв. Г-7 и др.

Многочисленные физико-химические исследования подсолевых и надсолевых нефтей, структуры углеводородных и неуглеводородных компонентов, а также характер распределения алканов свидетельствуют о генетическом единстве нефтей подсолевых и надсолевых отложений. Фактический материал палеолитологического изучения нефтей также подтверждает возможность вертикальных перетоков нефти из подсолевых отложений в надсолевые. Таким образом, одним из источников образования залежей в надсолевом комплексе служили углеводороды подсолевых отложений. Это доказано работами на площадях Кенкияк, Каратюбе, Тажигали и др. Однако на ряде площадей в надсолевых отложениях существуют залежи углеводородов, а в подсолевых они полностью или частично расформированы (Каратон, Пустынный и др.).

Анализ регионального распределения углеводородов в надсолевом комплексе показал, что наибольшее количество залежей сосредоточено в Южно-Эмбенском районе и на юге междуречья Урал—Волга, где коэффициент аномальности давлений в подсолевых отложениях более 1,7. Очевидно, здесь условия сохранения залежей углеводородов в подсолевом комплексе пород наилучшие, что обусловлено чрезвычайно высокими пластовыми давлениями и наличием литологических окон, образовавшихся в результате активной соляной тектоники. Но это не означает, что данная зона малоперспективная по подсолевым отложениям. Здесь необходимо закладывать поисковые скважины на всех площадях, где в надсолевом комплексе открыты скопления углеводородов, поскольку, возможно, подсолевые залежи не полностью расформированы.

Исходя из особенностей распределения давлений в пределах открытой в настоящее время месторождений углеводородов в подсолевых отложениях (Астраханского, Кенкиякского, Жанажольского), можно сделать вывод о том, что наиболее перспективна в отношении скопления углеводородов зона, для которой коэффициент аномальности давлений в подсолевых отложениях менее 1,7 и изменяется от 1,2 до 1,5. Здесь, очевидно, наилучшие условия для сохранения залежей углеводородов существуют в подсолевых отложениях. Открытие в среднекаменноугольных известняках Астраханского свода крупной зоны газонакопления свидетельствует о перспективах подсолевых отложений Прикаспийской синеклизы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варламов В. Г. Характер распределения пластовых давлений в подсолевых отложениях юга Прикаспийской синеклизы в связи с их нефтегазоносностью. — Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, 1979, № 4, с. 5—11.
2. Влияние термодинамических условий на размещение углеводородных залежей / В. В. Байбаков, В. Е. Карачинский, В. Г. Осадчий и др. — Докл. АН СССР, т. 187, № 4, 1969, с. 899—902.
3. Глубинное строение восточной части Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности / М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильев, Т. И. Гальянова и др. М., Недра, 1976.
4. Гурари Ф. Г., Зимин Ю. Г., Карогодин Ю. Г. Термодинамические факторы дифференциального размещения нефтяных и газовых залежей Западной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 203, № 2, 1972, с. 453—455.
5. Ерофеев В. Ф. Геотермическая активность недр и размещение залежей углеводородов. — Сов. геология, 1970, № 11, с. 142—147.

6. Жузе Т. П. Общие закономерности поведения газонефтяных систем на больших глубинах. — Докл. АН СССР, т. 152, № 3, 1963, с. 624—628.
7. Моделевский М. Ш., Парнов Е. И., Польстер А. А. — Раздельное прогнозирование нефтеносности и газосносности. — Геол. нефти и газа, 1969, № 10, с. 29—33.
8. Опыт применения математических методов в геологии / М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильев, В. С. Мильничук, М. М. Чарыгин, М., Недра, 1969.
9. Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев, Наукова думка, 1976.
10. Пирсон С. Д. Учение о нефтяном пласте. М., Гостоптехиздат, 1961.

УДК 553.44

В. В. ЗАЙКОВ (Ин-т экономики и организации пром. производства)

О масштабах полиметаллических месторождений

Полиметаллическое оруденение является одним из самых распространенных типов минерализации в земной коре. Оно встречается в геосинклинальных структурах, конгломератах и областях автономной активизации. В соответствии с особенностями строения рудных полей, морфологией и параметрами рудных тел, а также качеством руд проявления полиметаллического оруденения образуют несколько классов, в каждый из которых входят промышленные месторождения, рудопроявления, точки минерализации свинца и цинка. Наиболее существенным показателем, определяющим практическое значение этих классов, служат типовые запасы эксплуатирующихся месторождений. Этот параметр дает возможность оценить вероятный масштаб перспективных рудопроявлений, прогнозировать минерально-сырьевую базу регионов и установить очередность геологоразведочных работ. Вместе с тем в работах по геолого-экономической оценке месторождений, полезных ископаемых [1—5, 8] обычно указываются только пределы значений запасов металла для различных классов, что в настоящее время представляется недостаточным.

В предлагаемой работе проанализировано распределение масштабов и установление величины запасов типовых месторождений свинца и цинка. Фактической основой послужили данные по 279 эксплуатирующимся и подготовленным к эксплуатации объектам в стране и за рубежом, заимствованные из справочников по минеральным ресурсам, работы Н. А. Быкова [1, 2], В. А. Первого [8] и др.

Деление полиметаллических месторождений на классы (промышленно-генетические типы, формации, формационные группы) проводилось неоднократно. Обзор большинства таких классификаций выполнен Т. Н. Шадлуном и М. Г. Добровольской [10]. Сопоставление вариантов классификаций показывает, что в большинстве из них по геологическим особенностям и минеральному составу выделяется несколько общих групп месторождений. Названия их различны у разных авторов, но наиболее употребительны те, которые применены в работе [9] и отражают наиболее существенные особенности месторождений: колчеданные, «метаморфизованные», стратиформные, жилные, «метасоматические» в карбонатных породах и скарновые. Эти названия не очень удачны, но из-за отсутствия более удовлетворительного варианта, охватывающего все известные типы месторождений, они приняты нами в качестве основы членения полиметаллических месторождений. В целом выделенные подразделения отвечают реально существующим сообществам — группам формаций, которые характеризуются устойчивыми минеральными парагенезисами и близкими условиями образования [6].

К колчеданной группе относятся месторождения, локализованные в эвгеосинклинальных и миеосинклинальных комплексах, генетически связанные с базальтоидным магматизмом ранних стадий развития геосинклиналей. Рудные тела имеют различную, в том числе стратиформную, конфигурацию и сложены преимущественно пиритом с подчиненным количеством сфалерита, галенита, халькопирита. Группа стратиформных месторождений в карбонатных отложениях чехлов платформ, срединных массивов и миеосинклиналей объединяет объекты с рудными телами обычно пластовой формы, сложенными галенитом, сфалеритом или же галенито-сфалеритовыми минеральными ассоциациями; располагаются они, как правило, в магматических зонах. «Метаморфизованная» группа включает колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения, приуроченные к геосинклинальным комплексам докембрия пелитов зеленосланцевой фаций. По-видимому, она объединяет месторождения двух упомянутых выше групп — колчеданной и стратиформной, локализованных в отложениях докембрия и подверженных интенсивным метаморфическим и эпигенетическим преобразованиям, обусловившим некоторое изменение морфологии и состава рудных тел.

Руды этих месторождений сложены пиритом и пирротинном в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом; рудные тела обычно стратиформные.

«Метасоматические» свинцово-цинковые месторождения в карбонатных отложениях геосинклиналей и чехлов срединных массивов имеют сложную морфологию рудных залежей и связаны с магматизмом эпох орогенеза и тектоно-магматической активизации. В составе рудных тел преобладают сульфиды свинца и цинка при подчиненном количестве пирита и пирротина. Близки к ним по геологической позиции и составу руд свинцово-цинковые скарновые месторождения, располагающиеся в ореолах скарнирования гранитоидных интрузий. Жильные свинцово-цинковые месторождения представлены рудными телами жильной формы и зонами прожилково-вкрапленных руд, приуроченными к разрывным нарушениям. В ряде случаев они обнаруживают генетическую связь с кислым магматизмом. Руды жильных месторождений сложены преимущественно галенитом и сфалеритом в ассоциации с пиритом, пирротинном, халькопиритом.

Запасы промышленных полиметаллических месторождений имеют широкий диапазон — от гигантских (десятки миллионов тонн суммы свинца и цинка) до очень мелких (первые десятки тысяч тонн металла). Количество подсчитанных запасов определяется многими факторами, среди которых главными являются уровень эрозийного среза месторождения, качество руд, компактность рудных тел, экономические и горно-технические условия обработки. Однако при достаточно объемных выборках, удовлетворяющих требованиям статистики (по 20—40 объектам), должны проявиться общие тенденции в распределении по запасам месторождений определенных формационных групп.

При комплектации материала мы столкнулись с известными трудностями, обусловленными различной достоверностью исходных данных. С одной стороны, сведения, публикуемые по зарубежным месторождениям, в ряде случаев носят ориентировочный характер [7], с другой, — по эксплуатируемым месторождениям трудно поддается учету количество добытого металла. Чтобы уменьшить влияние неоднородности информации, анализ был проведен по группам с довольно широким диапазоном запасов: 10—30 млн. т (гигантские), 5—10 млн. т (уникальные), 2—5 млн. т (очень крупные), 1—2 млн. т (крупные), 0,5—1 млн. т (средние), 0,1—0,5 (мелкие).

При анализе распределения полиметаллических месторождений определенных формационных групп по запасам нами приняты два показателя: частота встречаемости (рис. 1) и доля запасов месторождений различных групп (рис. 2). На основании первого показателя выделяется типовой масштаб (группа с наибольшей частотой встречаемости, обычно 35—40%). По второму показателю определены продуктивные группы (доля запасов в выборке более 10%). Типовые и продуктивные группы месторождений неодинаковы для различных формационных групп и в совокупности характеризуют их масштабность.

Масштаб колчеданных месторождений геосинклинальных зон рассмотрен на примере свинцово-цинковых и медно-цинковых объектов, локализованных в палеозойских толщах.

Свинцово-цинковые колчеданные месторождения приурочены главным образом к геосинклинальным комплексам девона (Центральная Европа, Рудный Алтай, Центральный Казахстан), ордовика (Канада, Бирма, Восточный Казахстан, Северная Европа), кембрия (Австралия, Южная Сибирь, Центральный Казахстан). При подсчете запасов учтено 54 месторождения, в совокупности составляющих около 110 млн. т суммы свинца и цинка. Типовые месторождения, представленные 20 объектами, имеют суммарные запасы и запасы цинка в интервале 1—2 млн. т при запасах свинца 0,1—0,5 млн. т. Продуктивны группы месторождений с запасами 1—2, 2—5 и 5—10 млн. т.

В целом отмечается, что среди крупных объектов с запасами свыше 2 млн. т преобладают гидротермально-осадочные (Анакон-Ледридж, Раммельсбергит, Мехерних, Метген). Типовые месторождения обычно относятся к гидротермально-метасоматическому классу (многие месторождения Восточного Казахстана, Сибири, Канады, Австралии). Рудные объекты с относительно малыми запасами (менее 1 млн. т) также относятся к гидротермально-метасоматической группе, при этом эксплуатируются они, как правило, в освоенных горнорудных районах.

Для медно-цинковых колчеданных месторождений учтены запасы месторождений каледонских геосинклинальных зон Евразии и Америки (общее количество 31). Типовые медно-цинковые колчеданные месторождения характеризуются запасами 0,5—1 млн. т. К продуктивным группам относятся объекты с запасами 0,5—1, 1—2 и 2—5 млн. т. Наиболее крупные месторождения приурочены к экранированным палеовулканам, сложенным породами контрастной и непрерывной раннегеосинклинальных формаций.

«Метаморфизованные» месторождения, залегающие в вулканогенно-карбонатно-терригенных, терригенно-карбонатных, терригенных геосинклинальных комплексах докембрия, являются наиболее масштабными. К ним относится самое крупное в мире свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл, в котором было заключено около 30 млн. т суммы свинца и цинка, а также уникальные месторождения с за-
па-

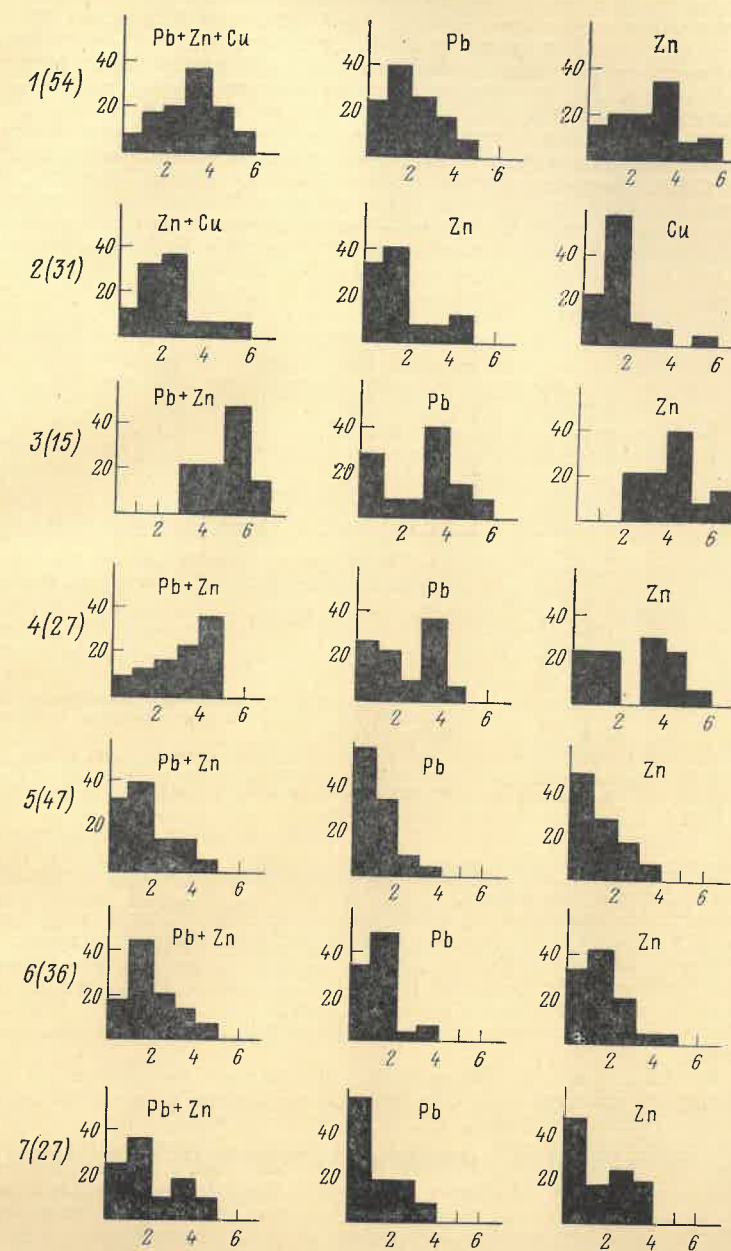


Рис. 1. Графики распределения полиметаллических месторождений различных формационных типов по масштабу запасов

Месторождения: 1 — колчеданные свинцово-цинковые геосинклинальных зон палеозоя; 2 — колчеданные медно-цинковые эвгеосинклинальных зон палеозоя; 3 — «метаморфизованные стратиформные» геосинклинальных комплексов докембрия; 4 — стратиформные свинцово-цинковые карбонатных отложений чехлов платформ и срединных массивов; 5 — жильные свинцово-цинковые в орогенных областях и зонах активизации; 6 — свинцово-цинково-метасоматические в карбонатных отложениях складчатых областей и чехлов платформ; 7 — свинцово-цинковые скарновые. В скобках — количество месторождений, вошедших в выборку. По оси ординат — частота встречаемости месторождений различного масштаба в %; по оси абсцисс — масштаб месторождений в млн. т: 1 — 0,02—0,1; 2 — 0,1—0,5; 3 — 0,5—1,0; 4 — 1,0—2,0; 5 — 2,0—5,0; 6 — 5,0—10,0; 7 — 10—20.

сами 5—10 млн. т — Салливан, Энвилл, Маунт-Айза, Ситешань. Меньшими запасами характеризуются Лоретта, Балмат, Эдуардс (2—5 млн. т) и Макмиллан, Свим-Лейкс, Вангорда (1—2 млн. т). Как видим, типовые эксплуатирующиеся «метаморфизованные» месторождения имеют запасы суммы металла 5—10 млн. т при запасах свинца и цинка по 2—5 млн. т. Эти же группы являются продуктивными: их доля в запасах выборки составляет по 35—45%.

При анализе масштабов стратиформных свинцово-цинковых месторождений в отложениях чехлов платформ и срединных массивов учтены данные по 27 объектам Канады, США, Таиланда, Китая, Ирана, Польши, Италии, Марокко, Испании, СССР (Казахстана, Сибири, Киргизии). Возраст рудовмещающих отложений различен: на Северо-Американской платформе — ранний палеозой, в Центральном Казахстане — поздний палеозой, в срединных массивах Европы и Африки — мезозой. В Си-



Рис. 2. Графики распределения полиметаллических месторождений различных формационных типов по количеству запасов
По оси ординат — доля суммы запасов месторождений различного масштаба в %; по оси абсцисс — масштаб месторождений в млн. т. Остальные усл. обозн. см. рис. 1

бири такие месторождения приурочены к докембрийским и палеозойским отложениям краевой части Сибирской платформы.

Установлено, что типовыми являются месторождения с запасами суммы металла 2—5 млн. т. К этой группе относятся Картейдж-Тренд, Фанькоу, Ангуран, Анджара и др. Продуктивны четыре группы по запасам 1—2, 2—5, 5—10 и 10—30 млн. т при ведущей роли типовых месторождений (2—5 млн. т — около 40% учтенных запасов). Особенно крупные месторождения с запасами суммы металлов свыше 5 млн. т установлены в палеозойских отложениях чехла Северо-Американской платформы, например Пайн-Пойнт.

Масштабы жильных месторождений оценивались по данным 47 объектов, главным образом из областей мезо-кайнозойской складчатости, для которых они наиболее характерны. Расчеты показали, что типовые по суммарным запасам месторождения имеют масштаб 0,1—0,5 млн. т, среди них Волкай, Уанчака, Барвью, Кено-Хилл, Хосокуро, Саргипалли, Бу-Мадин, Мпанда, Бальямален и др. Локализуются они в различной геолого-структурной обстановке. Месторождения более крупного масштаба, достигающие 1—2 млн. т, обычно располагаются в мезо-кайнозойских складчатых поясах и областях мезозойской тектоно-магматической активизации в связи с вулканогенными образованиями. К ним относятся Морнинг-Стар, Травнеско-Хуанзала, Касапалка, Сантандер, Монтебеккио, Агнигундула и др.

При определении масштабов «метасоматических» месторождений в карбонатных породах складчатых областей и чехлов платформ учтены данные по 36 рудным объектам США, Ирландии, Намибии, Мексики, Австралии, Канады, СССР (Средней Азии и Восточного Забайкалья). В результате обработки материала выявлено, что типовыми являются месторождения с запасами суммы свинца и цинка 0,1—0,5 млн. т. К ним относятся месторождения района Салмо в Канаде — Блуделл, Ривс-Макдональд, Джерси, а также Берджин, Эль-Потоси, Санкт-Вейт. Большинство из них связано с карбонатными отложениями геосинклиналей, подвергшихся тектоно-магматической активизации. Месторождения более крупного масштаба, имеющие запасы 0,5—2 млн. т, приурочены обычно к карбонатным породам краевых активизированных частей платформ (Тинтик, Игл, Ледвилл и др.). Продуктивны по количеству металла объекты с запасами 0,1—0,5, 0,5—1, 1—2, 2—5 млн. т.

Масштаб типовых эксплуатирующихся скарновых месторождений свинца и цинка определялся на основании данных по 27 объектам Японии, Канады, США, Аргентины, Мексики, Швеции, Финляндии, СССР (Приморья, Средней Азии). Из них десять месторождений, являющихся типовыми, имеют запасы суммы свинца и цинка 0,1—0,5 млн. т. Распространены эти объекты в различных по возрасту рудовмещающих породах и парагенетически связаны с орогенным и дейтероорогенным магматизмом. Месторождения более крупного масштаба локализуются обычно в мезозойских и кайнозойских, реже позднепалеозойских толщах и связаны с мезозойским и кайнозойским орогенным магматизмом. К их числу относятся Трепча, Камиока, Централь. Вторая группа крупных месторождений (Фалун-Оммеберг, Франклин) связана со скарнированными докембрийскими карбонатными толщами. Не исключено, что они являются «метаморфизованными стратиформными» залежами. Продуктивная группа скарновых месторождений представлена объектами с запасами от 0,1 до 5 млн. т.

Приведенный материал по масштабам полиметаллических месторождений показывает, что типовые по запасам эксплуатирующиеся объекты образуют следующий ряд: «метаморфизованные» геосинклинальные зоны докембрия (5—10 млн. т); стратиформные свинцово-цинковые карбонатные отложения чехлов платформ и срединных массивов (2—5 млн. т); свинцово-цинковые и медно-цинковые колчеданные геосинклиналей палеозоя (соответственно 1—2 и 0,5—1 млн. т); свинцово-цинковые «метасоматические» в карбонатных породах, жильные и скарновые (0,1—0,5 млн. т). Эти данные могут быть использованы в качестве ориентира при выборе объектов для поисково-оценочных работ на начальной стадии изучения рудных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963.
2. Быховер Н. А. Экономика минерального сырья. М., Недра, 1969.
3. Князев И. И. Свинец и цинк. — В кн.: Требования к содержанию и результатам геологоразведочных работ по этапам и стадиям. М., Недра, 1967, с. 180—208.
4. Кочуров Б. В., Гроссман Э. Д. Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых. М., ВИЭМС, 1974.
5. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
6. Кузнецов В. А. Рудные формации. — Геология и геофизика, 1972, № 5, с. 5—15.
7. Орлова Е. В., Маркова Е. И. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. М., Госгеолтехиздат, 1957.
8. Перваго В. А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975.
9. Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка. — В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 2. М., Недра, 1974, с. 169—237.
10. Шадлун Т. М., Добровольская М. Г. Рудные формации свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений, т. 2. М., Наука, 1976, с. 149—296.

УДК 551.312.33 : 551.782.2(478.9)

П. Д. БУКАТЧУК, М. А. ТОПОВ (Упр. геологии при Совете Министров МССР)

Новые данные о древнеаллювиальных отложениях Среднего Приднестровья

Древнеаллювиальные отложения, содержащие раковины *Bogatschevia sturi* (М. Нögп.), впервые обнаружены у с. Бошерница Резинского района МССР А. Г. Эберзиным [4, 8], который отнес их к самым верхам верхнего плиоцена (V терраса, по схеме Р. Р. Выржиковского). Позднее А. Л. Чепалыга [4, 7] на основании детального изучения этой фауны выделил вмещающие породы в VIII надпойменную террасу р. Днестра. Условия их формирования подробно описаны Н. В. Ренгартен и А. Н. Хубка [5]. В настоящей статье приводятся новые данные о древнеаллювиальных отложениях с раковинами *Bogatschevia sturi* (М. Нögп.), найденными в Среднем Приднестровье в районе сел Окланда и Собари (Сорокский район МССР). Последние расположены на правом берегу р. Днестра, более чем в 100 км выше по течению от ранее известных местонахождений фауны у сел Бошерница и Матеуцы [7, 8].

Наиболее полный разрез отложений VIII надпойменной террасы с *Bogatschevia sturi* (М. Нögп.) вскрыт карьером в 0,8 км к юго-востоку от с. Окланда (обн. 958) и в обнажении к северу от с. Собари (рис. 1, обн. 926). Они установлены также ря-

дом скважин (рис. 2), пробуренных в непосредственной близости к указанным разрезам. Цоколь VIII террасы, сложенный карбонатными глинами и мергелями низов среднесарматского подъяруса (слои с *Cryptomactra pseudotellina*), возвышается на 114—127 м над урезом воды р. Днестра.

Непосредственно на размытой поверхности этих слоев (мощностью до 4—6 м) залегают древнеаллювиальные песчано-гравийно-галечные отложения. Обломки, галька и гравий представлены вендскими песчаниками, карпатскими яшмами, желваками сеноманских кремней, черными яшмовидными породами, кварцем (преимущественно жильным), коричневыми кремнистыми образованиями яйцевидной формы, глыбами оолитово-детритусовых известняков нижнесарматского подъяруса, розовато-красными песчаниками венда. Присутствуют мелкие глыбы сеноманских кремней и коричневых кремнистых пород размером 0,5×0,4×0,2 м. Пески (до 10—20%) с гравием и галькой разно- и грубозернистые, косослоистые, серовато-желтого цвета местами слагают маломощные (до 0,1 м) линзовидно выклинивающиеся прослои. Размер гальки колеблется преимущественно от 0,3 до 3—4 см. В нижней пачке древнего руслового аллювия мощностью до 3—3,5 м встречаются отдельные линзы конгломератовых и гравелитовых песчаников, содержащих аналогичную гальку и гравий.

В низах песчано-гравийно-галечной толщи нами собраны раковины *Bogatschevia sturi* (M. Högn.), *B. scutum* Bog., *Crassiana crassoides* Tschep., *Crassiana* sp., *Lithoglyphus* sp., *Potamida tamanensis* Ebers., *Potamida* cf. *tamanensis* Ebers. var. *Tschep.* (определения П. Ф. Гожины). Выше залегают темно-бурые делювиальные песчаные суглинки (0,4 м) и современный почвенно-растительный слой (0,2 м) — сильно песчанистый чернозем, переполненные гравием и галькой вендских песчаников и алевролитов, карпатских яшм, кварца, редко сеноманских кремней.

В районе с. Собари (обн. 926) в 3—4 м выше коренных выходов нижнесарматских известняков у подножья одного из оползневых бугров обнажены древнеаллювиальные перемятые и несколько смещенные песчано-гравийно-галечные породы русловой фации. Галька и гравий здесь также представлены вендскими песчаниками и алевролитами, карпатскими яшмами, редко кварцем, черными яшмовидными породами, коричневыми и черными сеноманскими кремнями, розово-красными песчаниками, валунами нижнесарматских известняков и вендских песчаников. Пески, содержащие гальку и гравий, разнозернистые желтовато-коричневые, составляют до 70—80% всех пород верхней части разреза. Выше располагаются пойменные фации — переслаивание алевролитов и синевато-серых глин. В песчано-гравийно-галечных породах нами обнаружены раковины *Bogatschevia sturi* (M. Högn.), *B. scutum* Bog., *Potamida szigmondyi* Hal. (определения П. Ф. Гожины).

Наиболее полный разрез отложений пойменной фации VIII надпойменной террасы вскрыт скв. 133 в 2,7 км к юго-западу от с. Ярово (см. рис. 2). Сильно карбонатные глины и мергели (интервал 18,5—21,5 м) среднего сармата, слагающие цоколь террасы относительной высотой 122 м, сменяются книзу ракушечно-оолитовыми и пелитоморфными известняками нижнесарматского подъяруса.

Разрез террасовых отложений здесь следующий (снизу вверх).

1. Песчано-гравийно-галечные породы, содержащие обломки коричневых, реже красных карпатских яшм, вендских песчаников и алевролитов, иногда серых сеноманских кремней, зерна желтого и молочно-белого кварца. Пески с галькой и гравием (до 80% пород) кварцевые, грубо-разнозернистые.

2. Переслаивание мелкозернистых песков желтого и бурого цвета с глинистыми алевролитами и прослойками песчанистых глин (интервал от 13,7 до 16,5 м). На глубине 15,5 встречены желваки вторичных карбонатов размером до 15 см в поперечнике. В основании слоя в светло-серых и бурых очень влажных алевролитах и глинах имеется незначительная примесь галечного материала (до 5—7 см).

3. Глины желтовато-серые с многочисленными мелкими темно-серыми пятнами (интервал от 10,3 до 13,7 м). С глубины 12,3 м в них появляются прослои алевролитов, желваки вторичных карбонатов, единичная галька коричневых и красных яшм, темно-серых песчаников и аргиллитов размером до 5 см.

4. Глины тугопластичные красновато-бурые (интервал 4,5—10,3 м) с желваками вторичных карбонатов размером до 3—4 см. С глубины 9 м желваки заполняют трещины длиной 10—30 см, шириной до 3 см. Глины приобретают грязно-серовато-бурю окраску, содержат гравий и мелкую гальку вендских песчаников, алевролитов и кварца.

5. Суглинки тяжелые, сильно карбонатизированные, желтого цвета (интервал 3—4,5 м), с многочисленными сильно нарушенными желваками вторичных карбонатов и линзами «вмытых» вышележащих красно-бурых глин.

6. Глины красновато-бурые полутвердые, с нитевидными образованиями и разрушенными желваками вторичных карбонатов размером до 4 см (интервал 1,5—3 м).

7. Глины светло-бурые и желтовато-серые, полутвердые (интервал 0,8—1,5 м) с нитевидными образованиями вторичных карбонатов.

8. Глины плотные буровато-серые, полутвердые (интервал 0,4—0,8 м).

9. Современный почвенно-растительный слой (интервал 0—0,4 м).

Рис. 1. Схематическая карта распространения верхнеплиоценовых (VII—IX надпойменных) террас на правом берегу Днестра

1 — скважина и ее номер; 2 — обнажение и его номер; 3 — места находок фауны

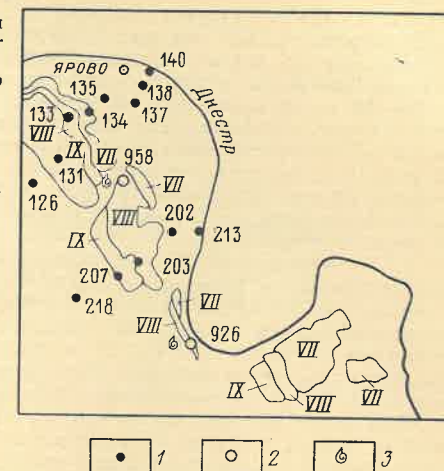
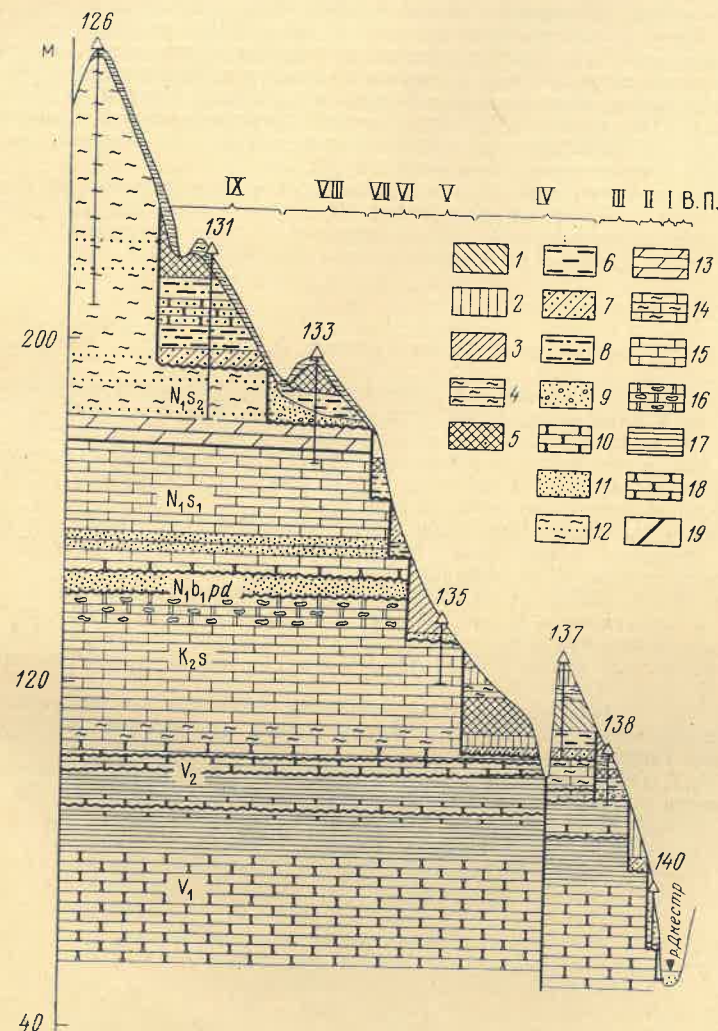


Рис. 2. Геологический профиль правого склона р. Днестра в районе с. Ярово по скважинам (соотношение масштабов 1:50)

1—4 — суглинки: 1 — легкие, 2 — средние, 3 — тяжелые, 4 — делювиальные; 5 — ископаемая почва; 6 — глины аллювиальные (пойменные); 7 — супеси; 8 — алевролиты; 9 — песчано-гравийно-галечные породы; 10 — песчаники грубо-разнозернистые; 11 — пески; 12 — глины с прослоями песков; 13 — мергели; 14 — известняки глинистые; 15 — известняки; 16 — трепел с желваками кремней; 17 — аргиллиты; 18 — песчаники; 19 — тектоническое нарушение; I—IX — надпойменные террасы; В. П. — высокая пойма; возраст коренных пород: V₁ — нижний венд; V₂ — верхний венд; K₂s — верхний мел (сеноманский ярус), N₁b₁pd — нижний баден (подольская свита), N₁s₁ — нижний сармат, N₁s₂ — средний сармат



В слоях 4 и 6 глины, по-видимому, представляют собой ископаемые почвы озерно-болотного (?) или старичного типа.

В разрезе скв. 131 (см. рис. 2) песчано-гравийно-галечные осадки древней русловой фации (грубо- и разнозернистые пески с линзами гравия и гальки, маломощными прослоями алевроитов) вскрыты в интервале 22—27 м. Пойменные отложения (интервал 0,4—22 м) состоят здесь из буровато-серых, темно- и серовато-желтых, светло-бурых и бурых тугопластичных глин, в интервале 9—13,4 м с прослойками алевроитов и мелко-тонкозернистых песчаников. Красно-бурые глины, приуроченные к интервалам 8—9 и 5—6 м, представляют собой, по-видимому, также ископаемые почвы озерно-болотного (?) или старичного (?) типа. Выше и ниже по склону долины р. Днестра в обнажениях и разрезах буровых скважин вскрыты образования VII и IX надпойменных террас (см. рис. 2).

А. Л. Чепалыга [7, 8] выделяет фауну VIII надпойменной террасы р. Днестра (села Бошерна и Матеуцы) в бошерницкий подкомплекс шуриевского (апшеронского) комплекса. Фауна моллюсков с *Bogatschevia sturi* (М. Н. Г. п.) известна в литературе из апшеронских отложений Закавказья [1, 2] и Приазовья [3], но в древнеаллювиальных отложениях VII и IX надпойменных террас р. Днестра не найдена. Это позволяет нам отнести аллювий VIII террасы к континентальным аналогам апшеронского яруса и условно сопоставить его с отложениями средней части этого яруса.

Покровные образования на древнем аллювии VIII надпойменной террасы в исследованном районе почти не сохранились в связи с интенсивными поднятиями Сорокской возвышенности в четвертичное время. Лишь у сел Бошерна и Матеуцы [5, 6] они сложены делювиальными суглинками, содержащими четыре слоя ископаемых почв красно-бурого и буро-коричневого цвета.

Климат времени формирования отложений VII и VIII надпойменных террас был жарким и более влажным, чем при накоплении осадков VI террасы. Парастратотипом VIII надпойменной террасы следует считать разрез у с. Бошерна, а саму террасу предлагается называть «бошерницкой». Рассмотренные А. Л. Чепалыгой [7] в качестве голостратотипа VIII террасы р. Днестра разрез древнего аллювия и покровов обнажаются в районе с. Хаджимус, но изучены весьма слабо и не отвечают требованиям, предъявляемым к стратотипическим разрезам [6].

За последнее время древнеаллювиальные отложения с раковинами *Bogatschevia sturi* (М. Н. Г. п.), *Potamida pseudosturi* (Halay.), *Potamida* sp. (определения А. Л. Чепалыги) установлены Г. И. Билинским (устное сообщение) в небольшом карьере в районе с. Кузьмин Каменского района МССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богачев В. В. Пресноводная фауна Евразии. Л., 1924. (Тр. Геолкома. Нов. сер., вып. 135).
2. Богачев В. В. Пресноводные и наземные моллюски из верхнетретичных отложений бассейна реки Куры.— Тр. Азерб. фил. АН СССР. Геол. сер., 1936, № 13.
3. Попов Г. И. О соотношениях континентальных и морских верхнеплиоценовых отложений юга и юго-востока европейской части СССР в связи с вопросом о нижней границе четвертичного периода. Л., Изд-во АН СССР, 1962. (Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, вып. 20).
4. Путеводитель экскурсий Международного коллоквиума по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы (май—июнь, 1969)/М. Н. Алексеев, Н. А. Константинова, К. Н. Негадаев и др. М., 1969, с. 80—86.
5. Ренгартен Н. В., Хубка А. Н. Условия формирования отложений VIII террасы Днестра у Бошерна.— В кн.: Тезисы докл. на Междунар. коллоквиуме по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., Недра, 1969, с. 27—29.
6. Стратиграфический кодекс СССР. [Межведомственный стратиграфический комитет СССР]. Л., 1977.
7. Чепалыга А. Л. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М., Наука, 1967, с. 17—26 и 80—84. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 166).
8. Эберзин А. Г. Об отложениях с *Bogatschevia sturi* (М. Н. Г. п.) и его значение для стратиграфии плиоцена Украины и Молдавии.— Докл. АН СССР, т. 108, № 4, 1956, с. 723—725.

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

УДК 551.761/782(571.5)

В. Н. САКС, А. С. ДАГИС, В. И. ИЛЬИНА, И. А. КУЛЬКОВА,
С. В. МЕЛЕДИНА (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР),
А. В. ГОЛЬБЕРТ (СНИИГГиМС)

Третье межведомственное совещание по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем мезозоя и кайнозоя Средней Сибири

С 13 по 17 ноября 1978 г. в г. Новосибирске согласно решению Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) и его Сибирской региональной межведомственной стратиграфической комиссии (СибРМСК) проходило совещание по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем мезозоя и кайнозоя (без четвертичной системы) Средней Сибири (территория включает Алтае-Саянскую складчатую область и Южно-Якутский каменноугольный бассейн — на юге; п-ов Таймыр, о-ва Северная Земля, Новосибирские острова Карского моря — на севере). Со времени принятия первых стратиграфических схем Средней Сибири, охватывающих все подразделения от докембрия до четвертичной системы включительно, прошло 22 года. Унифицированные и корреляционные схемы данного региона, принятые на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в г. Ленинграде в 1956 г. и опубликованные в 1959 г., имели целью обеспечение мелко-масштабного геологического картирования.

Следующее Межведомственное совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Сибири в 1964—1965 гг. подготовило стратиграфические схемы по всем системам фанерозоя и докембрию, послужившие основой для составления легенд при среднемасштабном геологическом картировании. Схемы и решения совещания были рассмотрены и утверждены пленумами МСК в 1965 и 1966 гг., однако опубликованы не были, что отрицательно сказалось на обеспеченности геологических работ стратиграфической основой. Изданные труды совещания не могли восполнить этого пробела.

За истекший период палеонтологическая изученность отложений мезозоя и кайнозоя, а также надежность стратиграфических построений значительно возросли, о чем свидетельствуют схемы, принятые на Межведомственном совещании по Средней Сибири в 1978 г. Морские отложения триаса, большей части юры и мела в настоящее время подразделяются по аммонитам на провинциальные зоны (лоны), наряду с которыми выделяются слои с фауной. Впервые произведено полное расчленение мезозойских отложений на свиты, описанные в ряде сборников, изданных к началу совещания. Если такие описания отсутствуют, то необходимая информация об установленных новых свитах, включенных в схемы, содержится в объяснительных записках к ним. Вновь принятые стратиграфические подразделения обеспечивают пригодность схем для крупно- и среднемасштабных геологических съемок.

Подготовка стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири осуществлялась секциями мезозоя и кайнозоя СибРМСК. Еще в 1972 г. в г. Новосибирске секцией мезозоя СибРМСК совместно с секцией мезозоя Дальневосточной региональной межведомственной стратиграфической комиссии было проведено совещание по разработке и корреляции унифицированной части стратиграфических схем морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Эти схемы явились основой унифицированных схем, принятых настоящим совещанием.

В период 1974—1978 гг. собирались коллоквиумы по фауне и флоре отдельных систем — триаса, юры и мела, по нижней и средней юре Вилуйской синеклизы, по палеогену и неогену. Уже в 1974 г. секцией мезозоя СибРМСК были назначены организации-исполнители, ответственные за составление корреляционных схем мезозоя для разных структурных зон. Большая подготовительная работа обеспечила успешное проведение совещания.

В работе совещания приняли участие около ста специалистов, представляющих 30 производственных и научных организаций из 11 городов нашей страны. Работа велась по секциям: триаса (руководитель А. С. Дагис), юры северной части Средней Сибири (руководитель В. Н. Сакс), юры южной части Средней Сибири (руководитель В. И. Ильина), мела (руководитель А. В. Гольберт), палеогена и неогена (руководитель С. Б. Шацкий).

Для триаса Средней Сибири приняты две унифицированные схемы: для существенно морских отложений севера Средней Сибири (Таймырская, Лено-Хатангская и Приверхоянско-Вилуйская структурно-фациальные области) и для вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и Кузнецкого бассейна. Впервые произведено зональное расчленение триасовых отложений севера Средней Сибири. Новым в зональной схеме триаса является трактовка границы между нижним и средним отделами в основании зоны *Karagatites evolutus*. Последняя интерпретируется в качестве нижних слоев зоны *Stenopora pasceras mirabile* анизийского яруса. Зональное деление не разработано лишь для прибрежно-морских и континентальных отложений индского яруса.

Для Тунгусской синеклизы впервые составлена схема структурно-фациального районирования, выделены Тунгусская область с вулканизмом траппового типа и Северо-Анабарская с вулканизмом щелочно-ультраосновного состава. При расчленении и корреляции разрезов вулканогенных пород триаса использовались маркирующие горизонты лав с характерной мелко столбчатой отдельностью и подстилающих туфогенно-осадочных пород.

Юрская система в северной части Средней Сибири представлена исключительно морскими осадками. Лишь в Приверхоянском прогибе и Вилуйской синеклизе имеются горизонты лагунных или континентальных отложений. Для всей территории развития морских отложений юры (Енисейско-Хатангский, Лено-Анабарский, Приверхоянский прогибы и Вилуйская синеклиза) составлена унифицированная зональная схема. Провинциальные зоны (лоны) выделены в верхах нижней юры, средней юре (исключая байос) и по всему разрезу верхней юры. Юрская система детально расчленяется в дополнение к аммонитам по двусторчатым моллюскам на слои с характерными видами: в средней юре — с митилоцерами, в верхней — с бухиями.

Не вполне решен вопрос о выделении верхнего тоара, поскольку аммониты этого возраста не найдены. Верхний тоар выделяется условно по белемнитам и двусторчатым моллюскам лишь на севере региона в Енисейско-Ленском прогибе. Во многих других местах (бассейн р. Лены) он, по-видимому, размыт, что и отражено на принятых схемах. С проблемой верхнего тоара тесно связана проблема расчленения и корреляции тоара и аалена (сунтарской свиты) в Вилуйской синеклизе и прилегающей части Приверхоянского прогиба, которая тоже не может считаться окончательно решенной. На принятых схемах нижнесунтарские слои рассматриваются как нижнетоарские, а верхнесунтарские — как ааленские.

На юге Средней Сибири юрские отложения представлены исключительно континентальными фациями. Районирование этой территории проведено по угольным бассейнам, разделенным на структурно-фациальные зоны (Кузнецкий, Канско-Ачинский, Улугхемский, Иркутский, Южно-Якутский угольные бассейны и Ангара-Вилуйский прогиб — регион развития переходных от континентальных на юге к прибрежно-морским на севере осадкам). Корреляционная стратиграфическая схема в таком объеме составлена впервые. Стратиграфическое расчленение континентальной юры на свиты произведено по циклам осадко- и угленакопления; палеонтологическая характеристика свит дается по остаткам растений, спор, пыльцы, в меньшей степени пресноводных моллюсков, насекомых и рыб. Увязка местных стратиграфических подразделений с общей шкалой осуществляется путем сопоставления с эталонными палинокомплексами из охарактеризованных фауной морских отложений северных районов Средней Сибири. Учитывая степень разработанности схем и их палеонтологическое обоснование, принятые на совещании схемы по югу Средней Сибири квалифицированы как корреляционные.

Для меловой системы рассмотрены и утверждены стратиграфические схемы Средней Сибири (с выделением тех же, что и в юре, структурно-фациальных областей) и Алтае-Саянской складчатой области. Схемы расчленения нижне- и верхнемеловых отложений Средней Сибири по степени детальности и обоснованию палеонтологическими данными приняты как унифицированные, а схема Алтае-Саянской складчатой области — как корреляционная. Ввиду недостаточности сведений в схемах не отражены меловые отложения Северного Таймыра и Северной Земли. Совещание отметило недостаточную унификацию палинокомплексов сенона, в связи с чем специалистам предложено в кратчайший срок завершить эту работу.

На совещании приняты две стратиграфические схемы по палеогену и неогену Сибирской платформы — для Приенисейской и Прибайкальской ее частей. Отдельно принята схема палеогена и неогена Алтае-Саянской области. Единицей расчленения палеоген-неогеновых отложений является горизонт; палеонтологическая характеристика горизонтов дается по спорам, пыльце и частично по отпечаткам листьев и моллюскам. Стратиграфические схемы по палеогену и неогену квалифицированы совещанием как рабочие.

На пленарных заседаниях наряду с информационными сообщениями руководителей секций были широко обсуждены важнейшие положения изданного в 1977 г. первого «Стратиграфического кодекса СССР» (доклад заместителя председателя МСК А. И. Жамойды).

Отмечены важнейшие достижения в изучении стратиграфии мезозоя и кайнозоя Средней Сибири, особенно по вопросу о палеонтологическом обосновании и детали-

зации провинциальных зональных шкал триаса, юры и неокома. По названным системам и отделам приняты унифицированные стратиграфические схемы. Корреляционные стратиграфические схемы континентальных отложений триаса Сибирской платформы и континентальных отложений юры южной части Средней Сибири и Алтае-Саянской области также демонстрируют значительные достижения советских стратиграфов. Впервые составлена корреляционная схема палеогена и неогена Средней Сибири.

Участники совещания указали на необходимость увязки стратиграфических схем триаса со схемами перми, а стратиграфических схем по неогену со схемами по четвертичной системе. Подчеркнута слабая разработанность стратиграфии юры на площадях, разбуриваемых с целью поисков нефти и газа, в частности, на структурах внутренней части Енисейско-Хатангского прогиба. Для обеспечения более надежных прогнозов совещание считает необходимым резко увеличить отбор керна и наладить исследования микро- и макрофауны, спорово-пыльцевых комплексов.

Межведомственное совещание по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Средней Сибири (мезозой — кайнозой) было проведено в полном соответствии с требованиями «Стратиграфического кодекса СССР» и выполнило поставленные перед ним задачи.

УДК 553.061(574)

Е. С. ЗОРИН (КазИМС)

О происхождении месторождения Миргалимсай

Вопросы генезиса стратиформных полиметаллических месторождений, в том числе свинцово-цинкового месторождения Миргалимсай, привлекали внимание многих исследователей. Одни исследователи относят это месторождение к гидротермальному (телетермальному) типу, другие придерживаются мнения о первично-осадочном генезисе руд с преобразованием их на стадии диагенеза или метаморфизма.

В статье А. В. Тарасова [14], посвященной генетическим особенностям названного месторождения, отмечается, что Мп и Fe представлены в виде закисных соединений и изоморфно входят в состав рудовмещающих верхнедевонских карбонатных пород. В результате реакций между поступающими снизу гидротермами, содержащими растворимые соли Pb и Zn, и закисными соединениями Мп и Fe последние окисляются, обуславливая восстановительную обстановку и выпадение сульфидов Pb и Zn из раствора. Мп и Fe в виде вновь образованных высоковалентных кислородных соединений выносятся в верхние горизонты месторождения, где и отлагаются в виде гематита и предположительно манганита.

Согласно А. В. Тарасову, на месторождении широким развитием, сопоставимым с распространением галенита и сфалерита, должны пользоваться высоковалентные кислородные соединения Fe (гематит) и Мп (манганит). Однако при детальном минералогическом исследовании манганит в первичных рудах не установлен, а гематит отмечен в небольших количествах только в одном блоке месторождения. Этот факт признает и А. В. Тарасов (с. 96).

А. В. Тарасов объясняет отсутствие гематита и манганита в первичных свинцово-цинковых рудах их выносом за пределы рудного горизонта, что противоречит химическим свойствам высоковалентных кислородных соединений Fe и Мп. Сравнительно высокой растворимостью, а значит и подвижностью, обладают низковалентные соединения этих элементов. Высоковалентные природные кислородные соединения Fe и Мп практически нерастворимы и малоподвижны, они не могли выноситься за пределы рудного горизонта.

Описываемый процесс образования месторождения, согласно которому привнос с гидротермальными растворами Pb и Zn и их осаждение сопровождалось выносом Fe и Мп, должен привести к возникновению между этими элементами отрицательной корреляционной зависимости. Однако фактические данные свидетельствуют об их тесной положительной связи: повышение содержания Мп и Fe в рудах сопровождается повышенными количествами Pb и Zn. Этот факт также неоднократно подчеркивается автором.

Таким образом, данные А. В. Тарасова противоречат закономерностям размещения на Миргалимсae Pb, Zn, окисных и закисных форм Fe и Мп.

При изучении геолого-геохимических особенностей Миргалимсая нами установлено следующее [1, 3—10].

Промышленное оруденение на месторождении приурочено ко второму ленточному горизонту, средняя мощность которого составляет около 1,5% общей мощности верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, представленных переслаивающимися доломитами и известняками.

Для рудного горизонта характерны максимальные средние содержания Fe, Mn, S, Pb, Zn, Cu, Cd, Tl, Zr и V. Средние содержания Al, Si, Fe, Mn, S, Ba, Pb, Zn, Ag, Cd и Zr в нижней части разреза от доломитового до второго ленточного, а для некоторых элементов до среднего комковатого горизонтов включительно в 2—10 раз превышают количество тех же элементов в верхней части разреза. В нижней части разреза отмечается прямая зависимость между содержаниями Fe, Mn, Al, Pb и в меньшей степени Zn. Тесная связь породообразующих и рудных элементов, устанавливаемая в других районах Каратау, также свидетельствует об общности источника и условий, вызвавших их фиксацию в карбонатных породах.

Рудный горизонт имеет сложное строение, по текстурным признакам выделяется до 8—9 пачек. Мощность его от 2—4 до 24—28 м. Состав рудного горизонта изменяется от доломитов через промежуточные разности до слабо доломитовых известняков. Наиболее распространены слабо известковистые и известковистые доломиты. Отмечается закономерное уменьшение степени доломитности пород от центра рудного поля к его периферии, причем доломиты постепенно сменяются слабо доломитовыми известняками. В нижних частях горизонта наиболее распространены чистые доломиты; контуры пород различной степени доломитности отличаются большим разнообразием.

В верхних частях горизонта отмечается сокращение площади распространения слабо известковистых доломитов, которые постепенно отступают к центру рудного поля и замещаются более известковистыми разностями пород.

Структурно-минералогический состав рудного горизонта характеризуется значительным разнообразием и неоднородностью. Более известковистые разности пород — слабо доломитовые и доломитовые известняки — имеют однородный структурный состав. По мере возрастания степени доломитности пород он усложняется, возрастает количество дошпата и долмикрита, оолитов, псевдооолитов, онколитов, желваков, доломитового детрита. Нижняя часть горизонта в северной и северо-восточной частях месторождения характеризуется преобладанием дошпата и значительным распространением оолитов, онколитов, желваков и детрита. В центре месторождения отмечается увеличение количества пелитоморфных разностей пород за счет снижения содержания кристаллических элементов. Количество оолитов, детрита и онколитов сохраняется. В южной и юго-западной частях месторождения преобладают пелитоморфные разности, значительно уменьшается содержание оолитов, онколитов, детрита, желваков. Похожая картина наблюдается в средней и верхней частях рудного горизонта.

Таким образом устанавливается закономерное изменение особенностей строения рудного горизонта, отражающее изменение гидродинамических и гидрохимических условий, существовавших на данном участке бассейна седиментации.

В рудном горизонте установлено зональное распространение Pb, Zn, Ba, Ag, S, Fe, Si, Mn, Al и $S_{орг}$. Для всех этих элементов характерно постепенное снижение их содержания снизу вверх по разрезу рудного горизонта. По особенностям локализации повышенных концентраций, а также характеру распределения все элементы можно объединить в три группы.

В первую группу входят элементы, концентрация которых от центра к периферии месторождения убывает. Для подгруппы элементов Ba, Ag и S характерна приуроченность повышенных содержаний к довольно узкой полосе, проходящей через центр месторождения в северо-западном направлении; подгруппа, включающая Pb и Fe, характеризуется более широкой полосой повышенных концентраций, также имеющей северо-западную ориентировку.

Вторая группа объединяет Zn и Si. Повышенные концентрации прослеживаются по периферии месторождения, образуя кольцеобразную полосу; к центру месторождения содержания элементов уменьшаются.

В третью группу входят Мп, Al и $S_{орг}$; участки с высокими содержаниями этих элементов отмечаются как в центральной части месторождения, так и по его периферии.

Установлена следующая общая схема распределения повышенных содержаний элементов в пределах месторождения от его периферии к центру: Zn, Si, Al, Мп, Pb, Fe, S, Ag, Ba, находящиеся в тесной зависимости от зонального изменения характерных свойств рудного горизонта, являющихся отражением вполне определенных условий его формирования (морфологии дна бассейна, физико-химических и гидродинамических условий осадконакопления). В распределении Pb, Zn и Ba характерна тесная пространственная взаимосвязь небольших участков с высокими и низкими их содержаниями на фоне средних концентраций, что обусловлено процессами перераспределения этих элементов.

При изучении влияния мощности рудного горизонта на распределение Pb, Zn, Ba и Ag установлена приуроченность высоких содержаний Pb, Ba, Ag к зоне повышенных мощностей рудного горизонта (14—20 м).

При исследовании влияния степени доломитности пород на распределение рудных и породообразующих элементов установлено, что в нижней части рудного горизонта максимальные средние содержания Pb приурочены к известковистым доломитам. В ряду известняк—доломит средние содержания Zn понижаются. Ba в отличие от Zn имеет четкую прямую зависимость от интенсивности доломитности пород. Максимальные его содержания приурочены к доломитам, а минимальные — к доломитистым известнякам. С ростом доломитности пород количество Si в них снижается. Наиболее высокие содержания Мп приурочены к известковистым доломитам. Поведение Fe похоже на поведение Мп.

При изучении зависимости между структурно-минералогическим составом пород и содержанием в них различных химических элементов установлено, что для Pb, Zn, Мп, Fe характерна отчетливая прямая связь с наиболее тонкими (пелитоморфным) структурным компонентом породы — долмикритом и обратная связь — с дошпатом, образовавшимся в результате перекристаллизации первичной пелитоморфной карбонатной породы. Процессы перекристаллизации первичной пелитоморфной карбонатной породы происходили тем интенсивнее, чем меньше она содержала различных примесей. Так, увеличение содержаний Мп, Fe, Pb, Zn задерживало, а повышение содержания Si активизировало перекристаллизацию породы. Возможно также, что процесс перекристаллизации сопровождался перераспределением примесей и их частичным вытеснением в окружающие пелитоморфные участки.

При изучении зависимости между структурно-минералогическими особенностями пород и распределением в них галенита установлено, что с увеличением в породе

долшпата происходит уменьшение общего содержания галенита. Увеличение доли крита сопровождается увеличением содержания галенита. С возрастанием долшпатовой составляющей уменьшается количество вкрапленников и тонких прожилков галенита размером 0,02—0,20 мм, увеличивается количество агрегатов галенита и средний размер его выделений. Другими словами, количество и форма выделений галенита связаны со степенью перекристаллизации рудовмещающих карбонатных пород.

В рудах с помощью линейного корреляционного анализа и графиков зависимости содержаний установлена корреляционная зависимость между целым рядом химических элементов. Так, Pb обладает довольно сильной линейной связью со всеми другими элементами вместе взятыми, а также с Fe, Mn, Al и Si. У Zn по сравнению с Pb линейная связь со всеми химическими элементами несколько слабее; Zn имеет устойчивую прямую связь с Mn и обратную с Ba. Между парами Zn—Si и Zn—Fe существует сложная форма связи. Ba имеет устойчивую прямую связь с S и отрицательную значимую — с Mn.

Существует положительная линейная значимая связь между Fe и Mn, Fe и Al, Fe и Si, Mn и Al, Mn и Si, Al и Si. Связи между отдельными элементами и их группами в различных частях рудного горизонта неодинаковы, что, видимо, обусловлено изменением условий их седиментации, а также неодинаковой ролью общего количества и форм нахождения элементов.

Положительные или отрицательные связи отражают пространственную близость или разобщенность различных элементов в пределах месторождения (Ba—S, Ba—Zn). Положительная линейная зависимость между Pb и Fe, Pb и Mn, Pb и Al, Zn и Mn, вероятно, отражает генетическую связь при соосаждении в осадок. У Ba и S устанавливается почти прямая положительная связь; для Pb и Zn прямая связь с S_{орг} наблюдается до содержаний последнего 0,4—0,5%, затем зависимость исчезает.

Исследование зависимости между химическим составом вмещающих пород и содержанием в них Pb, Zn и Ba с использованием относительной энтропии химического состава пород выявило прямую связь их содержаний с последней. Это еще раз говорит о зависимости между образованием пород рудного горизонта и содержанием в них компонентов, отражает существование природного барьера, когда в данном участке бассейна происходило быстрое изменение условий осадкообразования, что, в свою очередь, вызвало интенсивное выпадение в осадок сразу многих химических элементов.

Приведенные выше фактические материалы по месторождению Миргалымсай, а также особенности размещения стратиформного свинцово-цинкового оруденения в хр. Каратау позволяют сделать следующие выводы о генезисе данного типа оруденения.

Фаменские карбонатные породы хр. Каратау характеризуются повышенным содержанием Pb и Zn, в том числе на участках с отсутствующей сульфидной минерализацией. В распределении Pb, Zn, Ba, Ag, Fe и Mn устанавливается зависимость от литологического состава и литофаций карбонатных отложений [2, 10—13]. Наиболее распространены эти элементы в известковых доломитах с ленточной, плитчатой, псевдоолитовой или первично-водорослевой текстурой, относящихся к лагунно-морской доломито-известняковой и лагунной доломитовой литофациям. Глинистые известняки и мергели морской известково-мергельной литофации обеднены ими.

Широкое послойное площадное распространение рассеянной минерализации Pb, Zn, Ba, Ag и связь ее с Fe и Mn, входящими в состав породообразующих карбонатов, а также повышенные минерализации в определенных литофациях свидетельствуют о ее первично-осадочном происхождении.

Исследователи, отстаивающие гидротермальную гипотезу образования месторождения Миргалымсай, объясняют приуроченность промышленного оруденения к одному горизонту его «благоприятными» для проникновения растворов и метасоматического замещения текстурно-структурными (развитие ленточных, плитчатых текстур и псевдоолитовых структур) и физическими свойствами (развитие значительной трещиноватости). Указывается положительная роль «экрана» — перекрывающего рудный среднего комковатого горизонта, сложенного известняками со значительной примесью глинистого материала.

Однако гипотеза о гидротермальном происхождении месторождения находится в противоречии с отмечаемыми здесь геологическими фактами, существующими теоретическими представлениями и экспериментальными данными о гидротермальном рудообразовании. Так, к телотермальным относятся месторождения, образованные растворами, значительно удалившимися от магматического источника и потерявшими как запасы тепла, так и способность вступать в химические реакции с окружающими породами. На этом основании естественно предположить, что отложение рудных компонентов из указанных растворов могло произойти при быстром изменении давления в каких-то высокопроницаемых породах, обладающих значительным количеством открытых полостей, т. е. отложение сульфидов и жильных минералов в рудном горизонте должно было происходить путем выполнения различных открытых полостей, а метасоматическое замещение вмещающих пород должно быть исключено или проявлено крайне редко.

При исследовании особенностей строения рудного горизонта и взаимоотношений породообразующих карбонатов с сульфидами, баритом и кварцем выявлено широкое

распространение различных метасоматических структур замещения. Иными словами, налицо результаты химического взаимодействия между неравновесными системами — карбонатной породой и «гидротермальным раствором», принесшим рудные жильные компоненты. В таком случае наиболее интенсивное метасоматическое замещение и рудоотложение должно было происходить в основании фаменской карбонатной толщи, на ее контакте с подстилающими силикатными породами тулькубашской свиты и аргиллитового горизонта, при смене химического состава пород. Однако до настоящего времени на контакте названных отложений в районе месторождения Pb—Zn проявления не известны.

Р. Гаррелс и Р. Дрейер (1952 г.), изучив процессы замещения известняка при низких температурах и давлениях и получив структуры замещения, близкие к природным, пришли к выводу, что идеальные условия для замещения создаются там, где развиты многочисленные полости или поры, создающие зоны с проницаемостью выше средней. Такие условия в рудном горизонте могли существовать на участках повышенной трещиноватости или максимальной раскристаллизации доломитов. Однако на месторождении в зонах повышенной трещиноватости наблюдается обеднение или полное исчезновение оруденения, а между степенью кристалличности пород и содержанием в них Pb, Zn, Fe, Mn устанавливается обратная зависимость.

Отмеченных противоречий можно избежать, если представить, что Pb, Zn, Fe, Mn, Ba, Si, Mg, Ca и другие элементы попали в рудный горизонт еще на стадии седиментации, и наблюдаемые в настоящее время взаимоотношения породообразующих и рудных минералов, а также некоторые особенности распределения химических элементов возникли во время диа- и катагенетического преобразования первично обогащенного ими карбонатного ила в породу. В частности, метасоматические структурные взаимоотношения рудных и породообразующих минералов возникли при превращении карбонатных и гидроокисных форм Pb, Zn, Fe в сульфидную.

Исходя из гидротермальной гипотезы и экранирующей роли среднего комковатого горизонта основная масса Pb—Zn оруденения в рудном горизонте должна концентрироваться в его верхней части, на контакте с экраном. Однако истинное распределение минерализации имеет прямо противоположный характер. Наиболее богатое и выдержанное оруденение приурочено к нижней части горизонта; в средней и верхней его частях отмечается уменьшение содержания, а также сокращение площади распространения рудных компонентов.

Распределение рудных и породообразующих элементов самым тесным образом связано со строением рудного горизонта (изменением мощностей, степени доломитности и структурно-минералогического состава), отражающим условия его образования. Среди последних основную роль в формировании месторождения играла морфология морского дна, которое имело вид пологой, вытянутой в северо-западном направлении впадины (котловины) с несколько затрудненной циркуляцией вод на общем фоне мелководного моря. В зависимости от конфигурации впадины, интенсивности водообмена с окружающим водным пространством, а также изменения общего гидрохимического и гидродинамического режима в ней возникло вполне определенное зональное распределение фациальных условий. Эти изменяющиеся в пространстве и времени условия и определили мощности, степень доломитности и структурно-минералогические особенности рудного горизонта, а также распределение в нем Pb, Zn, Ag, Ba, S, Fe, Mn, Si, Al и S_{орг}. Повышенные содержания их и степень доломитности пород отражают, в частности, постепенное увеличение общей минерализации и значений pH вод от периферии полуизолированной впадины к ее центру.

Текстурно-структурные особенности руд и пород свидетельствуют о сложной истории формирования месторождения с момента отложения ила до современного его облика. В них отражены процессы седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и раннего метаморфизма. Возможная схема образования месторождения Миргалымсай описана ранее [8, 9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барикова Е. А., Зорин Е. С., Фиглина А. Б. Влияние минерало-структурных особенностей рудовмещающих пород на распределение в них галенита (месторождение Миргалымсай). — В кн.: Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1969, с. 63—64.
2. Захаров Е. Е. Металлогения Каратау. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 380—417.
3. Зорин Е. С. О влиянии доломитности на распределение некоторых элементов в рудах месторождения Миргалымсай. — В кн.: Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1969, с. 125—126.
4. Зорин Е. С., Барикова Е. А., Фиглина А. Б. Связь литологического и химического состава руд Миргалымсайского месторождения. — В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 67—71.

5. Зорин Е. С. О природе барита на полиметаллическом месторождении Миргалимсай. — В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 74—79.
6. Зорин Е. С., Лось В. Л. Корреляционная зависимость между некоторыми элементами на месторождении Миргалимсай. — В кн.: Геология и геохимия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1970, с. 89—95.
7. Зорин Е. С. Зональность и ее генезис на полиметаллическом месторождении Миргалимсай. — В кн.: Металлогеническая специализация вулканических покровов и вулканотектонических структур Дальнего Востока и других районов СССР. Владивосток, 1971, с. 170—171.
8. Зорин Е. С. Фациальные и геохимические условия возникновения седиментационных свинцово-цинковых рудных концентраций в Каратау (Казахстан). — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, с. 427—428.
9. Зорин Е. С. Генетические особенности и некоторые закономерности размещения стратиформного цинково-свинцового оруденения в Каратау. — В кн.: Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 36—46.
10. Зорин Е. С., Милеева Л. А. Литофации фаменских отложений Каратау и закономерности размещения в них свинцово-цинкового оруденения. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1976, с. 68—81.
11. Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи девона и нижнего карбона (Южный Казахстан). — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 75—131.
12. Колотухина С. Е. Литология рудоносных слоев месторождения Миргалимсай. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 8, с. 64—75.
13. Лурье А. М. Некоторые закономерности распределения химических элементов в осадочных породах Северо-Байлырского района Центрального Каратау. — Геохимия, 1957, № 5, с. 401—407.
14. Тарасов А. В. О генезисе месторождения Миргалимсай. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 86—97.

УДК 551.24+553.98

Шарданов А. Н., Хаин В. Е. Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов. — Сов. геология, 1979, № 9, с. 3—12.

Описываются основные принципы составления специализированных обзорных тектонических карт нефтегазоносных бассейнов. В отличие от наиболее распространенного принципа районирования платформ по времени консолидации фундамента, а складчатых областей по фазе завершающей складчатости, предлагается районировать нефтегазоносные бассейны по времени накопления структурно-формационных комплексов, содержащих основные нефтегазоносные формации. На древних платформах осадочный чехол предложено рассчитывать на плитные и доплитные комплексы, объединяемые в платформенную систему; между платформенной системой и фундаментом местами выделяется параплатформенная система, сложенная комплексами интракратонных геосинклиналей. Фундамент молодых платформ выделен по тем же признакам, что и древних, т. е. к фундаменту относятся гранитизированные метаморфические породы древней консолидации. Выше выделена складчатая система, объединяющая эвгеосинклинальные, многоэосинклинальные и орогенные комплексы складчатых областей, затем параплатформенная система, включающая комплексы интракратонных геосинклиналей, а также чехлы срединных массивов и синхронных перикратонных прогибов, и, наконец, платформенная система, состоящая из плитных и доплитных комплексов. Смысл предлагаемой классификации заключается в том, чтобы кроме времени формирования по возможности отразить степень изменения пород (складчатость, катагенез, метаморфизм), которая в значительной мере определяет перспективы их нефтегазоносности.

Табл. 2.

УДК 553.042.003.1

Кац А. Я. Метод учета фактора времени при разработке кондиций на минеральное сырье. — Сов. геология, 1979, № 9, с. 12—18.

Излагается принципиальная схема оценки рудных месторождений; анализируются различные критерии оптимальности, рекомендуемые для оценки месторождений и разработки кондиций. Сопоставляются результаты оценки месторождений и оконтуривания их балансовых запасов с применением дисконтирования (сложного процентирования) как метода учета фактора времени и без него. Обосновывается ошибочность метода сложного процентирования применительно к разработке кондиций на примере оценки конкретного месторождения.

УДК 551.735.736.001.33(571.5)

Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П. Основные подразделения верхнего палеозоя Сибирской платформы. — Сов. геология, 1979, № 9, с. 18—33.

Верхнепалеозойские отложения Сибирской платформы расчленены на серии, подсерии, горизонты и свиты. Выделены родинская и бугарихтинская серии с двумя подсериями; в составе нижнеродинской подсерии выделяются тушамский, янготойский и катский горизонты, в верхнеродинской — сухотунгусский и бургу克林ский. Нижнебугарихтинская подсерия объединяет ногинский и чапкоктинский горизонты, верхнебугарихтинская — дегалинский и гагарьеостровский. Все указанные подразделения охарактеризованы палеонтологически, приведены данные о составе соответствующих отложений. Рассматривается история геологического развития региона и эволюция органического мира в каменноугольный и пермский периоды.

Ил. 3, список лит. — 29 назв.

УДК 549.651

Сендеров Э. Э., Бычков А. М. Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов. — Сов. геология, 1979, № 9, с. 33—45.

Применение структурного состояния полевых шпатов в качестве петрогенетического индикатора стало возможным благодаря внедрению в исследовательскую практику новых прецизионных и одновременно достаточно экспрессных методов диагностики структурного состояния и накопле-

нию информации о фазовых отложениях поле-вых шпатов и кинетике их структурных превращений. По структурному состоянию полевых шпатов можно сопоставлять температуры формирования пород, судить о процессах их изменения или перекристаллизации. В статье суммированы современные кристаллохимические представления на природу полевых шпатов, рассмотрены факторы, контролирующие образование их структурных модификаций, выявлены основные закономерности их появления в различных процессах петрогенезиса.

Табл. 1, ил. 1, список лит. — 35 назв.

УДК 551.213+552.313(575)

Самойлов Ю. А., Полуэктов В. Н. Геологическое строение и основные этапы формирования Бабайтагского липаритового массива (Средний Тянь-Шань). — Сов. геология, 1979, № 9, с. 45—55.

Бабайтагский липаритовый массив представляет собой кольцевой магматический комплекс центрального типа, образовавшийся путем многократного внедрения магматических расплавов. В несколько ранних фаз сформировался центральный интруктоидный лапон. Сложный близповерхностными интрузивами гранит-порфи-ров, кварцевых порфиров и фельзитов. В завершающие фазы внедрились гипабиссальные интрузии граносенит-порфиров, кольцевая дайка гранит-порфиров, кластолавы и даubreкчи липаритов.

Морфология и внутреннее строение магматических тел определялись формой кальдерной полости, обусловленной комбинацией субгоризонтальных расколов кольцевого грабена и плоскостью конического кальдерного разлома.

Ил. 2, список лит. — 16 назв.

УДК 553.078 : 533.44(571.53/.54)

Типы свинцово-цинковых месторождений Западного и Северного Прибайкалья/Г. В. Ручкин, Ю. А. Синчук, И. И. Егоров и др. — Сов. геология, 1979, № 9, с. 56—69.

В Западном и Северном Прибайкалье выделено пять структурно-формационных зон: Ольхонская, Кичеро-Приморская, Олохитско-Иликтинская, Акткадо-Гуйская и Прибайкальская и проведен сравнительный анализ их. Соответственно структурно-формационным зонам выделено пять одноименных металлогенических зон, являющихся составными частями Енисейско-Байкальского полиметаллического пояса. Свинцово-цинковые проявления Северного и Западного Прибайкалья объединены в следующие рудные формации: свинцово-цинковую с флюоритом и баритом в карбонатных породах; колчеданно-полиметаллическую; полиметаллическую кварцево-жильную; серно-колчеданную и медистых песчаников. Практический интерес представляют первые две рудные формации. Свинцово-цинковая рудная формация подразделена на два типа: гидротермально-метасоматический и седиментационно-осадочный.

Табл. 1, ил. 1, список лит. — 21 назв.

УДК 552.321.5/6(2-924.16)

Соколова В. Н. Расслоенные интрузии Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров). — Сов. геология, 1979, № 9, с. 70—83.

На основе комплексного изучения вещественного состава пород по разрезам проведено сопоставление массивов Мончегунды и Федоровских — Панских тундр. Установлена их полная аналогия, подтверждающаяся общностью геолого-структурной позиции и морфологии, идентичным составом пород и породообразующих минералов, одинаковыми петрохимическими особенностями и единой металлогенической специализацией. Обоснована принадлежность массивов к перидотит-пироксен-норитовой формации, специфической особенностью которой в данном регионе является локальное развитие в придонной зоне массивов ультрамафитов, приуроченных к флексуобразным перигам подошвы интрузивных тел в зонах поперечных тектонических нарушений.

Ил. 4, список лит. — 13 назв.

Семенова С. Г. Об одной из возможных причин образования волноводов в земной коре.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 84—90.

Наличие железа в составе породообразующих минералов вызывает уменьшение скорости распространения упругих волн в них по сравнению с минералами подобных структур и состава, но не содержащими железа. К такому эффекту приводит увеличение содержания железа и в горных породах. Это обуславливает понижение скорости распространения сейсмических волн в слоях земной коры с повышенным содержанием железа и его окислов.

Табл. 1, ил. 1, список лит.—22 назв.

Череменин Г. А. Влияние трещин в фундаменте на плотность теплового потока на юго-восточной окраине Балтийского щита.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 90—95.

По определению значений плотности теплового потока в 17 пунктах Ленинграда и пригородных районов выявлена термическая аномалия, связанная с наличием трещин (разломов) в фундаменте. На основании теоретических расчетов установлены закономерности изменения теплового потока от количества, расположения и возраста трещин. Рассмотрена густота поисковой сети термических методов с учетом суммарной (аппаратурной и методической) погрешности определения плотности теплового потока.

Табл. 2, ил. 4, список лит.—9 назв.

Сеньковский Ю. Н. Палеогеография и седиментация в сеноманском Восточно-Европейском море.— Сов. геология, 1979, с. 95—99.

В юго-западных районах Восточно-Европейского моря осадконакопление сеноманского времени обусловлено связью этого бассейна с океаном Тетис. Своеобразная палеогеографическая обстановка в зоне перехода эпиконтинентального моря в Карпатскую геосинклинали, а также развитие Карпатского апвеллинга в покутско-буковинской части бассейна благоприятствовали интенсивному накоплению биогенных кремнистых осадков, глауконитсодержащих образований, обогащенных фосфоритами, своеобразных кремнисто-карбонатных и детритовых известковых отложений.

Размещение отдельных типов осадков на площади и во времени определялось морфометрией седиментационного бассейна, изменением гидродинамического режима и тектонической обстановкой альб-сеноманского времени в северных районах Тетиса.

Ил. 1, список лит.—15 назв.

Кравченко Н. С., Бурдэ Б. И. Распределение урана в некоторых магматических породах по данным осколковой радиографии.— Сов. геология, 1979, с. 99—103.

Методом осколковой радиографии изучено распределение урана в гранит-порфирах и кислых вулканических породах. Установлено, что концентраторами урана являются циркон и гематит. На их долю приходится не более 10—30% элемента, законсервированного в породе. Основные породообразующие минералы связывают незначительное количество урана. Большая часть эле-

мента равномерно рассеяна в межзерновом пространстве основной массы. Весьма высокие содержания урана (50—60 г/т) присущи газовой-жидким включениям. Раскристаллизация обломков стекла в кислых пирокластических породах сопровождается выносом первоначально содержащегося в них урана в окружающую пепловую массу. В последней уран распределен равномерно. Доля элемента, связанная в субмикроскопических минеральных формах, возрастает с увеличением девитрифицированности пепловой массы. При выщелачивании в слабоагрессивных средах в раствор переходит не менее трети урана, содержащегося в породе.

Табл. 3, ил. 4, список лит.—5 назв.

Раздельный прогноз углеводородов различного фазового состава в подсололевых отложениях юга Прикаспийской синеклизы/М. С. Арабаджи, А. В. Бухаров, В. Г. Варламов и др.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 104—111.

В статье рассмотрены вопросы прогнозирования пластовых давлений и температур на больших глубинах. Проведен анализ фазового состава углеводородов в недрах юга Прикаспийской синеклизы и прилегающих территорий в зависимости от термобарических условий. Это позволило авторам установить критерии существования различных фаз углеводородов и осуществить раздельный прогноз в пределах исследуемого региона по поверхности подсололевых отложений.

Ил. 4, список лит.—10 назв.

Зайков В. В. О масштабах полиметаллических месторождений.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 111—115.

Анализируются данные по запасам 279 свинцово-цинковых месторождений различных формационных групп СССР и зарубежных стран.

По частоте встречаемости определены масштабы типовых эксплуатируемых месторождений каждой группы. Они образуют следующий ряд: «метаморфизованные» геосинклинальные зоны докембрия (5—10 млн. т) стратиформные свинцово-цинковые карбонатные отложения чехлов платформ и срединных массивов (2—5 млн. т); свинцово-цинковые и медно-цинковые колчеданные месторождения геосинклиналей палеозоя соответственно (1—2 и 0,5—1 млн. т); свинцово-цинковые «метасоматические» в карбонатных породах, жильные и скарные ((0,1—0,5 млн. т). Полученные результаты можно использовать в качестве ориентира при выборе объектов для поисково-оценочных работ на начальной стадии изучения рудных районов.

Ил. 2, список лит.—10 назв.

Букатчук П. Д., Топов М. А. Новые данные о древнеаллювиальных отложениях Среднего Приднестровья.— Сов. геология, 1979, № 9, с. 115—118.

Приводится характеристика древнеаллювиальных отложений VIII надпойменной (бошерничкой) террасы р. Днестра Сорокского района МССР. В них содержатся раковины *Bogatshevia sturi* (М. Н. Г. п.). Новые данные уточняют положение VII и VIII надпойменных террас р. Днестра, что важно для разработки стратиграфической схемы неоген-четвертичных отложений Молдавии и Украины.

Ил. 2, список лит.—8 назв.

Contents

Shardanov A. N., Khain V. E.

Main principles of compilation of tectonic maps of oil and gas basins . . . 3

Kats A. Ya.

Method of time factor consideration applied in elaboration of conditions for mineral raw materials . . . 12

Verbitskaya N. G., Ilyukhina N. P.

Basic stratigraphic units of the Upper Paleozoic of the Siberian Platform 18

Senderov E. E., Bychkov A. M.

Physico-chemical conditions of formation of alkaline felspar structural modifications in petrogenesis . . . 33

Samoilov Yu. A., Poluektov V. N.

Geology and main formation phases of the Babaitag liparite massif (The Middle Tien Shan) . . . 45

Ruchkin G. V., Sinchuk Yu. A.,

Egorov I. N., Tigunov L. P.,

Chesnokov S. V.

Types of lead and zinc deposits of the Western and Northern Pribaikalye 56

Sokolova V. N.

Stratified intrusions of the Imandra-Varzug zone (the Kola peninsula) . . . 70

BRIEF REPORTS

Semenova S. G.

On one of the possible reasons of waveguide formation in the Earth crust 84

Cheremensky G. A.

Basement fracture influence upon the heat flow density in the southeastern margin of the Baltic Shield . . . 90

Senkovsky Yu. N.

Paleogeography and sedimentation in the Cenomanian Eastern-European Sea . . . 95

Kravchenko N. S., Burde B. I.

Uranium distribution in some magmatic rocks based upon radiography data 99

Arabadji M. S., Bukharov A. V.,

Varlamov V. G., Milnichuk V. S.,

Takayev Yu. G.

Differential prediction of hydrocarbons of various phase composition in subsalt deposits of the Southern Pricaspian syncline . . . 104

Zaikov V. V.

On the size of polymetallic deposits 111

Bukatchuk P. D., Topov M. A.

Some new data on the old alluvial deposits of the Middle Pridnestrovye 115

SCIENTIFIC CHRONICLE

Saks V. N., Dagis A. S., Ilyina V. I.,

Kulkova I. A., Meledina S. V.,

Golbert A. V.

The IIIrd Interdepartmental Conference on the elaboration of unified and correlation stratigraphic diagrams on the Mesozoic and Cenozoic of the Middle Siberia . . . 119

CRITIQUE AND BOOK REVIEWS

Zorin E. S.

On the origin of the Mirgalimsai deposit . . . 122

Цена 1руб.

70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1979, №9, 1-128