

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



9/1993

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ

ЗОЛОТО-РТУТНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ РОССИИ

УРАНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ УВАНАС

Если Вы хотите

**НАЙТИ ВЗАИМОПОНИМАНИЕ С ИНОСТРАННЫМ ПАРТНЕРОМ
ПО ПРИВЛЕЧЕНИЮ ИНОСТРАННЫХ ИНВЕСТИЦИЙ
НА ВАШЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ,**

**ТО СОСТАВИТЬ ТЭО НА ВАШ ОБЪЕКТ ПО МЕТОДИКЕ,
ПРИНЯТОЙ В ЗАРУБЕЖНЫХ ГОРНОРУДНЫХ КОМПАНИЯХ,**

Вам поможет сборник лекций

**"ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ГОРНОРУДНЫХ
ПРОЕКТОВ В СТРАНАХ С РЫНОЧНОЙ ЭКОНОМИКОЙ"**

прочитанных в России Дж. Х. Хиллом (Австралия)

В работе дается разъяснение основных экономических показателей, используемых зарубежными банками и инвесторами для оценки рентабельности горнорудных объектов, приводятся критерии сравнения привлекательности объектов для инвесторов, требования к ТЭО, а также подробные примеры расчета, графики, таблицы, номограммы

Работа раскрывает систему геолого-экономической оценки, принятую в практике западных горнодобывающих компаний и банков

Объем сборника — около 200 стр.

Стоимость — 40 тыс. руб. (наличный или безналичный расчет)

Оплату можно перевести на расчетный счет ЦНИГРИ 208620 в Коммерческом Интерпрогрессбанке, г. Москвы, МФО 201508, кор. счет 402161100 в РКЦ г. Москвы ГУ ЦБ РФ, МФО 201791

Для оформления заказа копию платежного поручения, а также заявку с указанием полного почтового адреса, телефона и фамилии получателя необходимо направить по адресу:

113545 Москва, Варшавское шоссе, 129 «Б» ЦНИГРИ, группа зарубежных связей

Тел/Факс: (095) 315-27-01

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

9/1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойдо, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

МОСКВА

К 80-летию Николая Андреевича Беляевского

Исполнилось 80 лет со дня рождения Николая Андреевича Беляевского (1913—1978 гг.) — известного геолога, доктора геолого-минералогических наук, профессора, заслуженного деятеля науки и техники РСФСР, крупного специалиста в области региональной геологии, минерации, геологической картографии, тектоники, исследователя труднодоступных регионов Южного и Восточного Тянь-Шаня, Каракорума, Кунь-Луна, Таримской впадины, окраины Тибета.

Н.А. Беляевский — один из инициаторов изучения глубинного строения Земли комплексными геолого-геофизическими методами, включая сверхглубокое бурение, исследования островных дуг, рифтовых зон, термики Земли. Николай Андреевич Беляевский написал более 200 научных работ, в том числе монографии, посвященные вопросам региональной геологии, металлогении, тектоники, прикладной геофизики, глубинной геологии. Он руководил новаторской работой по созданию «Карты разломов территории СССР, сопредельных стран и морей» масштаба 1:2 500 000 — первой карты такого типа в мировой геологической картографии.

Имя Н.А. Беляевского широко известно мировой геологической общественности. Он был одним из организаторов Международного союза геологических наук, первым вице-президентом Комиссии по Международной геологической карте Мира, одним из руководителей международных проектов (Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры, Геодинамический, Памиро-Гималайский). Его ученики и последователи и сейчас плодотворно работают в области глубинной геологии. Николай Андреевич Беляевский запомнился одаренным человеком огромного трудолюбия и целеустремленности.

Редколлегия

Природные битумы Крконошского предгорного бассейна

Б. А. КЛУБОВ (ВНИГРИ)

Крконошский предгорный бассейн расположен в Северо-Восточной Чехии. Он имеет форму прямоугольной брахиантиклинали, вытянутой в субширотном направлении. Кристаллический комплекс верхнего протерозоя — нижнего палеозоя Крконошских гор образует его северное обрамление. На востоке бассейн соседствует с внутренним Судетским бассейном, на западе и юге — с окраинными структурами Чешского мелового плато. Бассейн выполнен комплексом осадочных верхнекаменноугольных — нижнетриасовых пород общей мощностью 1000—1300 м. Комплекс разбит двумя системами тектонических разломов простирающихся запад — восток и северо-запад — юго-восток и пронизан субпластовыми телами базальтоандезитов и трахиандезитов (милефиров) пермского возраста. На крайнем западе бассейна присутствуют тела оливиновых миоцен-плиоценовых вулканитов.

Битумоносный рудничный горизонт, входящий в состав нижнепермской свиты врхляби, был известен еще с прошлого века [13]. Он образует выходы на двух крыльях брахисинклинали бассейна — северном и южном. Выходы эти прерывисты и обрываются разрывными нарушениями. На северном крыле выход горизонта более устойчив. Горизонт содержит два пласта «битумных» (горючих) сланцев (верхний — 0,7—0,9 м, нижний — 0,2—1,45 м) и имеет общую мощность 66—70 м.

В октябре 1990 г. автор исследовал проявления битумов в разрезе рудничного горизонта на участке строящейся автодороги вблизи городка Врхляби. Проведено описание разреза ЧК1. Кроме того, изучен выход части рудничного горизонта на южном крыле брахисинклинали на участке Коварув Млин — обнажение ЧК2.

Разрез на участке Врхляби (обн. ЧК1) представляет собой моноклинально (9—12°) падающую серию, вскрывающуюся на протяжении 260 м в искусственном обнажении вдоль автомобильной дороги. Ориентировано обнажение в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток (примерно 340°), горизонт вскрывается почти вкрест простирающихся. В разрезе рудничного горизонта здесь обнажаются два пласта «битумных» слан-

цев. Общая видимая мощность вскрытого разреза 66—70 м.

Выход рудничного горизонта на участке Коварув Млин (обн. ЧК2) расположен на окраине села Кошчалов, примерно в 15 км на запад-юго-запад от обн. ЧК1. Здесь в небольшом обрыве высотой 10—12 м и протяженностью около 20 м обнажается нижняя часть рудничного горизонта. Обнажение ЧК2 входит в состав охраняемого геологического заказника «Локалит Коварув Млин». Здесь автором описано два слоя.

Верхний слой (0,7—0,8 м) соответствует нижнему пласту «битумного» сланца рудничного горизонта, нижний (9—11 м), сложен глинисто-алеврит-карбонатной керогенсодержащей породой темно-серого и светло-коричневого цвета.

В целом большая часть разреза рудничного горизонта представлена породами битумоматеринского типа глинисто-карбонатного и карбонатно-глинистого составов. Преобладает неравномерное линзовидно-слоистое чередование глинисто-керогенсодержащих, глинистых и керогеновых прослоев с линзочками микритового известняка, глинистого материала, пропитанного темно-коричневым бесструктурным органическим веществом (ОВ). Детритные компоненты керогена, по заключению Г. М. Парпаровой (ВНИГРИ), представлены главным образом талломоальгинитом (до 30 % и более). В виде единичных включений (до 1 %) встречаются обрывки витринита и фюзинита. Бесструктурное ОВ состоит в основном из коллоальгинита, неравномерно пропитывающего органо-минеральную смесь таких пород. Талломоальгинит состоит из желтых в проходящем свете альговых включений размером от сотых до десятых долей миллиметра. Некоторые альговые тела похожи на известные *Botryococcus braunii* (Zalessky) [7].

Для слоистых глинисто-карбонатно-керогеновых пород типа «битумных» сланцев характерны (табл. 1, пробы ЧК1-1, ЧК1-6, ЧК1-9) продолговато-линзовидные выделения темно-коричневого, красно-бурого или черного бесструктурного вещества размером от нескольких миллиметров до 4 см длиной и до 0,5 см шириной. Е. Стах и др. [16] описали подобные вещества как битумини-

1. Характеристика битумов из рудничного горизонта (коллекция Б. А. Клубова, 1990)

Образцы с битумами	Элементный состав, %						Групповой состав, %						Углеводородный состав масел, %		Класс битума
	C	H	S	N	O	H/C _{ar}	Масла	Сколы бензолины	Сколы спарто-бензолины	Асфальтены	Асфальтеновые кислоты	Метано-нафтеновые	Ароматические		
ЧК1-1	84,48	10,46	0,89	0,40	3,77	1,50	62,7	14,9	13,4	6,9	2,1	Не опр.	Не опр.	Мальга	
ЧК1-2а по трещинам	85,08	9,98	0,58	4,36		1,42	34,3	22,3	13,2	26,9	3,3	Не опр.	Не опр.	Асфальт	
ЧК1-2б по микропорам и микротрещинам	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	35,5	22,9	12,6	26,3	2,7	Не опр.	Не опр.	Асфальт	
ЧК1-3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	54,6	19,5	11,4	9,6	4,9	Не опр.	Не опр.	Мальга	
ЧК1-5	84,51	11,83	1,30	2,36		1,68	71,4	14,3	7,3	4,9	2,1	43,98	66,02	Нефть	
ЧК1-6а линзы битума	84,63	10,48	0,59	4,30		1,50	47,4	16,0	23,7	7,9	5,0	Не опр.	Не опр.	Мальга	
ЧК1-6б битум в микропорах и микротрещинах	84,83	11,67	0,80	2,70		1,65	70,4	15,1	7,5	4,4	2,6	Не опр.	Не опр.	Нефть	
ЧК1-7	84,4	10,7	0,35	4,55		1,52	39,1	8,4	16,3	28,0	8,2	Не опр.	Не опр.	Асфальт	
ЧК1-8а по трещинам	85,4	10,50	0,45	3,65		1,46	46,8	17,0	23,6	10,6	2,0	38,37	61,63	Мальга	
ЧК1-8б по микропорам и микротрещинам	84,50	10,44	1,20	3,86		1,47	61,3	26,5	8,5	3,4	1,3	Не опр.	Не опр.	Мальга	
ЧК1-9	84,6	10,80	0,42	4,18		1,41	39,5	19,0	25,8	10,8	4,9	47,2	52,8	Асфальт	
ЧК1-10а крупные выделения	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	49,4	23,70	14,30	10,5	2,2	40,18	59,82	Мальга	
ЧК1-10б по микропорам и микротрещинам	86,79	10,88	0,30	2,03		1,54	62,3	23,80	4,8	7,4	1,7	Не опр.	Не опр.	Мальга	
ЧК2-1	85,81	9,96	0,65	3,58		1,39	47,9	31,5	16,3	3,0	1,3	Не опр.	Не опр.	Мальга	
ЧК2-2	84,85	11,07	0,50	3,58		1,40	44,0	36,4	15,7	1,6	2,3	26,62	73,38	Мальга	

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены во ВНИГРИ аналитиками Е. В. Гарибьян и Т. Н. Абрамовой; в качестве растворителя использовался хлороформ (CHCl₃).

ты — производные бесструктурного водорослевого (альгального) материала. И. И. Аммосов выделял их под названием нафтолиты [9]. Такое вещество в обр. ЧК1-9 представляет собой асфальтиты (гильсониты), обладающие отражательной способностью в воздухе, равной 53—54. По мнению Г. М. Парпаровой, стадия катагенеза ОВ указанных битумоматеринских пород не превышает буроугольной — начально каменноугольной стадии (Б₃ — Д₁) или по шкале катагенеза [8] — градаций ПК₃ — МК₁.

Почти все описанные литотипы рудничного горизонта представляют собой комплексные гетерогенные материнско-коллекторские системы, состоящие из неравномерно чередующихся слоев материнских пород и линзовидных слоев мелко-среднезернистых доломитистых известняков — первичного коллектора, куда и попадали первые порции первично-миграционных битумов.

Другой особенностью пород рудничного горизонта является обогащение их сульфидами, развитыми как почковидные выделения по ОВ и частично по битумам (обр. ЧК1-1, ЧК1-3, ЧК1-4, ЧК1-6, ЧК1-9). Они представлены пиритом, арсенопиритом и иногда галенитом.

В породах горизонта можно выделить трещины по меньшей мере шести генераций: 1) чаще всего субпластовые, выполненные кальцитом, но без битумов; 2) то же, но с первично-миграционным битумом поверх кальцита; 3) с кальцитом, по которому развиваются «щетки» или оторочки халцедоновидного кварца, без битума; 4) то же, но с битумом поверх кварца; 5) открытые (зияющие), заполненные только жидким или твердым (тухолит) битумом, но без какой-либо другой видимой минерализации; 6) явно свежие, открытые, пустые. Самыми «старыми» можно считать трещины первых номеров, свежими — открытые (как правило, крутосекущие).

Породы рудничного горизонта очень напоминают озерные материнские породы группы Динантских нефтяных сланцев нижнего карбона Шотландии [15]. По количеству и типу органики, а также по выходу смолы полукоксования сланцы рудничного горизонта наиболее близки пермским сланцам месторождений Отэн и Сэнт-Илер (Франция), где средний выход смолы составляет 8,2—9,5 %, а также сланцам Усть-Каменогорского месторождения в Казахстане — 8 % [10].

В разрезе рудничного горизонта участка Врхляби проявления битумов особенно обильны. Здесь встречены макровыделения твердых битумов типа битуминитов или нафтолитов в виде линзовидных и субпла-

стовых гнезд. Внешне они напоминают матовый липтобиолитовый уголь, имеют раковистый излом, неровные кусковатые сколы. В шлифе такой битум большей частью непрозрачен и только в тонких срезах по краям имеет красно-бурю оторочку. Видимая структура отсутствует. Такого типа битум встречен в пластах 1 (обр. ЧК1-1), 2 (ЧК1-2), 6 (ЧК1-6) и 9 (ЧК1-9). Наиболее крупные выделения таких битумов отмечены в пластах «битумных» сланцев (сл. 1 и 9). Проанализировать удалось подобные выделения только в сл. 9 (обр. ЧК1-9) и подобный ему битум в сл. 6 (обр. ЧК1-6а). По составу битум первого из образцов оказался асфальтом (масел 39,5 %), находящимся на границе с мальтой, а второго — мальтой, приближающейся к асфальту (масел 47,4 %). Их элементный и групповой составы близки (см. табл. 1). По пяти определениям в этих битумах преобладают ароматические УВ над метано-нафтеновыми. Судя по данным ИК-спектрометрии, выполненной Е. М. Файзуллиной (ВНИГРИ), битумы обр. ЧК1-6а и ЧК1-9 по оптической плотности полос поглощения связей С—С ароматических структур (полоса 1600 см⁻¹) и связей С—Н замещенных ароматических структур (полосы в обл. 880—760 см⁻¹) оказались почти одинаковыми. Подобный битум обр. ЧК1-1 по ИК-спектрам также близок по ароматическим структурам битумам обр. ЧК1-6а и ЧК1-9.

Другой распространенный тип битума в разрезе рудничного горизонта — вязкий и твердый битум по микротрещинам (обр. ЧК1-2а, ЧК1-8а, ЧК1-10а). Эти битумы близки по составу, отличаясь друг от друга только степенью биодеградаци и химического выветривания. Жидкие вязкие битумы представляют собой мальты, приближающиеся к окисленным тяжелым нефтям, а твердые — асфальты, приближающиеся, с одной стороны, к мальтам, с другой — к асфальтитам (см. табл. 1).

Самыми слабо преобразованными оказались битумы, пропитывающие микропоры и микротрещины. По составу они часто соответствуют тяжелым нефтям (обр. ЧК1-5 и ЧК1-6) или легким мальтам (обр. ЧК1-8б, ЧК1-10б) (см. табл. 1). Наряду с твердыми битумами типа битуминитов их также, скорее всего, следует относить к категории первично-миграционных образований [2, 4, 5]. Несмотря на отличие в групповом составе от битумов первых двух категорий, они также генетически им родственны, что подтверждается данными газожидкостной хроматографии (табл. 2).

Интересен также единственный в данном разрезе низший ураноносный антракосолит — тухолит (обр. ЧК1-4). Он выполняет

2. Состав метано-нафтеновых углеводородов битумов рудничного горизонта (определение А. И. Шапиро, ВНИГРИ)

Состав	Образцы				
	ЧК1-2а	ЧК1-5	ЧК1-8а	ЧК1-10а	ЧК2-2
Доля метано-нафтеновой фракции, % на битум	21,09	43,98	38,37	40,18	26,62
Me-Nh фракция, % на битум:					
н-алканы	8,04	0,20	0,27	6,99	1,23
изопренаны	0,80	0,33	0,54	2,02	0,64
изоалканы + цикланы	12,25	43,54	37,56	31,17	24,75
Н-алканы, % на битум:					
$\sum$ до C ₁₅	0,010	0,004	0,007	0,03	0,002
$\sum$ C ₁₆ — C ₂₀	2,392	0,035	0,063	2,72	0,267
$\sum$ C ₂₁ — C ₂₅	3,351	0,073	0,081	2,64	0,523
$\sum$ C ₂₆ — C ₃₀	1,975	0,064	0,090	1,53	0,405
$\sum$ C ₃₀	0,314	0,024	0,030	0,09	0,034
Изопренаны, % на битум:					
i C ₁₆ — i C ₁₈	0,07	0,01	0,03	0,24	0,03
i C ₁₉ — i C ₂₀	0,43	0,21	0,24	1,11	0,38
i C ₂₁ — i C ₂₅	0,31	0,11	0,28	0,67	0,23
$\frac{HC_{13} - HC_{20}}{HC_{21} - HC_{30}}$	0,45	0,28	0,41	0,66	0,29
$\frac{HC_{16} - HC_{22}}{HC_{23} - HC_{29}}$	1,03	0,81	0,77	1,36	0,66
$\frac{\text{Пристан}}{\text{Фитан}}$	2,41	0,75	1,14	0,64	0,37
$\frac{HC_{16} - HC_{20}}{HC_{21} - HC_{25}}$	1,62	2,10	0,96	2,03	1,75
$\frac{\text{Фитан}}{HC_{16}}$	0,22	16,29	7,93	1,09	5,23
$K_1 = \frac{\text{Пр} + \text{Фит}}{HC_{17} + HC_{18}}$	0,47	8,70	11,29	0,98	4,33

субвертикальную трещину (10—15 см шириной), секущую пачку (25 м) переслаивания глинистых битуминозных известняков и глинисто-карбонатных керогенсодержащих пород. Битум хрупкий, кусковый, углеподобный, сильно обожженный с поверхности. Он радиоактивен, его естественное излучение не менее 150 мкР/ч. Зольность битума 8,69 %, влага (при 105°C) 3,04 %, элементный состав, %: С — 75,8; Н — 3,6; S — 1,02; N + O — 19,58; Н/С_{ат} — 0,57. Создается впечатление, что жила с тухолитом не только пронизывает пачку 4, но и, вероятно, соединяет верхний и нижний пласты «битумных» сланцев, а может быть, уходит еще глубже.

В составе метано-нафтеновой фракции в

четырех из 11 изученных битумов горизонта существенно преобладают изоалканы и цикланы. Нормальные алканы везде составляют меньшинство, что свидетельствует о сильной биodeградированности битумов. Во всех исследованных битумах идентифицированы н-алканы (всегда в меньшем количестве, чем изопренаны, изоалканы плюс цикланы), 12- и 13-монометилзамещенные алканы, ациклические изопренаны состава C₁₅—C₂₅, Т-образные изопреноиды, три-, тетра- и пентациклические, насыщенные УВ.

Самыми биodeградированными оказались битумы обр. ЧК1-5 и ЧК1-8. Их насыщенные УВ представлены на 98—99% цикланами. Среди изоалканов найдены 12- и 13-монометил-алканы. Изопреноидные УВ на 60 % представлены в этих битумах пристаном и фитаном, повышена доля УВ C₂₁—C₂₅; отношение пристан/фитан составляет около единицы (см. табл. 2). Характерно присутствие Т-образных соединений. Цикланы отличаются повышенным содержанием стеранов (C₂₇—C₂₉) и гопанов (C₂₉—C₃₂). Несмотря на большую, чем у других битумов, биodeградированность, повышенное содержание тетра- и пентациклических УВ в рассматриваемых битумах указывает на то, что они являются незрелыми, а также, видимо, близки еще материнскому ОВ.

Асфальт обр. ЧК1-2а и мальта обр. ЧК1-10а отличаются от других битумов большей сохранностью. Они слабо биodeградированы. В них отмечено повышенное содержание нормальных алканов и ациклических изопренанов. Отношение изопренанов к сумме н-алканов составляет 0,29 и 0,10 (см. табл. 2). Среди н-алканов идентифицированы УВ с числом углеродных атомов от C₁₆ до C₃₅. Максимум в распределении н-алканов приходится на УВ C₁₆—C₂₅. Среди них в наибольших концентрациях присутствуют УВ C₂₀, C₂₁, C₂₂, C₂₃ и C₂₄. Отношение C₁₆—C₂₂/C₂₃—C₂₉ больше 1. Среди изоалканов 12- и 13-монометил-алканы найдены только в обр. ЧК1-10а. Ациклические изопренаны идентифицированы в области C₁₆—C₂₅. В максимальных количествах найдены пристан и фитан. В составе полицикланов найдены только пентациклические УВ ряда гопапа C₂₉—C₃₂. Наличие таких биомаркеров также, скорее всего, свидетельствует о низкой зрелости данных битумов.

Исследование ИК-спектров битумов класса нефтей, мальт и асфальтов, приближающихся к мальтам, подтвердило их близость по степени зрелости. Все битумы по ИК-спектрам различаются только по степени окисленности. Тухолит обр. ЧК1-4 характеризуется более низкими связями С—Н за-

мещенных ароматических структур (ниже интенсивность полос в области 900—750 см⁻¹) и повышенным участием в структуре групп С—О кислотного типа ($D_{1700} = 0,36$) по сравнению с нерадиоактивными битумами этого класса [11].

Для полиароматических УВ, входящих в состав масел исследованных битумов, И. Л. Соловьевой (ВНИГРИ) были получены электронные спектры поглощения. Оказалось, что концентрация полиароматических УВ в маслах изученных битумов невелика, доля собственно ароматических структур еще меньше (концентрация ароматического углерода в маслах не превышает 14 %), голоядерных структур в них не обнаружено. Это объясняется невысокой степенью зрелости изученных битумов. Факторы гипергенеза, несомненно, влияют на все изученные битумы, но в различной степени, что сказывается на отношении ароматического углерода, содержащегося в нафталиновых циклах и суммарном содержании ароматического углерода в тетрациклических циклах. Наиболее гипергенно измененными оказались битумы образцов ЧК-2а, ЧК1-6, ЧК1-10а, наименее — ЧК1-3, ЧК1-9. Для обр. ЧК1-2а, ЧК1-10а это обстоятельство кажется несколько странным, если учесть их слабую биодegradированность.

Тухолит обр. ЧК1-4 изучался во ВСЕГЕИ и ВНИГРИ. Рентгеноструктурным анализом установлен урановый минерал со структурой типа настурана (аналитик О. Ю. Дубин, ВСЕГЕИ). По результатам количественного рентгеноспектрального анализа, выполненного на микронзондовом анализаторе «Камека» В. В. Павшуковым (ВСЕГЕИ), состав уранового минерала следующий, %: U — 76,45, Pb — 3,59, Si — 0,66, Ca — 2,57, O — 16,73. Кроме того, выявлены минералы мышьяка.

Рентгеноспектральным анализом самого тухолита определен процентный состав примесей: U — 2, Th — $18 \cdot 10^{-4}$, Pb — $1039 \cdot 10^{-4}$, Rb — $5 \cdot 10^{-4}$, Sr — $8 \cdot 10^{-4}$. Урановая минерализация сопровождается выделениями пирита, арсенопирита, галенита (?). Отмечается повышенное содержание свинца, мышьяка, серебра и меди, никеля и циркона. Взаимоотношения настурана и битума, скорее всего, свидетельствуют об их совместном образовании в гидротермальном процессе (распада твердого раствора).

Битумы (мальты) участка Коварув Млин отличаются от описанных как бы еще меньшей термической зрелостью. Как отмечалось, битумы на этом участке обнаружены в нижнем пласте рудничного горизонта в двух видах. В обр. ЧК2-1 битум диспергирован в глинисто-карбонатной керогенсодержащей породе типа «битумного» сланца.

Он тесно связан с ОВ этой породы, и, по существу, является типично первично-миграционным образованием самой начальной фазы битумогенеза (первые протонафтиды). В обр. ЧК2-2 битум (вязкая мальта) приурочен к трещинам синерезиса диагенетических септариевых конкреций. Такого типа битумы известны в подобных толщах и отнесены автором к первым протонафтидам [2, 3, 5]. По составу эти битумы почти идентичны — это смолистые мальты (см. табл. 1), очень похожие на мальты и асфальты обр. ЧК1-2, ЧК1-8 и ЧК1-10 из разреза Врхляби.

По данным газожидкостной хроматографии (см. табл. 2), насыщенные УВ обр. ЧК2-2 характеризуются средними значениями *n*-алканов и изопреноидных алканов. Отношение изопренанов к сумме *n*-алканов составляет 0,5. В составе *n*-алканов отмечаются повышенное содержание УВ C_{21} — C_{25} , небольшие концентрации УВ C_{23} , C_{24} и C_{25} , особенно C_{26} и C_{27} . Доля УВ выше C_{15} и ниже C_{30} мала. Среди изоалканов найдены 12- и 13-монометилалканы. Изопренаны на 60 % представлены реликтовыми УВ пристаном и фитаном с преобладанием последнего. Среди изопренанов найдены УВ Т-образной структуры C_{21} — C_{25} . Для цикланов этого битума характерно наличие стеранов C_{27} — C_{29} (7,5%) и гопанов C_{29} — C_{32} (20,4%). Приведенные данные говорят о генетической близости этого битума к битумами участка Врхляби, но меньшей его бактериальной деградации. Присутствие повышенного количества стеранов и гопанов свидетельствует о еще меньшей зрелости битума обр. ЧК2-2. Данные ИК-спектрометрии подтверждают генетическую близость битумов с участков Коварув Млин и Врхляби. То же можно сказать и о составе ароматических УВ. Вместе с тем, данные ИК-спектрометрии свидетельствуют о присутствии в битумах ЧК2-1, ЧК2-2 твердых парафиновых УВ и о преобладании длинных парафиновых цепей (обр. ЧК2-2). В обр. ЧК2-1 отмечена значительная степень окисленности. Как и в битумах участка Врхляби, среди ароматических УВ здесь существенно преобладают бензольные и нафталиновые УВ, сумма ПАУ небольшая. Но среди ПАУ в битумах ЧК2-1 и ЧК2-2 не оказалось таких соединений, как коронен, трифенилен, алкин-нафталин, которые, хотя и в очень малых количествах, но установлены в битумах обр. ЧК1-6, ЧК1-10, ЧК1-9, ЧК1-3 разреза Врхляби. Это косвенным образом указывает на еще меньшую термальную зрелость битумов участка Коварув Млин.

В заключение можно сказать следующее. Битумы разреза Врхляби могут быть отне-

сены к трем основным категориям: первично-миграционные нафтиды (вторые прото-нафтиды) [2, 3, 4]; претерпевшие миграцию на небольшое расстояние внутри горизонта и связанные со сравнительно поздними трещинами (мезонафтиды) [5]; типа тухолита (обр. ЧК1-4), связанные с самыми «свежими» открытыми трещинами. Битумы первой и второй категорий тесно генетически связаны между собой и отличаются в основном только разной степенью биодеградаци и окисленности. Тухолит из жилы (обр. ЧК1-4) также, видимо, генетически связан с рудничным горизонтом или вообще с отложениями перми Крконошского бассейна. Хотя не исключено, что он является продуктом гидротермальной деятельности и его первоисточником могли быть более глубокие этажи палеозойских отложений. Известно, что во всех описанных случаях в уранобитумных системах процесс минералообразования — многостадийный. На рудной стадии до образования ураноносных битумов, как правило, накапливались сульфиды (в нашем случае пирит, арсенопирит и галенит). В большинстве случаев битумы также отлагались из гидротермальной системы совместно с настураном. При этом образование настурана, скорее всего, происходило при стягивании урана из микрообъема исходной системы, основу которой составляло полимеризирующееся еще жидкое битумное вещество. Тухолиты возникали из жидководородного субстрата в результате роста множества надмолекулярных частиц — фибрилл, глобул [8]. К сожалению, имеющегося материала недостаточно для более определенного суждения о природе тухолита разреза Врхляби.

Битумы с участка Коварув Млин очень близки битумам первой категории Врхляби, однако битум из конкреции (обр. ЧК2-2) по степени измененности и зрелости относится, скорее, к диагенетическим [3].

Первично-миграционные битумы в принципе соответствуют так называемым донефтяным битумам, выделившимся из незрелой материнской породы [12]. Для наиболее ярких представителей таких битумов характерны высокие концентрации фитана, высокое отношение гаммацерана к 17α (H), 21β (H) — гопану [2]. Уровень протокатагенеза соответствует отражательной способности 0,3—0,5. Это также отвечает зонам выделения грэемита — альбертита, Г. Якоб [9, 14] и уровню вторых протонафтидов зоны прогрессирующего битумогенеза, Б. А. Клубов [2, 5].

Некоторые специалисты считают, что источником УВ в протокатагенезе являются главным образом смолы и асфальтены, причем асфальтены можно рассматривать как

недозревший кероген [12]. Смолы и асфальтены при этом образуются за счет мягкого термоллиза и термокатализа керогена, изначально обогащенного кислыми компонентами. А сам кероген в таких случаях имеет преимущественно водорослево-бактериальную природу, такую как нитевидные бактериальные покровы или маты миоценовой формации Монтерей в Калифорнии [1].

Необходимо подчеркнуть, что рудничный горизонт Крконошского бассейна, по нашему мнению, является самостоятельным объектом, прежде всего, как сырьевая база для получения «синтетической» нефти с комплексной утилизацией редких ценных металлов урана, ванадия, свинца, мышьяка. Этот горизонт интересен и как своего рода научный полигон для изучения слабо зрелого ОВ и первично-миграционных битумов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженова О. К. Исходное органическое вещество раннекатагенетических нефтей // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. — М.: Наука, 1990. С. 76—82.
2. Клубов Б. А. Природные битумы Севера. — М.: Наука, 1983.
3. Клубов Б. А. Принципиальный механизм образования битумов в диагенетических карбонатных конкрециях // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 964—968.
4. Клубов Б. А. Первично-миграционные битумы и главные литологические причины их образования // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 26—32.
5. Клубов Б. А. Принципиальная модель образования природных битумов в свете новых данных // Горючие сланцы. 1988. № 4/5. С. 365—374.
6. Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК. Горючие ископаемые. М., 1976. С. 47—62.
7. Парнарова Г. М., Жукова А. В. Углететрографические методы в изучении осадочных пород и полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1990.
8. Пеньков В. Ф. Генетические особенности ураноносных битумов // Накопление и преобразование ОВ современных и ископаемых осадков. М., 1990 (Сб. научных трудов ГИН АН СССР).
9. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых / И. И. Аммосов, В. И. Горшков, Н. П. Гречишников и др. — М.: Наука, 1987.
10. Уров К. Э., Сумберг А. И. Характеристика горных сланцев и сланцеподобных пород известных месторождений и проявлений. — Таллинн: Валгус, 1992.
11. Файзуллина Е. М. Природные битумы разных генетических классов по данным ИК-спектроскопии // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 2. С. 57—63.
12. Curiale I. A. Origin of solid bitumens, with emphasis on biological marker results // Org. Geochem. 1986. Vol. 10, P. 559—580.
13. Hošek M. Bituminous shales of Krkonose piedmont basin / Coal-bearing formations of Czechoslovakia. Papers presented at the 1st National conference on coal-bearing formations of Czechoslovakia, Prague, January 27—29, 1987. Dionyzstutur instituta of Geology, Bratislava, 1988. P. 171—174.
14. Jacob H. Petrologia von Asphaltiten und asphaltischen

- Pyrobitumina // Erdol und Kohle — Erdgas — Petrochem. 1967. Bd. 20. S. 393—400.
15. Parnell J. Lacustrine petroleum source rocks in Dinantian Oil shale Group, Scotland: a review. From:

- Lacustrine Petroleum Source Rocks // Geological Society Special Publication. 1988. No. 40. P. 235—246.
16. Stach E., Mackowsky M. T., Teichmüller M., Taylor G. H., Chandra D., Teichmüller R. Stach's Textbook of Coal Petrology Gebrüder Borntraeger. Berlin. 1982.

УДК 551.44

© В. Н. Катаев, 1993

Геологические условия и этапы развития карста в нефтегазоносных толщах Западного Прикаспия

В. Н. КАТАЕВ (Пермский университет)

Западный Прикаспий является перспективной нефтегазоносной территорией. Нефтегазопроявления установлены по всему разрезу от каменноугольных до четвертичных отложений [5, 22]. Нефтегазовые скопления приурочены к ранне- и среднекаменноугольным, среднеюрским, ранне- и поздне меловым карбонатным и терригенным коллекторам. Оценивая перспективы нефтегазоносности, исследователи отмечают влияние древних процессов выщелачивания на улучшение коллекторских свойств известняка. Вблизи поверхностей несогласия или в зонах трещиноватости в результате выщелачивания в 4—5 раз увеличивается раскрытость трещин и резко возрастает проницаемость пласта. На глубине от 3 до 5,5 км сохраняются высокочемкие, проницаемые породы со сложным типом коллектора, в которых первичная пористость залечена (или почти залечена), а вторичная генетически связана с трещиноватостью, дополнительно раскрывшейся за счет выщелачивания.

Распределение элементов региональной, локальной и блоковой структур массива определяется тектоникой региона. Элементы ослабления массива, ограничивающие структурные блоки, более динамичны в тектоническом и, как следствие, в гидрогеологическом и гидрохимическом отношениях, о чем свидетельствуют результаты исследований Н. Д. Буданова (1964, 1970) на Урале, Г. К. Михайлова и др. (1968) на Уфимском плато, Б. Р. Токмачева и др. (1965) в пределах локальных структур вала Карпинского.

Трещинная проницаемость пласта зависит от раскрытости трещин, а раскрытость — от соотношения бокового горного давления в массиве и пластового. Так, для карбонатных коллекторов башкирского яруса Урало-Поволжья пластовое давление в интервале 500—3000 м приблизительно равно или (в зависимости от пористости) превышает боковое горное [6]. При этом чем выше пористость пласта, тем меньше воз-

действие бокового горного давления. Следовательно, существование активной водопроницаемой трещинной среды на сравнительно больших глубинах зависит от структурно-текстурных особенностей пород (в частности, пористости), их механических характеристик (жесткости) и внешних геодинамических параметров — вертикального и горизонтального горного давления. В. Д. Викторин [6] в противовес общепринятому мнению на основании изучения месторождений Урало-Поволжья считает, что высокочемкие породы более трещиноватые, чем низкочемкие, но в последних эффект трещинной проводимости проявляется более четко.

Анализируя типы и свойства коллекторов подсолевой толщи Прикаспийской синеклизы, К. И. Багринцева и Г. Е. Белозерова [4] отмечают, что в пограничной зоне между региональными тектоническими структурами или в породах локальных структур (например, Карачаганакское месторождение) вертикальная трещиноватость встречается повсеместно, как в плотных, так и пористых слоях. Здесь наблюдается относительно максимальная раскрытость вертикальной трещиноватости (от 5 до 300 мкм), причем ее интенсивность с глубиной не уменьшается, а высокая плотность (0,6—1,85 см/см²) и ориентировка трещин сохраняются. Вместе с тем, глубинные трещинные коллекторы представлены не только вертикальными, но и горизонтальными трещинами (рифтовые массивы Карачаганакского месторождения и месторождения Тенгиз, верхняя продуктивная толща месторождения Жанажол).

Результаты исследования трещинных коллекторов позволяют заключить следующее.

1. Глубинные (глубина более 4 км) трещинные коллекторы представлены вертикальными и горизонтальными трещинами.

2. Вертикальные трещины в пределах тектонических дислокаций (складчатых и разрывных) максимально раскрыты и проницаемы.

3. Вертикальные трещины вне локальных структур или пограничных структурных зон максимально развиты в «жестких» низкопористых породах (пористость 0—3 %).

4. Горизонтальные трещины характерны для массивов с пластовым строением, сложенных «мягкими» высокопористыми породами (пористость 6 % и более).

5. На степень раскрытости и проницаемости трещин влияют «внутренние» факторы (структурно-текстурные особенности пород), иными словами, их литофациальная принадлежность и «внешние» (соотношение вертикального и горизонтального горного давления), определяемые структурной принадлежностью массива, его геологическим строением и эволюцией тектонического режима региона, обуславливающими постседиментационные преобразования (например, перекристаллизацию и кальцитизацию).

6. Вследствие зональности постседиментационных изменений, связанных с инфильтрацией (в верхней зоне — растворение, в нижней — осаждение), при погружении пласта в зону высокого бокового горного давления происходит его разделение по проницаемости: вертикальные трещины кольматируются, горизонтальные могут дополнительно раскрыться. Пласт становится более проницаемым по латерали.

7. С трещиноватостью тесно связана поровая и каверновая проницаемость. Первичная пористость, зависящая от условий накопления и ранних диагенетических преобразований осадков, как правило, малопродуктивна; поры заполнены минералами вторичной генерации. Относительно высокие коллекторские свойства пород обусловлены наличием «гнезд» и зон вторичной пористости и кавернозности, образующихся по первичным порам и вновь возникшим водопрводящим трещинам.

Обычно в карбонатных массивах выделяют каверновый, каверново-поровый, поровый, трещинно-поровый, трещинный и каверново-трещинный типы коллекторов [3]. Вместе с тем, в ряде работ, посвященных изучению Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [12, 13, 17—19], а также в зарубежных публикациях подчеркивается роль карстового процесса в формировании нефтегазовых коллекторов. В них приведена подробная классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах.

В ходе геологической эволюции земной коры растворимые породы тектоническими движениями могут неоднократно выводиться на поверхность и затем подвергаться интенсивному воздействию экзогенных, в т. ч. карстовых процессов. Вертикальные поступательные движения способствуют перемещению пород через различные гидрогео-

химические зоны. Согласно схеме, предложенной Г. А. Максимовичем [14], в гидрогеохимическом и гидродинамическом разрезах платформ выделяются три гидрогеохимические зоны (снизу вверх): гидрогалоге-неза (засоления), гидрогенеза (выщелачивания) и эпигидрогенеза (подземного интенсивного выветривания). Каждой из них присущи не только специфические гидрогеохимические процессы, но и определенные гидродинамические параметры, являющиеся отражением структуры массива горных пород. Позднее взаимозависимость гидрогеохимических процессов, гидродинамических параметров и структурно-тектонических особенностей для нефтегазоносных областей Волго-Уральского региона была детализирована [8, 12, 17, 19].

В карбонатных массивах карстовые полости встречаются практически во всех выделенных гидрогеохимических зонах. В зонах эпигидрогенеза и гидрогенеза интенсивное выщелачивание происходит на путях проникновения в массив инфильтрационных и инфлюационных вод по субвертикальным трещинам и каналам и субгоризонтальным каналам перетока к локальным очагам разгрузки. В пограничных условиях между зонами гидрогенеза и гидрогалогенеза выщелачивание осуществляется на путях регионального субгоризонтального стока в порово-каверновом или трещинном пространстве. В зоне гидрогалогенеза преобладают обстановки засоления и метаморфизма вод. Здесь при стабильном погружении формирование полостей выщелачивания исключается, поскольку в условиях относительного гидрхимического равновесия реализуется стадийный процесс гидрохимического кольматажа. Известны случаи, когда кальцитизация частично или полностью изолировала нефтяные залежи в карбонатном коллекторе от нижележащего водоносного горизонта [15, 16, 21].

Вместе с тем, в зоне гидрогалогенеза карстовые полости зарегистрированы при бурении [19, 25]. Развитие их возможно при определенных условиях, создаваемых региональным тектоническим режимом. В стадию стабильного погружения массива карстовые полости, сформированные ранее в зоне активного водообмена, выводятся в зону затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Проницаемость полостей выщелачивания в этом случае будет зависеть от их объема, степени заполнения рыхлыми отложениями и кальцитизации.

В стадию инверсии направленности тектонических движений от погружения к подъему гидрохимический режим глубинных зон нарушается. Это способствует активизации растворения карбонатов за счет

увеличения скорости региональной фильтрации, возникновения или оживления субвертикальных разломов и сопутствующих им трещин, по которым происходит разгрузка флюидов, насыщенных углекислотой, соединениями хлора. Одновременно изменяется термодинамический режим. В краевых частях древних платформ подобные процессы имеют пространственно-временные взаимосвязи с периодами активизации тектонических подвижек в регионах примыкания к геосинклиналям, подвижным поясам, молодым платформам. Процесс растворения на больших глубинах проявляется в максимальной степени в гидрогеологически активных зонах: субвертикальных — зоны региональных разломов, субгоризонтальных — зоны горизонтальных трещин, фрагменты древних карстовых дренажных систем, вдоль поверхностей напластования и размыва. Перечисленные элементы массива, определяющие его гидродинамические особенности, получают дополнительное раскрытие на больших глубинах за счет тангенциальных подвижек.

В силу особенностей развития карстовый процесс, а следовательно, формы растворения пространственно тесно связаны с элементами структуры массива. Периоды интенсивного карстообразования имеют временную связь с геологической эволюцией массива [11]. Именно с позиции пространственно-временной взаимозависимости эволюции карстовой дренажной системы и эволюции структуры массива следует рассматривать потенциальную возможность наличия в нем карстовых коллекторов нефти и газа, естественно, не исключая и литофациальную принадлежность пород, связанные с ней особенности структуры и текстуры.

Сложность строения Западного Прикаспия определяется наличием разновозрастных тектонических элементов эпикарельской (Восточно-Европейской) и эпигерцинской платформ. Зоной сочленения платформ служит потширотная полоса разломов (Донецко-Астраханский тектонический шов), простирающаяся с запада на восток. Эпикарельская платформа представлена юго-восточной частью Воронежской антеклизы и юго-западной Прикаспийской синеклизы. Зоной их сочленения является околомеридиональная система разломов допалеозойского возраста.

Эпигерцинская платформа, расположенная к югу от Астраханского тектонического шва, представлена Скифской плитой. Основную площадь здесь занимает вал Карпинского. Последний разбит на тектонические блоки, разграниченные разломами субмеридионального направления. В пределах блоков развиты локальные структуры, осложняющие общую

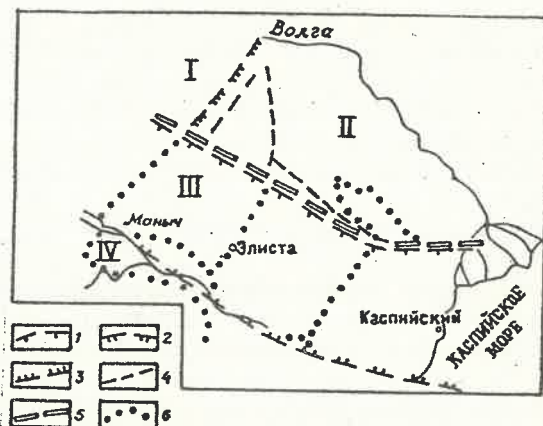


Схема тектонического районирования Западного Прикаспия [7]:

глубинные разломы: 1 — Донецко-Астраханский; 2 — Маньчский; 3 — Волгоградский; 4 — тектонические разрывы; границы: 5 — разновозрастных платформ, 6 — тектонических структур второго порядка; I — Воронежская антеклиза; II — Прикаспийская синеклиза; III — вал Карпинского; IV — предкавказская часть Скифской плиты

тектонику района (рисунок). Так, в Промысловском блоке к западу от г. Каспийский выделены семь локальных поднятий. Южная граница региона проходит по системе прогибов предкавказской части плиты. Система прогибов возникла в результате тектонических подвижек по палеозойскому уступу в мезозое и кайнозое.

Специфика описываемой территории обусловлена соляной тектоникой, определяющей в ряде районов своеобразие геологического строения, тектоническую активность, а следовательно, и активность экзогенных процессов. В западной части Прикаспийской синеклизы (малые Дербенты, Сарпинский район) в основании нижнепермского разреза залегают сакмарско-артинские слои сульфат-доломито-известнякового состава. Здесь широко распространен гидрохимический комплекс кунгурского яруса нижней перми. Главные элементы соляной тектоники зародились в конце пермского периода.

Пересечения разновозрастных (от палеозоя до кайнозоя) разноориентированных разломов образуют сложные по строению тектонические узлы, характеризующиеся проявлением комплекса экзогенных геологических процессов. Один из таких узлов расположен в пределах Сарпинской соляной антиклинали.

Геологическое строение чехла изучаемой территории — результат сложных тектонических движений, определявших многочисленные морские трансгрессии, разнообразие фациальных обстановок накопления осадков [9]. Допалеозой в Западном Прикаспии

не вскрыт. В это время заложены основные тектонические (глубинные) разломы — Донецко-Астраханский и между Воронежской антеклизой и Прикаспийской синеклизой.

Девон. Геологический разрез на изучаемой территории начинается с морских и мелководных отложений живетского яруса среднего девона. Отложения представлены известняками, песчаниками и аргиллитами. Наиболее выдержанным в среднем и верхнем девоне является карбонатно-глинистый разрез в центральных и северных районах. Имеющиеся немногочисленные данные по юго-западным районам свидетельствуют о существовании мелководных условий, в которых отлагались глины и аргиллиты.

Два этапа трансгрессий живетского века и теплый климат способствовали садке хемогенного материала в центральных и северных районах. Контрастность тектонических движений в позднем девоне привела к расчленению морского дна на приподнятые и опущенные участки, смене фациальных обстановок с глубоководных на мелководные и наоборот, а также кратковременным выходам пород на поверхность (регрессия в конце франского времени). В результате на стыке глубоководных и мелководных фаций возникли условия, благоприятные для образования известково-доломитовых рифогенных массивов среди слоистых отложений. Подобные массивы верхнефранских пористых и кавернозных карбонатных пород вскрыты в Волгоградской области [10]. Регрессия в конце франа выразилась в выщелачивании карбонатов как в слоистой толще, так и рифовых массивах, что подтверждается наличием зоны выщелачивания девонских известняков на Тарасовской и Коробковской площадях. Кроме того, в западной внешней прибортовой зоне Прикаспийской впадины в карбонатных отложениях франского яруса обнаружены рифовые тела, располагающиеся на бортах Уметовско-Линевского и Арчедино-Донского прогибов и на склонах сопредельных палеоподнятий. Рифовые породы представлены массивными светло-серыми оолитовыми органогенными известняками. Здесь интенсивно развиты процессы перекристаллизации и доломитизации. Известняки пористые, закарстованные [23].

Карбон. После непродолжительного перерыва в осадконакоплении между девоном и карбоном на всей территории установилась прибрежно-морская обстановка. В турнейский век накапливались карбонатные и песчано-глинистые отложения. В конце турнейского века морской бассейн регрессирует. Море осталось в Прикаспии, а юго-западные районы до мезозоя служили областью сноса. В конце раннекаменноугольной

эпохи (на границе намюрского и башкирского веков) кратковременная регрессия проявилась в размыве карбонатно-глинистых отложений и образовании толщи каолиновых глин с обломками известняка.

В среднем карбоне регрессия возросла, и центральная часть территории формировалась в условиях прибрежных равнин, иногда заливаемых морем. На севере сохранялись морские условия. Перерыв в отложениях между башкирским и московским ярусами свидетельствует о выходе отложений на поверхность и о денудации карбонатных и песчано-глинистых отложений центральной и северной частей территории. С начала московского века и в течение позднекаменноугольной эпохи здесь восстановились морские условия, накапливались известняки, пески и глины, перекрывающие денудационный рельеф. Конец позднекаменноугольной эпохи характеризовался длительной сменой морских фациальных условий на прибрежные и континентальные, формированием швагеринового горизонта, состоящего из обломков известняков и глин. Карбонатные отложения разрушались и выщелачивались.

Пермь. В целом для нижней перми характерны хемогенные толщи, для верхней — терригенные осадки. Нижнепермские осадки образовались в едином бассейне, который подвергся регрессии с конца позднекаменноугольной эпохи. Раннепермская трансгрессия охватила северные районы, где возникли морские и отчасти мелководные обстановки, способствовавшие отложению известняков, доломитов и ангидритов. Центральные районы представляли собой прибрежные и возвышенные равнины, изредка заливаемые морем. Таким образом, центральные и юго-западные части территории в ранней перми подвергались разрушению, здесь накапливались континентальные отложения с редкими прослоями карбонатов.

На севере в ассельском, сакмарском, артинском и кунгурском веках развивались морские внутренние бассейны с повышенной соленостью. Здесь в ассельское время создались условия для формирования рифовых построек. В позднеассельское время отдельные части бассейна были изолированы от моря, усилилась аридизация климата. Увеличилась доломитизация карбонатных пород вверх по разрезу, появились прослои сульфатных пород. В конце артинского и начале кунгурского века в северных районах произошла дифференциация условий осадконакопления: в одних местах существовали мелкие внутренние моря и заливы с повышенной соленостью, где преимущественно накапливались глины, алевролиты, ангидриты; в других — глубокие внутренние моря

с повышенной соленостью, где откладывались каменные и калийные соли, гипсы, ангидриты. Мощность отложений кунгурского яруса в западной части Прикаспийской синеклизы 500—700 м, глубина залегания от 0—500 до 2000—5000 м.

Начиная с сакмарского века и до конца артинского протекает основная фаза тектогенеза, в результате которой практически вся территория Калмыкии, за исключением района Малые Дербенты, была выведена из морского режима, о чем свидетельствует наличие обломков известняков этого возраста. Общий подъем территории способствовал развитию карстовых процессов в нижнепермских карбонатах. В артинский век породы вала Карпинского были смяты в складки, что, несомненно, активизировало процессы выщелачивания карбонатов девона и карбона в центральных районах. В кунгурском веке размыв резко уменьшился и вновь возобновился в позднепермскую эпоху. В результате к татарскому веку центральные районы представляли собой области сноса (низкие горы), а юго-западные — низменные равнины, в которых формировались песчано-глинистые красноцветные осадки, перекрывающие поверхность размыва.

Мезозой, триас. В Западном Прикаспии нижний триас представлен континентальными терригенными пестроцветными отложениями. Центральные и юго-западные районы являлись областями сноса (низкие горы), северные — низменными равнинами, где накапливались глинисто-песчанистые, иногда конгломератовые отложения.

Юра. Начало ранней юры характеризовалось регрессивными условиями. В средней юре в центральных и северных районах в морских, мелкошельфовых и прибрежных обстановках отлагались глины, алевролиты, пески и песчаники. Юго-западные районы на протяжении юрского периода представляли собой возвышенные равнины, плато и нагорья, где накапливались осадочные обломочные и карбонатные породы.

В результате восходящих движений, усилившихся в позднеюрскую эпоху, в центральных районах установился морской режим. И только на севере обстановка не изменилась, здесь в морских и прибрежных условиях формировались глины с прослоями мергелей и известняков. Восходящие движения юрского периода способствовали понижению базиса эрозии, что должно было активизировать карбонатный сульфатный и соляной карст.

Мел. Раннемеловая эпоха характеризовалась морской обстановкой практически на всей территории за исключением юго-запада. Начиная с готеривского времени накоп-

ливались пески, песчаники, глины, алевролиты. Юго-западные районы в аптский век еще представляли собой возвышенные равнины, плато, нагорья, где денудации подвергались каменноугольные обломочные и карбонатные породы. В конце позднего мела, в альбский век, на юго-западе возникла морская обстановка, где накапливался мелкообломочный материал. В позднемеловую эпоху имели место вертикальные перемещения палеозойских блоков, которые по направлению часто не совпадали с раннемеловыми.

В северных районах от сеноманского до датского века осадконакопление происходило в морских и мелкошельфовых условиях: песчано-глинистый разрез сменяется меловым (турон, коньяк). Мощность меловых пород колеблется от 6—18 до 50 м. В последующие века в меловом море отлагались глины, алевролиты, известковые глины, бронирующие отложения мела, а в глубоководных морских условиях известняки, чередующиеся с мергелем, и чистые известняки. В датский век произошел размыв — на известняках кампанского яруса залегают палеогеновые отложения. Размыв кампанских известняков, несомненно, сопровождался интенсивным карстовым процессом, который, возможно, распространился и на меловые отложения.

Центральные районы нестабильны по фациальным условиям. К западу от г. Каспийский от сеноманского до конца коньякского века существовал размыв. Здесь на песчано-глинистых породах альбского яруса залегают морские известняки сантонского яруса. Морская обстановка в районе продлилась до начала маастрихтского века и сменилась на континентальные условия: на кампанских известняках залегают палеогеновые отложения. Размыв (маастрихтский и датский века) сопровождался активизацией карстовых процессов в верхнемеловых карбонатах района. Наиболее вероятно карстообразование в известняках кампанского яруса. В центральной части территории от сеноманского до маастрихтского века существовал размыв: на песчано-глинистых отложениях альбского яруса залегают породы неогена. От маастрихтского века до конца позднемеловой эпохи здесь возникли морские условия, в которых отлагались мергели и известняки.

Юго-западные районы в позднемеловую эпоху отличались наибольшей стабильностью. Здесь в морской и мелкошельфовой обстановке формировались известняки, которые к концу позднего мела замещались в разрезе на известковистые алевролиты и осадочные карбонатные и обломочные поро-

ды. Эти районы испытывали постоянное погружение.

О сложной фациальной обстановке в поздне меловую эпоху свидетельствует наличие локальных участков размыва карбонатов. Границы этих участков представляют практический интерес. Именно здесь карстовый процесс достигал максимума. Конец мелового периода характеризовался повсеместной регрессией и новым этапом вертикальных воздымающих движений, активизирующих карстовый процесс.

Кайнозой, палеоген. В центральных районах произошел размыв — на верхнемеловых отложениях залегают неогеновые породы (к западу от г. Каспийский). В Яшкульском районе морские обстановки палеоцена сменяются континентальными: палеоценовые и эоценовые известняки и глины перекрываются четвертичными отложениями. В северных и юго-западных районах в морских бассейнах отлагались пески с прослоями биогенных известняков, а в олигоцене — глины. При изучении карста наиболее интересны границы размыва в Яшкульском районе и в районе к западу от г. Каспийский.

Неоген. Практически вся территория Калмыкии в миоцене представляла собой внутренние моря, заливы, озера и прибрежные равнины, временами заливаемые водой, где отлагались глины и пески. В конце миоцена в результате трансгрессии обстановка изменилась: в юго-западных и центральных районах в условиях внутренних морей накапливались известняки-ракушечники. К среднему плиоцену территория Калмыкии превратилась в низменные равнины, где формировались субаквальные, аллювиальные, субаэральные отложения. На юго-западе отлагались глины.

Четвертичный период. Характеризуется образованием комплекса гравийно-галечных, песчаных, лессовых, суглинистых, супесчаных и глинистых отложений.

Карст Западного Прикаспия мало изучен. Имеющиеся материалы о современных карстовых явлениях скудны и не дают возможность оценить характер и интенсивность современного карстообразовательного процесса.

Согласно схеме районирования карста Русской равнины, рассматриваемая территория принадлежит к Прикаспийской карстовой области, Западно-Прикаспийской провинции [24]. Практически все сведения о карстопоявлениях относятся к Северному Прикаспию и связаны с выходами или приповерхностным залеганием хемогенных толщ позднепермского возраста. Здесь встречаются воронки, котловины, балки и пещеры. Число воронок иногда составляет 200—300 на 1 км². Современные карстовые процессы

отмечены и на значительной глубине от поверхности, где происходит выщелачивание солей и гипсов подземными водами. На поверхности гипс-ангидритовой толщи зафиксированы воронки и котловины. Большинство погребенных форм приурочены к крупным солянокупольным поднятиям.

Климат описываемой территории резко континентальный, испарение преобладает над количеством выпадающих осадков. Осадки (от 300 до 185 мм в год) практически все испаряются, и на сток расходуется менее 10 мм. Тем не менее, для развития современного подземного карста перспективны зоны сочленения разнородных орографических элементов, отражающих сочленение тектонических элементов и локализирующих поверхностный и подземный стоки (р. Маныч и Манычские озера, Сарпинские озера). Озера, расположенные в Манычской низине, имеют тектоническое и реликтовое происхождение и относятся к группе соленых (Маныч-Гудило, Большое и Малое Яшалтинские, Царык и др.). Своеобразны Сарпинские озера, протягивающиеся цепочкой вдоль подножия восточного склона Ергеней. Эти озера мелкие (глубина 1,5, редко 6 м), полностью или почти полностью пересыхают летом. Питание происходит за счет весеннего поверхностного стока и грунтовых вод.

Растворяющая активность подземных вод может определяться факторами регионального характера [2]. На гидродинамический режим территории влияют колебания уровня Каспийского моря, что приводит к периодическому уменьшению геостатического давления на каменноугольные, пермские и триасовые породы, снижению в них внутрипорового давления и разуплотнению. Не исключен приток опресненных вод со стороны Ставропольского плато, вдоль вала Карпинского.

На основании анализа историко-геологического развития Западного Прикаспия автором выделены этапы активизации карста (таблица). Частичным доказательством правомочности существования этапов служат разведанные и эксплуатируемые нефтяные месторождения на территории Калмыкии, приуроченные к карбонатным коллекторам [20]: Комсомольское — байосский ярус, Олейниковское — карбонаты нижне- и верхнеальбского подъярусов, карбонаты кампанского и сантонского ярусов, Тенгутинское — низы альбского яруса (сводовая часть вала Карпинского).

Кроме того, на соседней территории Нижнего Поволжья установлены перерывы в осадконакоплении, характеризующиеся гипергенными процессами в карбонатных толщах: в предворонежское время, в конце

Этапы активизации карста в Западном Прикаспии

Этапы	Период, эпоха	Северная часть	Центральная часть	Юго-западная часть
		Карстующиеся отложения		
I	Позднедевонская, конец франского века	Карбонатные рифовые массивы и слои франского яруса		
II	Раннекаменноугольная, конец турнейского века			Карбонаты турнейского яруса
	Среднекаменноугольная, конец намюрского, начало башкирского века	Карбонатные слои намюрского яруса		Карбонаты турнейского яруса
	Среднекаменноугольная, конец башкирского, начало московского века	Карбонаты башкирского яруса		Карбонаты турнейского яруса
	Конец позднекаменноугольной (предпермское время)	Комплекс карбонатных пород каменноугольной системы на поверхности и в приповерхностной зоне		
III	Раннепермская, от сакмарского до конца артинского века	Рифовые постройки, карбонатные и сульфатные слои ассельского яруса	Редкие прослои карбонатов нижнепермского отдела	Карбонаты нижнекаменноугольного отдела
	Позднепермская, от начала уфимского до конца татарского века	Сульфаты и галиты кунгурского яруса (?) Карбонаты и сульфаты нижнепермского отдела	Редкие прослои карбонатов нижнепермского отдела (?)	
IV	От раннеюрской до среднеюрской		?	Карбонаты каменноугольной системы
	Позднеюрская		Активизация карста предыдущих этапов, карбонаты каменноугольной системы и среднеюрского отдела	
V	Раннемеловая, от аптского до альбского века			Карбонаты каменноугольной и юрской систем
	Позднемеловая, от сеноманского до датского века	Известняки кампанского яруса (?), мел-коньякского и туронского ярусов (?)	Известняки сеноманского яруса (?), мел-коньякского и туронского ярусов (?), известняки сантанского и кампанского ярусов, известняки маастрихтского и датского ярусов	
		Локальные размывы		
	Конец мелового	Активизация карста в нижнемеловых отложениях		
VI	Палеогеновый		Участки локальных размывов	
VII	Неоген-четвертичный	?	?	?

турнейского и намюрского времени. Здесь в наибольшей степени карстовые процессы развивались в течение пермско-триасового перерыва в осадконакоплении (размывались нижнепермские и каменноугольные отложения). Проявления карста в Нижнем Поволжье постоянно отмечаются в карбонатной толще нижней перми, верхнего карбона, мячковских, подольских и каширских отложений. Для этой толщи (мощность 700-900 м) обычны катастрофические поглощения

промывочной жидкости, частые провалы инструмента (от 0,2 до 3 м) [1].
Обстановки карстообразования прошлых геологических эпох требуют детального и всестороннего изучения с учетом местных геолого-геофизических данных об активизации карста под влиянием естественных и антропогенных факторов. Особое внимание следует уделить гидродинамическим и гидрохимическим особенностям района по всему комплексу отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов Л. А. Характеристика погребенного карста Нижнего Поволжья // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1971. Вып. 4. С. 35—39.
2. Архидьяконских Ю. В. О некоторых особенностях гидродинамического режима глубоких горизонтов подземных вод Северо-Прикаспийского и Западно-Сибирского артезианских бассейнов // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1975. Вып. 7. С. 124—127.
3. Багринцева К. И. Оценка коллекторского потенциала разнофациальных карбонатных отложений // Нефтегазоносность карбонатных формаций. М., 1987. С. 28—36.
4. Багринцева К. И., Белозерова Г. Е. Типы и свойства коллекторов в подсоловых отложениях Прикаспийской синеклизы // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М., 1987. С. 59—64.
5. Бобух В. А. Нефтегазоносность Калмыцкой АССР, Астраханской, Ростовской областей // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Ростовская, Астраханская области, Калмыцкая и Дагестанская АССР. Л., 1965. С. 187—198.
6. Викторин В. Д. Влияние особенностей карбонатных коллекторов на эффективность разработки нефтяных залежей. — М.: Недра, 1988.
7. Геология СССР. Т. XVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР / Гл. ред. А. В. Сидоренко. — М.: Недра, 1970.
8. Иванов В. Н. К вопросу о вертикальной зональности подземных вод // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3 (4). С. 121—132.
9. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления / Под ред. А. П. Виноградова. — М.: Недра, 1964.
10. Карпов П. А. К палеогеографии времени образования верхнефранских пористых и кавернозных карбонатных пород Волгоградской области // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149. № 1.
11. Катаев В. Н. Геологическая блоковая модель развития карста района Гуилин (Южный Китай) // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1992. С. 109—122.
12. Лерман Б. И., Тюрин А. М., Усольцев Л. Н. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С. 112—118.
13. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1972. Вып. 1. С. 7—52.
14. Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3 (4). С. 101—120.
15. Максимович Г. А. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитолиз) // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5 (6). С. 3—22.
16. Максимович Г. А., Быков В. Н. Глубинная аккумуляция вторичного кальцита в полостях карбонатных пород // Пещеры. Пермь, 1966. Вып. 6 (7). С. 19—26.
17. Максимович Г. А., Быков В. Н. Миграция вещества в карстовых коллекторах нефти и газа // Вопросы карстоведения. Пермь, 1969. С. 9—12.
18. Максимович Г. А., Быков В. Н. Классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах // Вопросы карстоведения. Пермь, 1969. С. 15—18.
19. Максимович Г. А., Быков В. Н. Карст карбонатных нефтегазоносных толщ: Учебное пособие по спецкурсу. Пермь, 1978.
20. Олейникова А. П., Шульга Л. П. Нефти Нижнего Поволжья и Калмыцкой АССР: Справочная книга. — Волгоград: Нижне-Волжское кн. изд-во, 1970.
21. Политыкина М. А. Формирование коллекторов и подсоловых карбонатных отложениях Прикаспийской синеклизы и ее обрамления // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М., 1987. С. 64—70.
22. Перспективы нефтегазоносности Волго-Донской территории / Б. Р. Токмачев, Н. И. Погребнов, В. А. Бобух и др. // Геология и нефтегазоносность юга СССР. Ростовская, Астраханская области, Калмыцкая и Дагестанская АССР. Л., 1965. С. 197—234.
23. Федоров Д. Л. Формации и нефтегазоносность подсолового палеозоя окраинных впадин Европейской платформы. — М.: Недра, 1979.
24. Чикишев А. Г. Карст Русской равнины. — М.: Наука, 1978.
25. Шурубор А. В. К вопросу о динамике трещинно-карстовых вод в зоне весьма затрудненного водообмена // Вопросы карстоведения. Пермь, 1969. С. 56—59.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.4

© Коллектив авторов, 1993

Рудоносные углеродистые толщи полиметаллических месторождений

В. Д. КОНКИН, О. Б. БУКИНГА, Г. В. РУЧКИН, В. В. КУЗНЕЦОВ (ЦИНГРИ)

Углеродистые (черносланцевые) толщи, вмещающие полиметаллические месторождения, известны в истории Земли от протерозоя до мезозоя включительно. Среди них следует отметить структурно-формационные комплексы раннего рифея, вмещающие такие месторождения, как Брокен-Хилл (Австралия), Сулливан (Канада); рифея — с месторождениями Гамсберг, Агнейс (ЮАР), Холодинское, Горевское, Линей-

ное (Россия); венд-кембрия — с месторождениями Текели, Бурултас, кембрий-ордовика — Фаро, Грум, Говард-Пасс (Канада); верхнего карбона — Ред-Дог (США); девона — Раммельсберг, Мегген (Германия); юры — мела — Филизчай (СССР), Карлота (Куба). Кроме того, не являясь непосредственно рудовмещающими, черносланцевые толщи участвуют в строении рудовмещающих формаций ряда колчеданно-полиметал-

Средние содержания $C_{орг}$ и карбонатной составляющей в черносланцевых рудовмещающих толщах различных типов рудных полей

Рудное поле	Содержания, %			Количество анализов
	$C_{орг}$	CaO	MgO	
Холодинское	0,2—9,5 1,1	0,4—17,1 6,5	0,3—9,3 4,1	108
Овгольское	0,1—1,25 0,7	0,6—16,6 7,0	0,15—4,47 2,3	9
Техелийское	0,1—20,8 2,4	0,13—52,3 18,8	0,15—20,0 3,8	122
Бурултасское	0,1—0,85 0,2	0,3—52,9 15,1	0,13—20,0 4,7	170
Горевское	0,1—16,0 0,47	0,1—54,6 19,8	0,1—16,8 4,0	389
Рассохинское	0,1—6,85 2,9	0,14—1,22 0,58	0,59—1,37 0,86	48
Филизчайское	0,14—6,71 2,24	Нет данных	Нет данных	98
Катехское	0,3—6,87 2,63	» »	» »	50
Кацдагское	0,16—2,01 0,94	» »	» »	24
Карлотта (Куба)	0,05—3,8 1,2	» »	» »	21
Дай (Канада)	0,05—5,98 0,6	» »	» »	94
Брокен-Хилл (Австралия)	— 1,0	» »	» »	—
Маунт-Айза	0,3—1,5 0,7	» »	» »	5
Мак-Артур (Австралия)	— 0,4	» »	» »	—
Красное море	— 0,5	» »	» »	—

Примечание. В числителе — минимальные и максимальные значения, в знаменателе — средние значения; данные по различным рудным полям: Горевское, Рассохинское — В. В. Кузнецов (ЦНИГРИ); Филизчайское — Н. К. Курбанов (ЦНИГРИ); Карлотта — Ю. П. Зырянов (ЦНИГРИ); Дай — Wayne Cand all (1987); Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур, Красное море — Saxby j.

лических месторождений рудно-алтайского типа (или типа Куроко).

В строении рудовмещающих толщ принимают участие разнообразные углеродистые и углеродсодержащие литотипы пород: глинистые, кремнистые, алевро-глинистые, алевролитовые, алевро-песчанниковые, песчано-алевроглинистые, мергелистые, карбонатные (известково-доломитовые, доломит-сидеритовые), карбонатно-кремнистые и другие разности терригенных и карбонатных формаций. Степень метаморфизма этих пород в различных регионах варьирует от амфиболитовой (реже гранулитовой) до зеленосланцевой. По содержанию органического углерода ($C_{орг}$) среди рудовмещающих пород фиксируются как высокоуглеро-

дистые разновидности пород ($C_{орг} \geq 10\%$), так и низкоуглеродистые ($C_{орг} \leq 0,1\%$). В среднем рудовмещающие черносланцевые толщи с колчеданно-полиметаллическим типом оруденения характеризуются относительно невысокими значениями $C_{орг}$ и карбонатной составляющей (оксида кальция и магния).

Из таблицы следует, что средние значения содержания $C_{орг}$ в рудовмещающем разрезе варьируют от 0,2 до 2,6 %. При этом даже в пределах одного рудного региона, например, Филизчайского, содержания $C_{орг}$ также изменяются в узких пределах (от 0,94 до 2,6 %). Эти данные свидетельствуют об однотипных режимах осадконакопления рудовмещающих толщ в бассейнах морской седиментации.

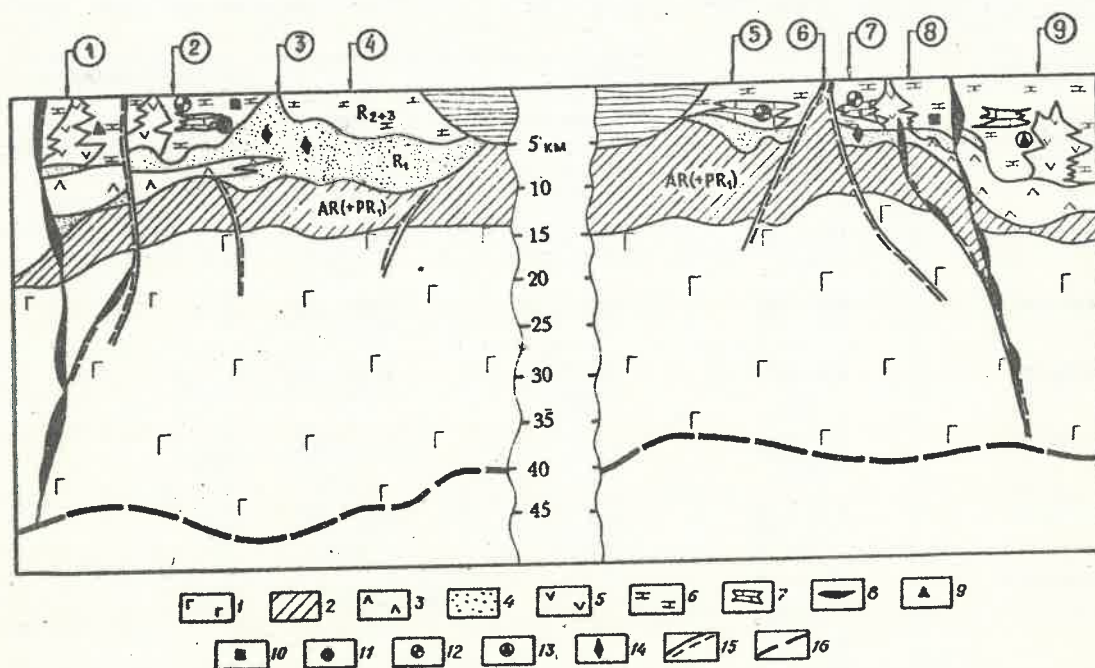


Рис. 1. Схематический геолого-формационный профиль структурно-формационных комплексов рифея обрамления Сибирской платформы. Использованы материалы В. В. Кузнецова, Г. Ф. Бгатов, В. В. Титаренко:

1 — базальтовая кора; 2 — сиалическая кора; начальная стадия развития терригенных эвгеосинклиналей: 3 — комплекс вулканогенно-осадочных и вулканогенных (последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых) формаций натровой серии, 4 — комплекс терригенных и карбонатно-терригенных формаций; формации среднего этапа развития терригенных эвгеосинклиналей: 5 — вулканогенная риолит-базальтовая натровой серии, 6 — флишиодная (терригенно-карбонатная и углеродисто-терригенно-карбонатная) черносланцевая, 7 — рифогенная карбонатная; 8 — тела гипербазитов; месторождения различных геолого-промышленных типов: 9 — медно-цинковые колчеданные в вулканогенных толщах, 10 — колчеданно-полиметаллические в терригенных (черносланцевых) толщах, 11 — свинцово-цинковые колчеданосодержащие в углеродистых терригенно-карбонатных толщах, 12 — свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных толщах, 13 — золото-полиметаллические в вулканогенно-терригенных толщах, 14 — золоторудные в углеродистых терригенных толщах; 15 — разрывные нарушения; 16 — граница Мохо (по геофизическим данным). Цифры в кружках — провинции и металлогенические зоны: 1 — Исаковско-Приенисейская; 2 — Большепитская; 3 — Центрально-Енисейская; 4 — Ангара-Питская; 5 — Прибайкальская (Западно-Прибайкальская); 6 — Чуйская; 7 — Мамско-Бодайбинская; 8 — Олоkitская; 9 — Котерская

Авторами принято следующее определение рудовмещающей черносланцевой формации. Это природная ассоциация углеродсодержащих пород алевро-пелитового и алевро-песчаного ряда, с примесью и горизонтами (линзами) карбонатного и кремнистого материала, формирующая толщи флишиодного облика мощностью от первых десятков до тысячи метров. Рудовмещающие черносланцевые толщи характеризуются постоянным присутствием в отдельных горизонтах послойной вкрапленности сульфидов железа (до «рудного флиша»), относительно невысоким (0,2—3%) содержанием S_{org} и литолого-фациальной изменчивостью как по разрезу, так и по латерали толщ.

Типоморфные признаки рудоносных черносланцевых толщ с колчеданно-полиметаллическим типом оруденения включают три группы: палеотектонические, стратиграфические и формационные (палеофациальные).

По палеотектонической приуроченности

указанные толщи тяготеют к застойным тиховодным обстановкам осадконакопления окраинно-и внутриконтинентальных морей в структурах авлакогенов, терригенных (сланцевых) эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей.

Как правило, рудоконцентрирующие структуры типа терригенных эвгеосинклиналей размещаются в периферических частях древних платформ или по обрамлению крупных срединных массивов на утоненной коре сиалического типа. При этом непосредственно рудоконцентрирующие структуры располагаются в пределах локальных палеодепрессий второго и более высоких порядков, тяготея к их осевым наиболее прогнутым частям. Наиболее часто встречаемая позиция — это область сочленения внутренних или краевых вулканогенно-карбонатных или карбонатных палеоподнятий и относительно более глубоководных депрессий. Последние могут располагаться как с обоих

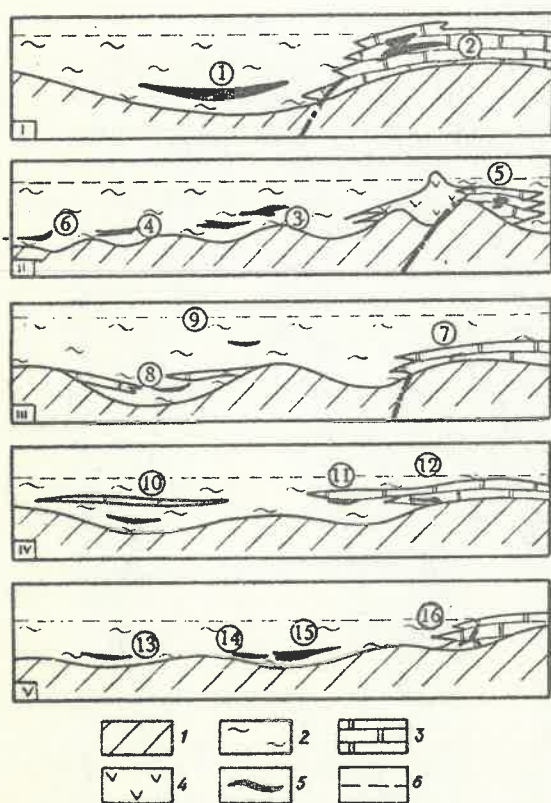


Рис. 2. Схема латеральной зональности размещения рудовмещающих формаций с колчеданно-полиметаллическим и свинцово-цинковым профилем оруденения:

1 — породы комплекса основания; 2 — углеродистая терригенно-флишеидная формация; 3 — карбонатная формация, в том числе рифогенная; 4 — вулканогенная риолито-базальтовая формация; 5 — рудные залежи; 6 — поверхность океана; месторождения, цифры в кружках: 1 — Мак-Артур, 2 — Ридж, Кули, 3 — Холодинское, 4 — Космонавтов, 5 — Йоко-Рыбачье, 6 — Овгольское, 7 — Меркурихо-Морянинское, 8 — Горевское, 9 — Линейное, 10 — Фаро, 11 — Грум, 12 — Дай, 13 — Яблоновое, 14 — Западный Текели, 15 — Текели, 16 — Коксу, Сууктубе; районы: I — Мак-Артур (Австралия), II — Олоkitский прогиб, III — Енисейский кряж, IV — Анвилский район, бассейн Селвин (Канада), V — Джунгарский Алатау

бортов палеоподнятия, так и у одного из них, примыкая к выступу сиалического основания. Для структур типа терригенных эвгеосинклиналей характерной особенностью служит их асимметрический профиль заложения. Один из бортов прогиба примыкает к выступу основания (срединного массива), второй борт — открыт в сторону палеоокеана (рис. 1). Такое строение может быть проиллюстрировано на примере Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) и Енисейского кряжа.

По стратиграфической позиции рудовмещающие углеродистые толщи располагаются преимущественно в средних частях разрезов структурно-формационных комплек-

сов. Типовой особенностью строения и размещения в стратиграфическом разрезе рудовмещающих черносланцевых толщ является пространственно-временная связь с карбонатными и (или) вулканогенными формациями конкретных структурных комплексов. Для ряда структур Северного Прибайкалья, Енисейского кряжа, Джунгарского Алатау и других установлено, что рудовмещающая черносланцевая толща формировалась в следующем латеральном ряду геологических формаций: вулканогенная риолито-базальтовая (базальтовая — андезитово-базальтовая) — карбонатная (известняковая или известняково-доломитовая) — черносланцевая.

В зависимости от региональных особенностей пространственное размещение этих формаций может быть различно (рис. 2). Наиболее часто встречаемые формации — черносланцевая и карбонатная (преимущественно рифогенная или биогермная). При этом установлено, что они выступают как рудовмещающие для свинцово-цинкового оруденения: колчеданно-полиметаллического в черносланцевой толще и стратиформного свинцово-цинкового в карбонатной толще (Олоkitский прогиб, Енисейский кряж, бассейн Селвин, Мак-Артур и др.). Предполагается, что вулканогенные формации, локализованные на стратоемных, синхронных черносланцевым и карбонатным формациям, служат основным источником рудообразующих растворов. Об этом свидетельствуют близкие усредненные значения изотопных составов серы сульфидов, близкие модельные возрасты свинца из руд и вмещающих пород для свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений, локализованных в единых структурах.

По формационно-фациальной принадлежности рудовмещающие черносланцевые углеродистые толщи подразделяются на: битуминозно-доломит-глинистые и кремнисто-карбонатно-терригенные.

Первые представлены флишеидным переслаиванием углистых (графитовых) доломит-глинистых сланцев, обильно (до 30 %) насыщенных пиритом, углисто-кремнистых сланцев, битуминозных доломитов с подчиненным количеством прослоев калиевых витрокластических туфов. Указанная толща участвует в строении разрезов ранне- и позднерифейских авлакогенов и вмещает такие месторождения, как Маунт-Айза, Мак-Артур, Хилтон и др.

Вторые включают графитовые кварц-слюдистые, кварц-слюдисто-карбонатные сланцы, графитистые кварциты и кварцито-песчаники, графитистые глинистые и слюди-стые известняки, доломиты, углеродисто-кремнистые и кремнисто-глинистые слан-

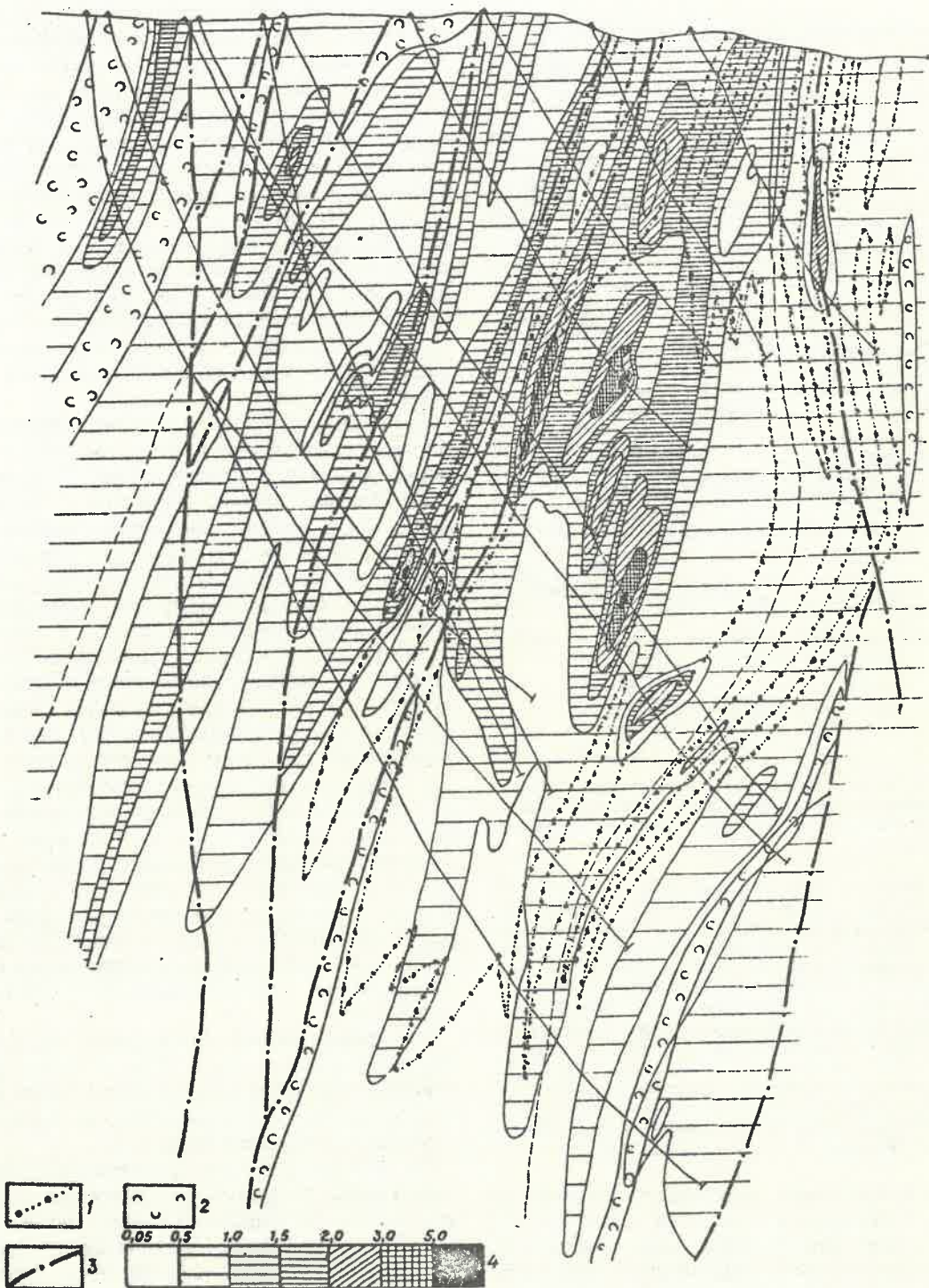


Рис. 3. Схема распределения концентраций $C_{орг}$ в рудной зоне Холоднинского месторождения:

1 — контур рудных залежей; 2 — интрузивные и метаморфогенно-метасоматические породы; 3 — разрывные нарушения; 4 — шкала концентраций $C_{орг}$ %

цы, филлитовидные сланцы с отдельными горизонтами и линзами карбонатных, терригенных и туфогенных пород. Такие толщи участвуют в строении разрезов сланцевых (терригенных) эвгеосинклиналей рифейского, палеозойского и мезозойского возраста.

Они вмещают колчеданно-свинцово-цинковые и колчеданные медно-свинцово-цинковые месторождения (Холоднинское, Филизчайское, Раммельсберг, Ред-Дог и др.).

Характерной особенностью строения рудовмещающих черносланцевых толщ явля-

ется относительная монотонность их строения и флишиодный облик при значительных (100—1000 м) мощностях. При этом непосредственно рудовмещающие горизонты достигают мощности первых десятков, реже сотен метров. Для установления надежных реперных границ, маркирующих горизонтов и стратоединиц и локальных литофаций, контролирующих размещение рудных залежей, предлагается использовать следующий комплекс признаков: карбонатность, кремнистость, терригенность (псаммитовость) и углеродность черносланцевых пород.

Рудовмещающие черносланцевые толщи характеризуются фациально-латеральной изменчивостью, в общем виде обусловленной последовательной сменой в пространстве бассейнов седиментации различных порядков. При этом бассейны первого порядка, отвечающие троговым (рифтовым) структурам, сложены углеродистыми алевроито-песчаными и алевроито-глинистыми комплексами, сменяющимися в направлении выступов фундамента грубо-терригенными (песчано-гравелитовыми) и карбонатными. Собственная черносланцевая рудовмещающая формация формируется в бассейнах второго порядка. Неоднородное строение последних, характеризующееся обособлением относительно глубоководных желобообразных депрессий и разделяющих их палеоподнятий, определяет фациальные различия в режимах осадконакопления рудовмещающих горизонтов черносланцевой толщи.

В обобщенном виде латеральный ряд фаций может быть представлен следующим образом: углеродистые глинистые (алевро-глинистые) сланцы — углеродистые алевро-глинистые слабокарбонатные (карбонатов 5—10%) сланцы — углеродистые песчано-глинисто-известково-доломитовые (карбонатов 10—25 %) сланцы — углеродистые глинисто-карбонатные (карбонатов 25 %) сланцы. Содержания $C_{орг}$ изменяются в этом ряду соответственно от 1,6—2 до 0,7—0,8 %. Следует отметить, что существенно карбонатные разности углеродистых метapelитов формируются на своеобразных поперечно-продольных валоподобных уступах, контролирующих размещение и морфологию промышленного колчеданно-полиметаллического оруденения. Кремнистые разновидности углеродистых пород тяготеют к областям рудовыводящих каналов. Эти и другие данные, в т. ч. и рудногеохимические и рудно-минералогические, позволяют выявлять различные типы зональности строения площадей месторождений и рудных полей.

Рудовмещающим черносланцевым толщам присуща ритмично-волнообразная картина распределения $C_{орг}$ в продольных и вертикальных разрезах, отражающая в целом цикличность накопления пород и син-

генетичного сульфидного материала. Установлено, что на типовых объектах (Холоднинское, Филизчайское, Текелийское и др.) рудовмещающие горизонты, пакки и слои характеризуются относительно повышенными (на 1—2 %) содержаниями $C_{орг}$ по отношению к безрудным (внутри-и надрудным) горизонтам. При этом фоновые содержания $C_{орг}$ по рудовмещающим толщам различных регионов имеют близкие значения: 0,8—2 % для Холоднинского рудного поля, 0,9—3% для Филизчайского, 3—4% для Текелийского. В целом же распределение $C_{орг}$ обнаруживает тесную связь с размещением сульфидного оруденения (рис. 3) и имеет линейно-узловую картину. Это связано как с первичными литолого-фациальными особенностями пород, так и частичным перераспределением углеродистого вещества в зонах динамометаморфизма.

Формы выделения органического вещества следующие: тонкодисперсная, каплевидная, глобулярная, пятнистая или сгустковая, ленточная, прожилковая, гнездовая. Наиболее характерная и распространенная — тонкодисперсная и каплевидная, интенсивно насыщающая отдельные 0,1—5 (реже — 10) мм слойки, создавая цветовую слоистость пород. С ними тесно ассоциирует сульфидная вкрапленность (преимущественно пирита, реже пирротина, сфалерита и галенита). При этом $C_{орг}$ (в виде шунгита, керита или графита) часто фиксируется в форме своеобразной рубашки (каймы) вокруг послойно-рассеянной сульфидной вкрапленности. Установлено, что графитовые каймы вокруг сульфидов проявлены как на объектах зеленосланцевой фации метаморфизма (месторождения Джунгарского Алатау), так и амфиболитовой (месторождения Северного Прибайкалья).

Необходимо отметить, что тесная ассоциация $C_{орг}$ с рудным веществом сама по себе не является доказательством их парагенетических связей и может рассматриваться с различных позиций. Органическому веществу приписываются разнообразные функции: перенос и отложение рудного вещества; источник рудного вещества; регуляция соединений углерода физико-химических параметров среды рудоотложения, в т. ч. при окислительно-восстановительных реакциях и др. Одной из важных функций углеродистого вещества служит его сорбционная способность. В частности, месторождения со значительными запасами свинца и цинка в углеродистых толщах встречаются значительно чаще, чем в вулканогенно-осадочных, терригенных малоуглеродистых или карбонатных толщах. Это объясняется первично повышенным кларковым содержанием указанных элементов в черносланцевых

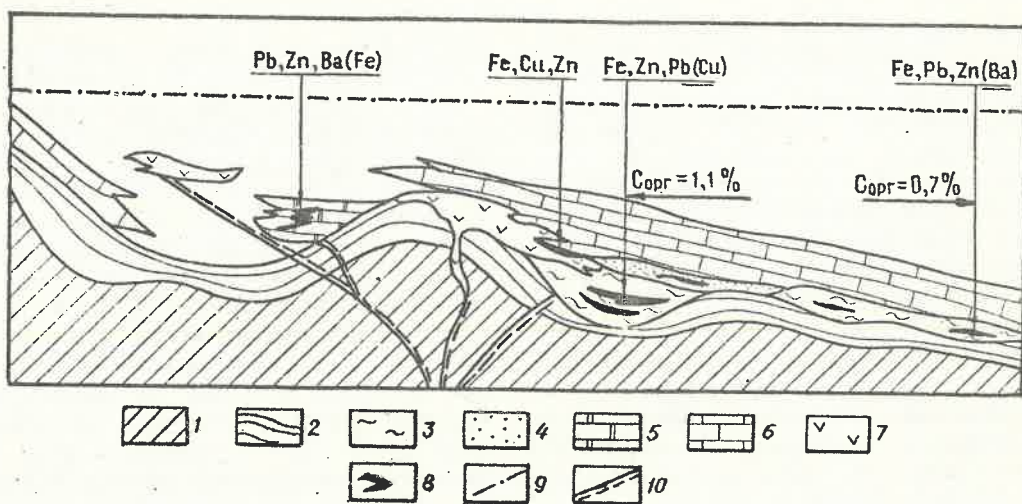


Рис. 4. Схема размещения рудовмещающего латерального ряда формаций со свинцово-цинковым оруденением в Олоkitском прогибе (Северное Прибайкалье):

1 — породы комплекса основания; 2 — высокоглиноземистые сланцы, кварциты, горизонты мраморов; формации: 3 — рудовмещающая черносланцевая, 4 — кварцито-сланцевая субформация, 5 — рифогенная карбонатная (известняково-доломитовая) рудовмещающая, 6 — слоистая известняковая (перекрывающая), 7 — риолито-базальтовая (рудогенерирующая?); 8 — рудные тела; 9 — уровень моря; 10 — разрывные нарушения. Символами обозначены основные рудные элементы; для Холодинского и Овгольского месторождений указаны средние значения содержаний $C_{орг}$ в рудовмещающей толще, включая рудные залежи

толщах и повышенной сорбционной способностью углеродистого вещества.

С количественным распределением углеродистого вещества в рудовмещающих разрезах единой черносланцевой формации, вероятно, связано и зональное размещение месторождений, а в их пределах и ярусно-кулисное расположение рудных тел. Такая картина может быть проиллюстрирована на примере строения рудовмещающей черносланцевой формации Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье). Так, на Холодинском месторождении мы наблюдаем мощную (около 1 км) черносланцевую толщу со средним содержанием $C_{орг}$ 1,1 %, с многоярусным расположением рудных тел и концентраций в пределах их, помимо свинца и цинка, медной составляющей. По простиранию же толщи (около 45—50 км) фиксируется снижение содержания $C_{орг}$ до 0,8—0,7 % и рудные залежи характеризуются отсутствием медной составляющей. Вероятно, ее место занимает здесь барий (рис. 4).

Ряд исследователей (Н. М. Заири, 1987 и др.) указывают на прямую корреляционную связь изменений δS^{34} от содержания $C_{орг}$ (синусоидальная зависимость). Как показывает анализ частных и валовых значений $C_{орг}$ и изотопов серы для конкретных месторождений, такая тенденция, вероятно, может проявляться только на объектах, ранжированных по степени удаленности от рудовыводящего канала. Содержания $C_{орг}$ изменяются от 0,5 до 3 %, а δS^{34} от +5 до +15 %. В частных распределениях эти

значения больше, но сохраняется их общая картина.

Анализ имеющихся материалов по распределению $C_{орг}$ в рудовмещающих черносланцевых толщах с колчеданно-полиметаллическим оруденением позволяет отметить:

отсутствие значимых различий в режимах пороодо-и рудообразования рудовмещающих толщ и их флишиоидный облик во всех временных отрезках их формирования от протерозоя до юры включительно в различных палеотектонических обстановках (авлакогенах, терригенных или сланцевых эв-и миогеосинклиналях, которые могут быть идентифицированы как структуры, формировавшиеся на пассивных окраинах континентов);

тесную пространственную и стратиграфо-формационную связь рудовмещающих черносланцевых толщ с карбонатными (рифогенными и/или биогермными) и, реже, вулканогенными (преимущественно риолито-базальтовыми) формациями;

наличие в рудовмещающих толщах всех временных отрезков литолого-фациальной (латеральной и вертикальной) неоднородности строения, обуславливающее в ряде случаев морфологические особенности строения рудных залежей и определяющее литолого-фациальную и минерало-геохимическую зональность в строении рудных районов;

тесную ассоциацию рудных залежей с интервалами смены литофаций в пределах единых литолого-стратиграфических уровней рудонакопления флишиоидной черносланцевой толщи;

относительно невысокие (0,1—2,9 %) валовые содержания $C_{орг}$ в рудовмещающих разрезах; исключения составляют единичные внутрирудные прослои и линзы, где содержания достигают 6—10 % и более (без учета содержаний $C_{орг}$ в локальных зонах динамометаморфизма);

послойное, преимущественно тонкодисперсное распределение углеродистого вещества как алевро-глинистых, так и алевро-

песчаных литотипов пород и постоянную их ассоциацию с кремнистыми и карбонатными литофациями.

Таким образом, изучение типа распределения органического вещества в рудовмещающих разрезах черносланцевых толщ с колчеданно-полиметаллическим профилем оруденения позволяет выявлять дополнительные признаки и критерии прогноза и поисков месторождений.

Перспективы развития марганцеворудной базы Российской Федерации

А. А. ШАРКОВ (ВИМС)

В начале 1991 г. достоверные мировые запасы марганцевых руд оценивались более чем в 5 млрд т. При этом на долю наиболее крупных стран-производителей марганцевого сырья (ЮАР и СССР) приходилось около 83 % достоверных запасов марганцевых руд. Советский Союз в то время занимал первое место в мире по производству (около 43 %) и потреблению (около 46 %) этого вида сырья.

На территории СНГ сосредоточено почти 3,5 млрд т марганцевых руд, из которых основная часть располагается в пределах Украины (75 %), меньшее количество в Казахстане (13 %), Грузии (7 %) и Российской Федерации (около 5 %).

По объему добычи ведущую роль играла Украина (86 %), затем Грузия (11 %) и Казахстан (3 %). В Российской Федерации до настоящего времени добыча марганцевых руд не производилась. Основное производство товарной марганцевой продукции (около 78 %) в предыдущие годы было сосредоточено в пределах Украины на Орджоникидзевском и Марганецком ГОКах. В 1991 г. на долю объединения «Чиатурмарганец» приходилось 22 %.

Главные потребители марганцевых концентратов и ферросплавов — металлургические предприятия России — 1,125 млн т в год, в то время как выплавлялось на территории страны (Косогорский меткомбинат) только 280 тыс. т, причем из украинского сырья [10].

На современном этапе в Российской Федерации установлено более 20 месторождений марганцевых руд. Большинство из них расположено на Урале и в Сибири. Почти все они мелкие и в настоящее время не разрабатываются. К наиболее крупным месторождениям (более 100 млн т) относятся Усинское (Кемеровская область) и Поро-

жинское (Красноярский край). Промышленные запасы марганцевых руд в целом по России составляют около 150 млн т. Среди них преобладают труднообогатимые карбонатные руды — более 90 %, а легкообогатимые окисные руды не превышают 10 %. Среднее содержание марганца в карбонатных рудах достигает 20 %, а в окисных 27 %.

Все месторождения марганца, выявленные на территории Российской Федерации подразделяются в настоящее время на четыре основных геолого-промышленных типа [2], которые резко отличаются как по условиям образования, так и количеству запасов руд.

1. Терригенно-осадочный тип представлен только мелкими месторождениями Северо-Уральского марганцеворудного бассейна (3,5 млн т, иногда до 9—12 млн т).

2. Вулканогенно-осадочный тип играет ведущую роль по запасам в России. К нему относится крупное Усинское месторождение, расположенное в Кемеровской области (около 100 млн т), а также многочисленные мелкие месторождения Магнитогорской группы на Южном Урале (Кусимовское, Уразовское и др.).

3. Метаморфогенный тип распространен на сравнительно небольших площадях в пределах Российской Федерации. Типичные представители этого типа Парнокское (Республика Коми) и Утхумское (Восточный Саян) месторождения.

4. Гипергенный тип наиболее широко развит на территории Российской Федерации. К этому типу относятся как крупные (Порожинское, Красноярский край), так и многочисленные мелкие месторождения (Аккермановское на Южном Урале; Парнокское, Республика Коми; Николаевское, Иркутская обл. и др.).

За последнее десятилетие на территории

Российской Федерации выявлены новые месторождения марганца, которые наряду с давно известными до настоящего времени не учитываются государственным балансом запасов по различным причинам. В первую очередь, к ним относятся предварительно разведанные месторождения: Порожинское (Красноярский край), Парнокское (Республика Коми), Николаевское (Иркутская область), Аккермановское (Оренбургская область) и др.

Активные запасы* марганцевых руд этих месторождений составляют около 200 млн т. Наряду с этим Россия располагает огромными прогнозными ресурсами марганцевых руд — около 1,5 млрд т или 70 % от общих прогнозных ресурсов СНГ. Среди них преимущественное значение имеют окисленные (42%) и карбонатные (25%) марганцевые руды, примерно в равных соотношениях фиксируются окисные (17%) и окисно-карбонатные (16%) руды.

Значительная часть прогнозных ресурсов марганцевых руд сосредоточена в пределах Уральского региона — 45%, Западно-Сибирском, Восточно-Сибирском районах — 42% и на Дальнем Востоке — 13%. Активные прогнозные ресурсы в указанных регионах кат. P_1 достигают 200 и кат. P_2 — 465 млн т.

В настоящее время на территории Российской Федерации установлено семь марганценосных провинций, в пределах которых располагаются разные по возрасту, геологическому строению, масштабу и промышленному значению месторождения и рудопроявления марганца, а также перспективные марганценозные площади.

П а й х о й - Н о в о з е м е л ь с к а я провинция, где выявлен весьма крупный марганценосный бассейн общей протяженностью 900 км и мощностью рудоносной толщи 160 м. В пределах этого бассейна наиболее детально изучены обширный Рогачевско-Тайнинский район на Южном острове Новой Земли [1, 4] и Пайхойский — на Урале [6].

В Рогачевско-Тайнинском районе среди терригенно-карбонатных отложений позднекаменноугольно-раннепермского возраста выделяется марганцеворудный горизонт, мощность которого колеблется от 120 до 160 м. В его разрезе наблюдается ритмичное переслаивание кремнистых родохрозитов и черных углисто-кремнистых аргиллитов. Мощность прослоев кремнистых родохрозитовых руд варьирует от 5 до 20 см, а углисто-кремнистых аргиллитов от первых сантиметров до нескольких метров. Распреде-

ление карбонатных руд в разрезе марганценосного горизонта неравномерное, большая часть их локализуется в центральной части горизонта. Суммарная мощность рудных прослоев колеблется от 20 до 32 м [4]. Содержание марганца в рудах колеблется от 10 до 22 % и составляет в среднем 12,7 %.

Потенциальные ресурсы марганца в Рогачевско-Тайнинском районе достигают нескольких миллиардов тонн. Тем не менее эти карбонатные руды на данном этапе не представляют промышленного интереса из-за низкого содержания в них марганца, трудной обогатимости и значительного расщепления в мощной толще кремнисто-терригенных пород.

В Пайхойском районе каких-либо существенных промышленных скоплений марганца не установлено [6].

З а п а д н о - У р а л ь с к а я провинция, в пределах которой находятся Парнокское месторождение марганца и перспективные площади Полярного Урала (Кара-Силовская, Качамыльская, Юньягинская, Парнокская), Южного Урала (Шигрыш-Тукатовская и Зилаирская), а также Зианчуринское рудное поле [7, 8] и Улу-Телякское месторождение марганца в Башкортостане. Последнее характеризуется наличием марганцовистых известняков (6—8% MnO), представляющих собой значительный промышленный интерес для черной металлургии, где они используются в качестве флюсов при выплавке стали в мартеновских печах.

В 1987 г. на Приполярном Урале (Республика Коми) было выявлено Парнокское месторождение, для которого по результатам предварительной разведки подсчитаны запасы марганцевых руд в количестве 15 млн т, в том числе 4 млн т окисленных и 11 млн т карбонатных. Среднее содержание марганца в них достигает 36%. Прогнозные ресурсы марганцевых руд в пределах Полярного Урала кат. P_2 составляют 100 млн т.

В о с т о ч н о - У р а л ь с к а я провинция включает восемь месторождений Северно-Уральского марганцеворудного бассейна, большую группу рудопроявлений и мелких месторождений марганца Магнитогорского мегасинклинория (Кипчакское, Уразовское, Кусимовское, Кожасевское и др.), Аккермановское месторождение на Южном Урале в Оренбургской области [9].

В Северо-Уральском марганцеворудном бассейне все месторождения марганца мелкие (3—12 млн т). Они приурочены к единой рудной зоне, простирающейся более чем на 200 км. Ширина ее изменяется от нескольких десятков метров до 6—7 км. Марганценосный горизонт прослеживается с перерывами на значительном расстоянии сре-

* Активные запасы — перспективные предварительно разведанные запасы кат. C_2 .

ди палеоценовых отложений в виде рудной пачки, мощность которой достигает на отдельных месторождениях 10—15 м. Среднее содержание марганца в окисленных рудах 27,2%, а в карбонатных — 20,9% [5]. Некоторые месторождения Северо-Уральского бассейна разрабатывались во время Отечественной войны и позднее, вплоть до 1955 г., а впоследствии были законсервированы из-за сложных гидрогеологических условий их разработки.

К северу от марганцеворудного бассейна выделяется перспективная Североуральская площадь, где могут быть выявлены промышленные руды в марганценозной зоне, простирающейся вдоль восточного склона Урала.

Аккермановское месторождение вызывает особый интерес, поскольку здесь имеются высококачественные (пероксидные) марганцевые руды с содержанием MnO_2 до 96%. Они могут быть использованы для легирования высококачественной стали, выплавки чистых по фосфору сплавов и производства электролитического диоксида марганца, применяемого для изготовления остродефицитных химических источников тока (галванических элементов и батареек). Промышленные запасы окисленных марганцевых руд на месторождении составляют около 5 млн т. Среднее содержание марганца в них 18%. Прогнозные ресурсы этих руд кат. P_1 — 5 млн т.

З а у р а л ь с к а я провинция охватывает марганценозные площади, расположенные к востоку от Урала, которые до настоящего времени остаются недостаточно изученными (Тюменская область).

А л т а е - С а я н с к а я провинция занимает обширную территорию в Западно-Сибирском районе. Здесь располагаются крупное резервное разведанное Усинское месторождение (около 100 млн т) и ряд перспективных площадей с мелкими месторождениями и многочисленными рудопроявлениями марганца. К ним относятся следующие площади: Усинская (месторождение Усинское), Кайгадатская (месторождение Кайгадатское), Урская (месторождение Дурновское), Мазульская (месторождение Мазульское), Агульская (месторождение Агульское, Утхумское), Холзунская и др. Прогнозные ресурсы марганцевых руд в этом районе кат. P_2 составляют 100 млн т.

Е н и с е й с к а я провинция находится на территории Восточно-Сибирского района. Она протягивается в виде полосы вдоль восточного борта р. Енисей в меридиональном направлении в сторону оз. Байкал. В последнем десятилетии здесь выявлено крупное Порожинское месторождение марганца (Красноярский край), которое бы-

ло предварительно разведано в 1984 г. Общие запасы марганцевых руд на этом месторождении по кат. C_2 составляют более 100 млн т, а прогнозные ресурсы кат. P_1 — 175 млн т. Среднее содержание марганца в окисленных рудах 24%, а в карбонатных не превышает 19%. В Енисейской провинции наиболее перспективная марганценозная площадь — Присянская, где установлено более 20 мелких месторождений и рудопроявлений марганца (Николаевское, Рудное, Сухое и др.). Запасы окисленных марганцевых руд Николаевского месторождения кат. C_1 — C_2 — 8,2 млн т. Содержание марганца в них 20%. На этом месторождении в настоящее время малое предприятие добывает окисленные марганцевые руды, которые обогащаются и поступают на местный аккумуляторный завод.

У д с к о - Ш а н т а р с к а я провинция размещается на Дальнем Востоке. В ее пределах выделяются две перспективные площади: Удско-Шантарская и Юдома-Майская. На Удско-Шантарской площади выявлен ряд мелких месторождений (Ир-Нымийское, Северное, Северо-Западное) и большое число рудопроявлений марганца (устье р. Тором, бассейн р. Тайкан, бухта Корель). Прогнозные ресурсы Ир-Нымийской площади кат. P_2 составляют 14 млн т со средним содержанием марганца в рудах 22,4%. Общие прогнозные ресурсы марганцевых руд Удско-Шантарского района кат. P_3 оценены в 50 млн т, в том числе 20 млн т окисных и окисленных руд, содержащих более 32% марганца и 30 млн т карбонатных руд с содержанием марганца 20%.

Кроме того, на Дальнем Востоке в Хинганском рудном районе имеются два мелких месторождения — Южно-Хинганское и Биджанское. На Южно-Хинганском широко распространены окисные марганцевые руды и в небольшом количестве окисленные. Среднее содержание марганца в рудах 20,8%, общие запасы промышленных руд составляют около 9 млн т. На Биджанском месторождении учтены только забалансовые запасы карбонатных руд в количестве 6,4 млн т, в значительной степени метаморфизованные. Среднее содержание марганца в них не превышает 18,4%.

Марганцевые руды на территории Российской Федерации разделяются на три основных промышленных типа: окисные, карбонатные и окисленные.

Наибольший интерес для минерально-сырьевой базы России представляют легкообогатимые окисные и окисленные марганцевые руды. Соотношение различных промышленных типов марганцевых руд в ба-

Промышленные типы марганцевых руд

Типы	Балансовые запасы		Прогнозные ресурсы	
	Всего, млн т	%	Всего, млн т	%
Окисные	6,9	4,7	255	17,2
Окисленные	5,7	3,9	625	42,1
Окисно-карбонатные	—	—	230	15,5
Карбонатные	133,7	91,4	375	25,2
Всего	146,3	100	1485	100

лансовых запасах и прогнозных ресурсах отражено в таблице.

В балансовых запасах Российской Федерации преобладают труднообогатимые карбонатные руды, составляющие 91,4%. На долю окисных и окисленных марганцевых руд приходится соответственно всего 4,7 и 3,9%. Иная картина наблюдается в соотношении разных типов руд в прогнозных ресурсах. Среди них преимущественно развиты окисленные руды — 42,1%, в меньшей степени — карбонатные — 25,2%; примерно в равных пропорциях находятся окисные (17,2%) и окисно-карбонатные руды (15,5%).

Распределение марганцевых руд на месторождениях Российской Федерации по промышленным типам характеризуется максимальной концентрацией карбонатных марганцевых руд в балансовых (44%) и забалансовых (24%) запасах Усинского месторождения, а также мизерной долей окисленных руд (2,7%). На месторождениях Северо-Уральского бассейна сосредоточены преимущественно карбонатные марганцевые руды, количество которых в общероссийских балансовых запасах достигает 19,5%, — забалансовых — 0,8% [3]. Окисные марганцевые руды имеются на Южно-Хинганском месторождении в балансовых (4,2%), а также в забалансовых (1,6%) запасах на Дальнем Востоке.

Основная масса запасов и прогнозных ресурсов марганцевых руд, не учтенных до настоящего времени балансом запасов Российской Федерации, сосредоточена на Порожинском месторождении (Красноярский край). Здесь наиболее широко распространены окисленные марганцевые руды, запасы которых кат. С₂ достигают 89 млн т, и карбонатные — 14 млн т, а также определены прогнозные ресурсы кат. Р₁ — окисленные руды — 45 млн т и карбонатные марганцевые — 132 млн т.

На других мелких месторождениях, расположенных в Приполярном Урале (Парнокское), на Южном Урале (Аккермановское) и в Иркутской области (Николаев-

ское) подсчитаны запасы окисленных марганцевых руд кат. С₂ — 16,3 млн т и прогнозные ресурсы кат. Р₁ — 17,8 млн т. Более крупное Утхумское месторождение (Иркутская область) характеризуется запасами карбонатных марганцевых руд кат. С₂ в 45 млн т [3]. В целом по Российской Федерации балансовые запасы легкообогащаемых окисных марганцевых руд составляют в настоящее время 4,4%, карбонатных — 63,5% и окисленных — 2,7%. Забалансовые запасы окисных руд — 1,6%, карбонатных — 27,8%.

Запасы, не учтенные государственным балансом, представлены следующими типами марганцевых руд: окисленные кат. С₂ — 105,3 млн т (29,3 %) и карбонатные — 59 млн т (16,4%). Прогнозные ресурсы окисленных руд кат. Р₁ составляют 62,8 млн т (17,5%), а карбонатных — 132 млн т (36,8%).

Анализ материалов по марганценосным провинциям Российской Федерации показывает, что до сих пор создать собственную марганцеворудную базу в России на основе балансовых запасов не представлялось возможным, да и в этом не было большой необходимости, поскольку потребность металлургической промышленности Российской Федерации в марганцевом сырье полностью удовлетворялась на протяжении нескольких десятилетий за счет ввоза концентратов и ферросплавов с Украины и из Грузии.

В настоящее время в результате значительного сокращения поставок указанной продукции из этих государств в Российской Федерации возникли большие затруднения с обеспечением марганцевым сырьем металлургической промышленности и, в первую очередь, комбинатов и заводов, расположенных на Урале и в Западной Сибири. В ближайшие 10—15 лет дефицит марганцевого сырья будет сохраняться и для Восточной Сибири, где имеются огромные энергетические ресурсы и возможности для строительства новых предприятий черной металлургии.

Основными потребителями марганцевого сырья в России сейчас являются Косогорский металлургический завод (Тульская область), Новолипецкий и Западно-Сибирский металлургические комбинаты. Потребность промышленности Российской Федерации в общем составляет 1,3 млн т концентрата в год или 3—3,5 млн т марганцевой руды. В ближайшем будущем потребность российской экономики в марганцевых концентратах будет постепенно возрастать и достигнет к началу XXI века 2,5 млн т. Исходя из этого, предполагаемая добыча

марганцевых руд должна быть доведена в 2010 г. до 8 млн т в год.

Для решения этой весьма сложной задачи крайне необходимо создать в течение 10—15 лет собственную марганцеворудную базу в России и увеличить балансовые запасы марганцевых руд к 2010 г. до 500 млн т, в том числе кат. А + В + С₁ — 230 млн т и кат. С₂ — 270 млн т. Указанные запасы марганцевых руд могут быть получены главным образом на Урале и в Сибири.

Для удовлетворения потребности российской экономики и устранения дефицита в марганцеворудном сырье необходимо в ближайшие годы ввести в эксплуатацию резервные разведанные месторождения марганца (Усинское и др.), предварительно разведанные (Парнокское, Аккермановское и др.) и в значительной степени расширить поисково-оценочные работы в наиболее перспективных районах Западной Сибири и Урала, а также поисковые работы на Полярном Урале, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Для развития собственной марганцеворудной базы в России на данном этапе главной задачей является максимальное увеличение среднегодовых темпов и абсолютного прироста запасов марганцевых руд на основе ранее и вновь выявленных месторождений как в освоенных, так и в новых районах. В первую очередь, необходимо ускорить производство геологоразведочных работ на тех месторождениях, где в ближайшие годы может быть достигнут наибольший народнохозяйственный эффект при сравнительно небольших затратах. Исходя из этого, целесообразно форсировать геологоразведочные работы в 1993—1997 гг. в следующих районах.

1. *Республика Коми* — Парнокское месторождение, где в 1993 г. предполагается завершить предварительную разведку. Ожидаемый прирост запасов окисленных марганцевых руд кат. С₂ — 5 и карбонатных 10 млн т.

2. *Оренбургская область* — Аккермановское месторождение — на основе детальной разведки здесь подсчитаны запасы окисленных марганцевых руд кат. В + С₁ + С₂ — 4,25 млн т. Прогнозные ресурсы кат. Р₁ составляют 5,4 млн т [9].

3. *Иркутская область* — Николаевское рудное поле. Здесь по результатам предварительной разведки установлены запасы окисленных марганцевых руд кат. С₁ + С₂ в 8,2 млн т; прогнозные ресурсы кат. Р₁ — 12,4 млн т.

Во вторую очередь, необходимо осуществить геологоразведочные работы на Порожинском месторождении (Красноярский край), которое в современных условиях по

геолого-экономическим характеристикам может стать важным промышленным объектом марганцеворудной базы России в начале будущего столетия.

Большой интерес также представляет Утхумское месторождение (Иркутская область), которое характеризуется значительными запасами, но на данном этапе изучено недостаточно.

Наряду с производством геологоразведочных работ на перечисленных объектах рекомендуется провести в 1993—1997 гг. поисковые и поисково-оценочные работы в следующих рудных районах и на перспективных площадях.

Усинская площадь расположена в пределах Кузнецкого Алатау Западно-Сибирского экономического района (Кемеровская область). Здесь на обширной территории (210 км²) выявлено более 35 рудопоявлений и 1 крупное Усинское месторождение марганца. Все они представлены преимущественно карбонатными марганцевыми рудами и в небольшом количестве окисленными. Глубина залегания рудных тел не превышает 400 м. Содержание марганца в первичных карбонатных рудах составляет в среднем около 20%, а в окисленных 27,5%. Прогнозные ресурсы марганцевых руд оценены в 115 млн т кат. Р₁. В целом Усинская площадь недостаточно изучена. В ее пределах могут быть обнаружены крупные залежи карбонатных марганцевых руд, аналогичных Усинскому месторождению.

Кайгадатская площадь также расположена в районе Кузнецкого Алатау (Кемеровская область). На этой площади (120 км²) установлено 25 рудопоявлений и одно Кайгадатское месторождение марганцевых и железо-марганцевых руд при среднем содержании марганца 12—17%. Исследования укрупненных проб (массой до 180 г), проведенные в Сибирском металлургическом институте и на Новокузнецком заводе ферросплавов, показали возможность прямого использования руд Кайгадатского месторождения для выплавки ферросилиция с повышенным содержанием марганца. Прогнозные запасы железо-марганцевых руд на Кайгадатском месторождении до глубины 100 м кат. С₂ составляют 33 млн т и С₂ + Р₁ — 83 млн т. Прогнозные ресурсы рудопоявлений Кайгадатской площади кат. Р₁ достигают 160 млн т. В пределах Кайгадатской площади также имеются предпосылки для выявления окисленных руд, в первую очередь, на участках перекрытых мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Урская площадь находится в Салаирском Кряже (Кемеровская область). В ее пределах известны многочисленные рудопоявления и Дурновское месторождение, представ-

ленное высококачественными окисленными марганцевыми рудами. В годы Отечественной войны эти руды были выработаны до уровня грунтовых вод. Содержание марганца в рудах достигало 37—42, железа — около 3—8 и кремнезема — 3—12%.

В геологическом отношении Дурновское месторождение и рудопроявления, расположенные на Урской площади, изучены слабо. Марганцевые руды Дурновского месторождения представляют большой интерес для металлургической промышленности Западно-Сибирского экономического региона. В связи с этим необходимо возобновить поисковые и поисково-оценочные работы на Урской площади с целью выявления высококачественных окисленных марганцевых руд. Близость железной дороги, автомобильных трасс и промышленных городов ставит этот район в очень благоприятные условия.

Мазульская площадь расположена в Красноярском крае вблизи г. Ачинска. Здесь давно известны Мазульское месторождение и рудопроявления марганца. Линзовидные залежи представлены первичными карбонатными и вторичными окисленными марганцевыми рудами. Последние залегают в зоне гипергенеза, развитой на глубину до 50—60 м, а вблизи тектонических нарушений до 100 м. Содержание марганца в карбонатных рудах колеблется от 33 до 46%, железа — 1—4% и кремнезема — 5—14%. В окисленных рудах содержание марганца возрастает до 43—76%, железа — до 5—12%, а кремнезема снижается до 5—11%. Эти руды характеризуются повышенным содержанием фосфора — 0,4—0,5%, вследствие чего они могут быть использованы лишь для подшихтовки при выплавке из железных руд обыкновенного чугуна.

В годы Великой Отечественной войны Мазульское месторождение разрабатывалось для нужд Кузнецкого металлургического комбината. Положительные результаты понижения содержания фосфора в рудах получались лишь при их флотации и химическом обогащении. Запасы окисленных руд до настоящего времени полностью не выяснены. Прирост их может происходить за счет карбонатных руд.

Агульская площадь охватывает 120 км² и находится в Иркутской области. Здесь установлены многочисленные рудопроявления марганцевых и железо-марганцевых руд в пределах Дербинского антиклинория. Наиболее хорошо изучен Агульский участок, который расположен в западной части марганценосного района, недалеко от Нижнеудинска. На этом участке выделяются пластобразные рудные тела мощностью от 1 до 15 м, в среднем 6 м и протяженностью от 200 м до 2 км. В зоне выветривания содер-

жание марганца в окисленных рудах достигает в среднем 17%, железа — 3% и фосфора — 0,23%. Мощностные зоны гипергенеза не установлена. Прогнозные ресурсы марганцевых руд кат. Р₂ — 95 млн т.

В ближайшие годы прирост запасов марганцевых руд кат. А + В + С₁ в количестве 5 млн т также может быть получен в пределах Северо-Уральского марганцеворудного бассейна, где в 1993—1997 гг. планируется проведение поисково-оценочных работ на Бурмантовской площади и др. Прогнозные ресурсы карбонатных марганцевых руд кат. Р₁ составляют здесь 12,6 млн т. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн не ограничивается этой площадью. Марганценосные осадки палеоценового возраста могут быть прослежены на территории, простирающейся к северу от Бурмантовской площади, что значительно расширит перспективы этого района.

На Южном Урале рекомендуется проведение поисково-оценочных работ в 1993—1997 гг. в Башкирии на Залаирской и Кананикольской площадях, в пределах которых установлены окисленные марганцевые руды с содержанием оксидов марганца 40—50 %.

Анализ состояния прогнозных ресурсов марганцевых руд Российской Федерации показывает, что выявление крупных месторождений (более 100 млн т) легкообогащаемых окисных марганцевых руд на ее территории не предвидится. В пределах Уральского региона можно обнаружить месторождения только среднего и мелкого масштаба с высоким содержанием марганца в окисных или окисленных рудах (до 30—40%). Что касается Сибири и Дальнего Востока, то в этих регионах могут быть выявлены как мелкие, так и более крупные месторождения марганца.

В итоге проведения геологоразведочных работ в указанных районах Российской Федерации в 1993—1997 гг. может быть получен реальный прирост запасов окисленных марганцевых руд кат. В + С₁ + С₂ в количестве 25 млн т и карбонатных руд 10 млн т. В 2000 г. после доразведки Порожинского месторождения прирост запасов составит дополнительно окисленных марганцевых руд — 85 млн т и карбонатных 45 млн т. Таким образом, к началу следующего столетия промышленные запасы марганцевых руд в России могут достигнуть в сумме 311 млн т, в том числе 147 млн т учтенных в настоящее время балансом и 165 млн т достоверно прогнозируемых запасов. Кроме этого имеются реальные прогнозные ресурсы марганцевых руд кат. Р₁ в количестве 195 млн т. Приведенные запасы и ресурсы могут послужить основой для создания собственной марганцеворудной базы Российской Федерации.

Решение поставленных задач может быть успешно выполнено при условии значительного расширения поисковых и поисково-оценочных работ в перспективных районах на гипергенные марганцевые руды в пределах Урала и Сибири.

В заключение необходимо отметить, что прирост запасов легкообогатимых окисных марганцевых руд в перспективных районах Российской Федерации довольно ограничен. В связи с этим в настоящее время следует уделить особое внимание ускорению научно-технологических исследований, направленных на разработку эффективных и рентабельных схем обогащения карбонатных и карбонатно-силикатно-окисных марганцевых руд, в том числе нетрадиционных способов обогащения с применением биотехнологии, гидрометаллургии, электролиза и др.

Всесторонний анализ состояния запасов и прогнозных ресурсов марганцевых руд, а также геолого-технологическая и экономическая оценка их показывают, что создание собственной марганцеворудной базы в России может быть успешно осуществлено только при решении двух взаимно связанных проблем. К первой относится обеспечение интенсивного прироста промышленных запасов марганцевых руд за счет доразведки известных и выявления новых месторождений в перспективных районах Урала и Сибири. Вторая, не менее важная, проблема — разработка в ближайшем будущем высоко-

эффективной технологии обогащения низкоккачественных карбонатных и окисленных марганцевых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вояковский С. В. Нижнепермская марганцевая формация Новой Земли. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
2. Головкин В. А. Месторождения марганца // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10, кн. 2. Л., 1989. С. 114—126.
3. Марганцевые руды. Гос. баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации. Вып. 2. М., 1992.
4. Платонов Е. Г., Пышнев Л. Г., Устрицкий В. И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пайхойско-Новоземельского региона // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 4. С. 76—89.
5. Рабинович С. Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. — М.: Недра, 1971.
6. Рогов В. С. Марганцевые формации Пай-Хоя. — Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
7. Шарков А. А. Особенности строения и состава марганцевых нижнекаменноугольных отложений Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 1. С. 51—59.
8. Шарков А. А. Закономерности распределения марганца в серегуловском горизонте на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 1. С. 72—85.
9. Шарков А. А. Особенности геологического строения и генезис Аккермановского месторождения марганца // Марганцевые руды. Тез. докл. «Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд». С. — Пб, 1992. С. 91—92.
10. Очкин В. Добыча марганца в России будет возобновлена // Коммерсант, № 30 19 февраля, 1993.

УДК 553.411.499

© В. А. Степанов, 1993

Золото-ртутные месторождения — новый источник золота России

В. А. СТЕПАНОВ (АмурКНИИ)

К золото-ртутным отнесена группа своеобразных месторождений с комплексными золото-мышьяково-сурьмяно-ртутными рудами, из которых наряду с главным компонентом — золотом — попутно обычно добывается только ртуть. Эти месторождения, формирующиеся на этапе внутриконтинентального рифтообразования (на глубинах от 100 до 1500 м), широко эксплуатируются за рубежом. Например, они являются основой золотодобывающей промышленности США (месторождения Карлин, Меркур, Ноксвилл, Голд-Кворри и др.). Немалую роль в экономике этой страны играет и попутно добываемая из золото-ртутных месторождений ртуть*. В России же де-

лаются только первые шаги по их изучению и оценке.

По геолого-структурной позиции, различиям в строении рудных тел, составу рудовмещающих пород, рудоносных метасоматитов и руд выделены четыре региональных генотипа золото-ртутных месторождений: ноксвиллский, карлинский, кючюсский и хемлоский (таблица). В России в настоящее время известны золото-ртутные месторождения двух типов: карлинского (Воронцовское месторождение на Урале) и кючюсского (месторождение Кючюс в Якутии). Описание зарубежных представителей ноксвиллского, хемлоского и других типов приведено ранее (В. А. Степанов, Р. О. Берзон, С. Б. Никольская, 1988).

Месторождение Кючюс приурочено к юго-восточному крылу Куларского антиклинария Верхояно-Колымской складчатой

* Mercury historical low for 1990 /Lawrence Bruce J. // Eng. and Mining J. — 1991. Vol. 192. № 3.

Характеристика золото-ртутных месторождений

Характеристика	Тип			
	Ноксвилльский	Карлинский	Ключосский	Хемлоский
Геотектоническая позиция металлогенических зон	Зоны глубинных разломов, служащие продолжением на континенте срединно-океанических хребтов или трансформных разломов			
	Тектонические швы, залеченные интрузиями гипербазитов	Нарушения, трассируемые рифтовыми впадинами		Региональные разломы
Рудовмещающие формации	Вулканогенно-осадочные породы, прорванные интрузиями гипербазитов	Карбонатные и терригенно-карбонатные породы	Терригенные «черносланцевые» толщи	Вулканогенно-осадочные породы, метаморфизованные в амфиболитовой стадии
Интрузивные образования	Потенциально рудоносные магматические образования отсутствуют			
	Рудовмещающие гипербазиты	Дайки среднего и кислого составов	Отсутствуют	Пострудные дайки диабазов
Рудолокализирующие структуры	Тектонические нарушения высоких порядков			
	Зоны дробления, милонитизации на контактах массивов гипербазитов	Авто- и аллохтон надвиговых чешуй	Дискордантные зоны дробления	Кососекающие межпластовые срывы
Морфология рудных тел	Минерализованные зоны и залежи преимущественно вкрапленных руд			
	Плито- и плащеобразные тела	Пластообразные залежи	Минерализованные зоны и линейные штокверки	
Гидротермальные изменения	Низкотемпературные фации метасоматитов			
	Лиственнитизация, карбонатизация	Джасперондизация, аргиллизация	Аргиллизация, окварцевание	Серицитизация, аргиллизация
Вертикальный размах оруденения, м	200—300	100—400	200—800	1200
Минеральный состав:	Устойчивая ассоциация высокопробного ртутистого золота с минералами ртути, мышьяка, сурьмы и таллия			
рудные минералы	Киноварь, метацин-барит, антимонит, золото, пирит, марказит, самородная ртуть	Пирит, киноварь, реальгар, аурипигмент, антимонит, золото, мышьяк, рутьерит, кристит	Пирит, арсенопирит, киноварь, антимонит, золото, реальгар, самородная ртуть	Пирит, молибденит, киноварь, золото, антимонит, реальгар, аурипигмент, рутьерит, ауристибит
нерудные минералы	Анкерит, доломит, магнезит, кальцит, кварц, халцедон, опал, каолинит, угледородороды и битумы	Кварц, халцедон, карбонаты, барит, серицит, иллит, каолинит, аморфный углерод и графит	Кварц, кальцит, анкерит, дикиит, серицит, гидрослюда, углеродистое вещество	Серицит, кварц, барит, бариевый микроклин, каолинит и графит
Типоморфизм золота	Дисперсное до мелких самородков, высокопробное	Дисперсное, 950—990 пробы, ртутистое	Дисперсное до мелкого, 900—990 пробы с содержанием ртути 0,8—12,5 %	Дисперсное высокопробное с содержанием ртути 5,7—11,6 %
Геохимические ассоциации	Золото—ртуть—сурьма—мышьяк	Золото—ртуть—мышьяк—сурьма—таллий	Золото—мышьяк—ртуть—сурьма	Золото—ртуть—молибден—мышьяк—сурьма—таллий
Средние содержания:				
золота, г/т	5—6	2—10	—	5—10
ртути, %	0,001—0,3	0,001—0,01	0,01—0,1	0,001

области вблизи его сочленения с Полоусным синклинорием. Сочленение этих структур происходит по Янскому глубинному разлому северо-восточного простирания. К северу-западу от него располагается серия параллельных Янскому и оперяющих его на-

рушений. К одному из них, отстоящему от Янского на 5 км, приурочено золото-ртутное месторождение. Вмещающими служат песчано-алевролитовые флишеидные толщи анизийского и ладинского ярусов триаса, отнесенные к верхоянскому комплексу. Они

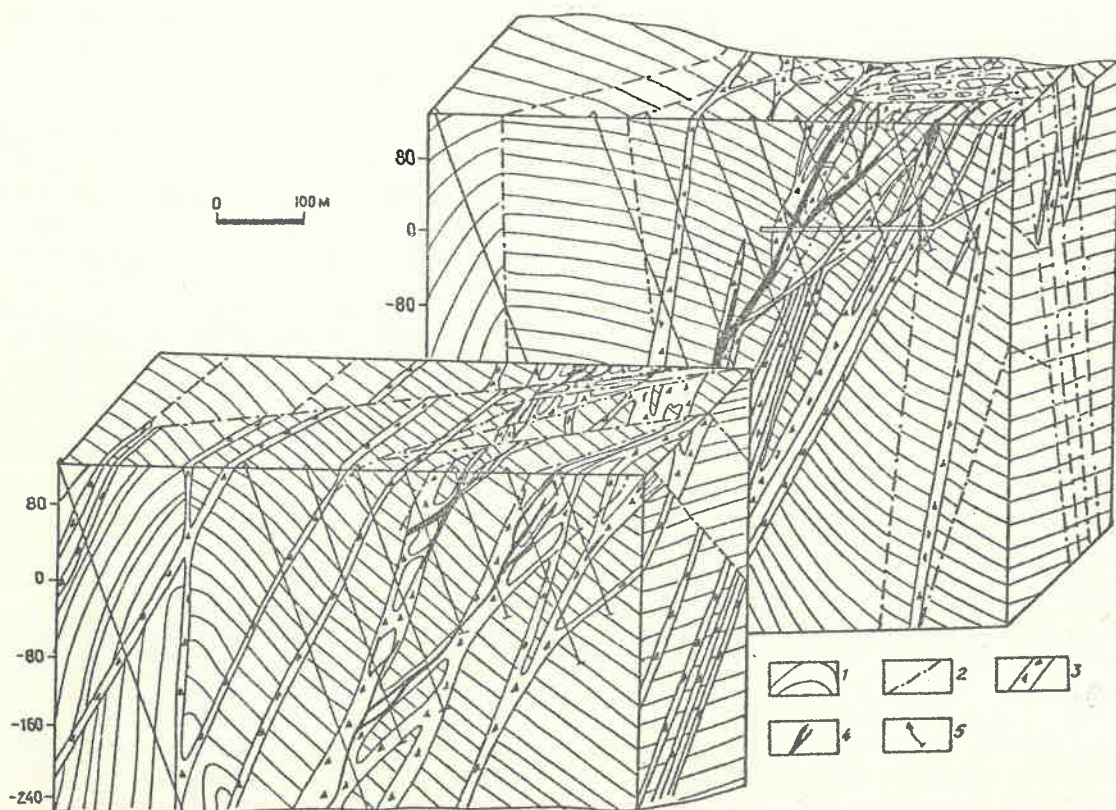


Рис. 1. Объемная модель месторождения Кючюс. По В. О. Коньшеву и А. А. Папеско, 1991:

1 — терригенные породы, 2 — разломы, 3 — зоны дробления, милонитизации, 4 — рудные тела, 5 — скважины

собраны в складки высоких порядков субмеридионального и северо-восточного простирания и разбиты разрывными нарушениями, осложняющими юго-восточное крыло антиклинория.

Магматические образования в районе месторождения отсутствуют. Развалы единичных даек долеритов позднюрского возраста обнаруживаются на периферии рудного поля, а ближайшие выходы на поверхность раннемеловых интрузивов биотитовых гранитов отмечаются в нескольких десятках километров к северо-востоку от месторождения.

В качестве рудовмещающей структуры, по данным В. О. Коньшева, выступает линейно вытянутая в северо-восточном направлении система разрывных нарушений, состоящая из серии параллельных и косо сочленяющихся зон смятия, дробления и милонитизации пород, круто наклоненных на северо-запад под углами $50\text{--}75^\circ$. Комплексная золото-мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация распространена в пределах всей системы разрывных нарушений, но промышленное золото-ртутное оруденение локализовано в ее висячем крыле (рис. 1). Рудными телами являются отдельные минерализованные зоны, определяющиеся опробованием, близкие линейным

штокверкам. В целом структура месторождения представляет собой однокорневую рудную систему, разветвляющуюся по восстанию в плоскости сближенных разрывных нарушений.

В пределах этой системы наблюдается зональное распределение основных рудных компонентов: золота, ртути, сурьмы и мышьяка. Наиболее близок к контуру промышленного золотого оруденения ореол ртути с содержанием ее более $0,003\%$. Промышленные концентрации ртути (более $0,03\%$) фиксируют золоторудные столбы. Сурьмяная минерализация отвечает золоторудному столбу на северо-восточном фланге месторождения и образует надрудный ореол к северо-востоку от него. В отличие от ртути и сурьмы, высокие концентрации мышьяка (более 1%) характерны для нижних горизонтов месторождения. Анализ распределения рудных элементов в плоскости основного рудного тела показал, что пространственно наиболее близки ареалы развития золота и ртути. Сурьма и мышьяк тяготеют соответственно к верхне- и нижнерудным уровням золото-ртутного оруденения.

Руды прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа состоят из подвергнутых аргил-

лизации брекчированных, дробленых и перемятых алсвэролитов, аргиллитов и песчанников, содержащих тонкую вкрапленность рудных минералов и прожилковую минерализацию. Во вкрапленных рудах находятся мелкие, тонкие и пылевидные частицы сложноограненного пирита и игольчатого арсенопирита. Содержание в них сульфидов обычно меняется от 1—3 до 5—10%. Основные золотоносные минералы — арсенопирит и пирит, содержат до 50—200 г/т золота. Другие минералы менее золотоносны: киноварь содержит от 0,3 до 2,15 г/т золота, реальгар 0,75—6,0 г/т, а антимонит до 5 г/т.

Жилы и прожилки кварцевого и карбонатно-кварцевого состава с вкрапленностью антимонита, киновари, самородного золота, пирита и арсенопирита занимают до 10 % объема прожилково-вкрапленных руд. Содержания золота в жилах и прожилках преимущественно высокие, поэтому золотоносность руд зависит не столько от количества сульфидов, сколько от степени прожилкового окварцевания.

Околорудные изменения вмещающих пород представлены окварцеванием, диккитизацией и серицитизацией. Наблюдается зональное размещение метасоматитов (аргиллизитов) относительно рудовмещающих разрывных нарушений: вблизи них развиты стволовые кварцевые жилы и зоны окварцевания, сменяющиеся к периферии зонами диккитизации и серицитизации. Новообразованные минералы представлены диккитом, серицитом, гидрослюдами, хлоритом, карбонатами и кварцем.

На месторождении развита кора выветривания, мощностью 60—80 м. В ее пределах руды окислены и отличаются выщелоченностью арсенопирита, наличием скородита, гидроксидов железа и сурьмяных охр. Доля свободного золота в них относительно высокая. В отличие от них неокисленные руды являются упорными.

Самородное золото встречается в кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилках и жилах совместно с киноварью, антимонитом, пиритом и арсенопиритом на верхних горизонтах месторождения. Оно обычно тонкое и мелкое, размеры его не превышают 0,01—0,1 мм, редко достигая 0,5 мм. Форма золотиц цементированная при локальном развитии трещинной и интерстициальной. Состав его изучен на рентгеноспектральном микроанализаторе типа Камебакс (аналитик М. М. Ботова). Проба его в среднем высокая (860) при разбросе от 751,6 до 986,7. Золото отличается высокой ртутистостью, что было известно и ранее (В. П. Самушиков, А. И. Сергеев, 1974). Содержание ртути в нем в среднем (8,9 %) почти в два раза выше, чем серебра (4,8 %). Из других примесей, по данным количественного спектрального анализа (аналитик И. П. Ланцев), отмечаются

мышьяк, медь, сурьма и теллур в количестве тысячных и десятитысячных долей процента.

Воронцовское месторождение приурочено к зоне глубинного разлома, отделяющего Тагило-Магнитогорский прогиб от Восточно-Уральского поднятия, располагаясь в нескольких километрах к западу от него среди терригенно-карбонатных толщ среднего палеозоя. Рудовмещающей структурой служит рифтовая впадина, вытянутая в меридиональном направлении вдоль Воронцовского долгоживущего разлома. Последний состоит из нескольких сопряженных ветвей. Западной его составляющей служит взброс, круто наклоненный на запад, а восточной — сброс и надвиг, наклоненные в том же направлении под углами от 20 до 40°. В целом система разрывных нарушений Воронцовского разлома всемерно расщепляется по восстанию с выполаживанием к востоку.

Впадина выполнена вулканогенно-осадочными отложениями раннедевонского возраста, представленными туфопесчаниками, туфоалсвэролитами и туфоаргиллитами с прослоями туфов и лав андезито-базальтового состава. Мощность осадков достигает 1200 м. Основанием впадины служат известняки, содержащие редкие прослои туфогенно-осадочных пород. Впадина прослеживается по простиранию на несколько километров при ширине в районе месторождения от 200 до 60 м.

Строение месторождения определяется сочетанием крутонаклонных элементов Воронцовского разлома и полого залегающих отложений рифтовой впадины (рис. 2). Система разлома служила подводящим каналом для рудоносных гидротерм, а осадки впадины — экраняющим барьером, определяющим пластовую форму рудных тел. Рудные тела приурочены главным образом к контакту известняков основания впадины с перекрывающими их туфоосадками. При этом наиболее благоприятны для рудоотложения брекчированные известняки, менее — туфоосадки. Основное рудное тело состоит из переслаивания руд, развитых по карбонатным и перекрывающим их силикатным породам.

Околорудные метасоматиты принадлежат к аргиллизитовой формации. Известняки подвергнуты слабой джаспероидизации кремнистой и доломит-анкеритовой фаций. Новообразованные минералы представлены доломитом, анкеритом и низкотемпературными формами кремнезема. По вулканогенно-осадочным породам развита аргиллизация. Среди новообразованных минералов преобладают каолинит, пирит и арсенопирит с примесью гидрослюда и кварца.

Руды вкрапленного типа. Содержание рудных минералов меняется от 1—2 до 10 %. В их составе преобладают пирит, арсе-

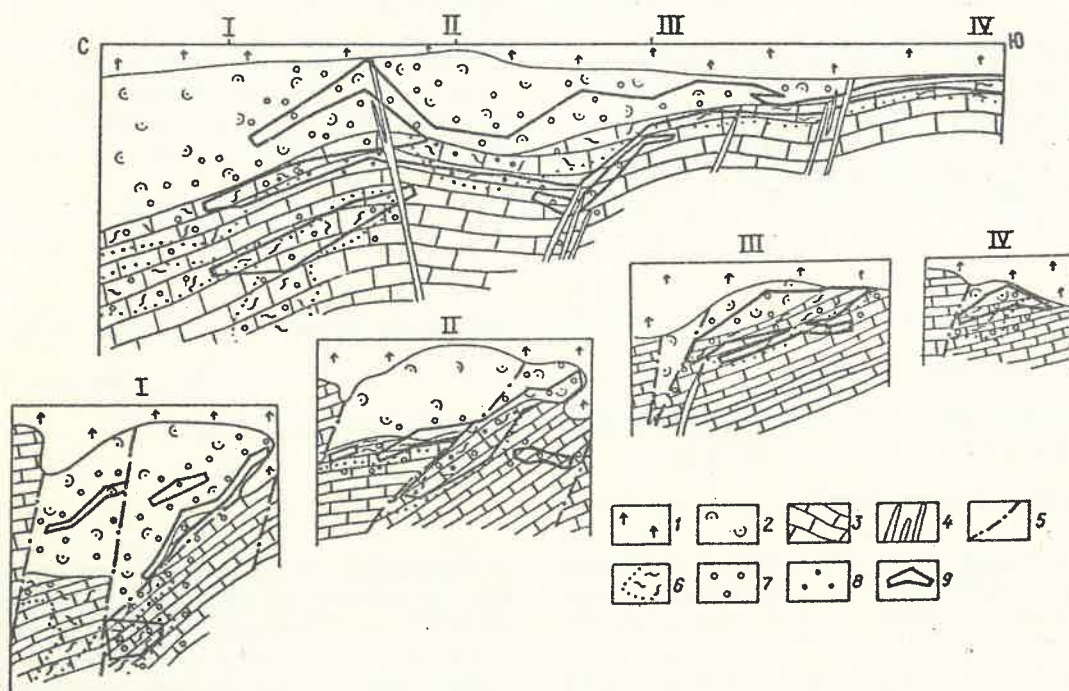


Рис. 2. Схема строения Воронцовского месторождения. Составлена по материалам В. Н. Боброва, 1991:

разрезы: а — продольный, б — поперечные; 1 — рыхлые отложения; 2 — туфопесчаники; 3 — известняки; 4 — дайки диоритовых порфиров; 5 — разломы; зоны: 6 — брекчирования; 7 — аргиллизации; 8 — золото-рутьерит-киноварной минерализации; 9 — контуры рудных тел

нопирит, самородное золото, реальгар, аурипигмент, киноварь, рутьерит, отмечаются также колорадоит, антимонит, блеклые руды, самородный мышьяк, халькопирит, сфалерит и пирротин. Золото находится главным образом в самородном состоянии. Частицы его размером 1—10 мк равномерно рассеяны в руде, более крупные выделения (до 0,05 мм) чаще отмечаются в ассоциации с реальгар-рутьерит-киноварной минерализацией. Этим объясняется устойчивая положительная корреляция золота со ртутью. Проба золота, определенная на рентгено-спектральном микроанализаторе Camebax, исключительно высока (990—1000), в его составе отмечаются примеси ртути и меди в количестве десятых долей процента.

Золото- и сереброносность сульфидов колеблется в нешироких пределах. В среднем наиболее золотоносен пирит (134 г/т), менее арсенопирит (70 г/т), рутьерит (70 г/т), реальгар (24 г/т) и аурипигмент (16 г/т). Повышенной сереброносностью отличаются рутьерит (123 г/т), а также пирит (3,5—95 г/т) и арсенопирит.

Несмотря на различную геологическую обстановку нахождения золото-ртутных месторождений, у них есть ряд общих особенностей, отличающих их от золоторудных месторождений других типов. Главными из них являются следующие:

устойчивая минеральная ассоциация высо-

копробного ртутистого золота с минералами ртути, мышьяка, сурьмы и таллия, находящихся в виде сульфидов, реже самородных элементов. Золото обычно свободное, чаще дисперсное, количество ртути в нем превышает концентрацию серебра. То есть, это не привычный, характерный для золоторудных месторождений минерал состава золото—серебро, а минерал состава золото—ртуть;

своеобразный геохимический спектр руд, который составляют золото—ртуть—мышьяк—сурьма—таллий при наиболее устойчивой положительной корреляции между золотом и ртутью и высоким золото-серебряном отношении;

наличие рудных тел, представленных зонами и залежами метасоматитов аргиллизитовой и лиственитовой формаций с рассеянными рудными минералами при низкой доле жильной составляющей. Поскольку метасоматиты состоят главным образом из легко поддающихся выветриванию слюдисто-глинистых и карбонатных минералов, по ним часто развиты коры выветривания, содержащие промышленные концентрации золота;

отсутствие потенциально рудоносных магматических образований, часто золото-ртутные месторождения амагматичны (карлинский и кючийский типы), в других случаях связь оруденения с магматизмом чисто структурная;

приуроченность месторождений к зонам глубинных разломов, указывающая на весь-

ма вероятное подкоровое происхождение рудных компонентов.

Рассмотренная группа своеобразных месторождений с комплексными золото-ртутными рудами наряду с золоторудными месторождениями других типов должна явиться основой золотодобывающей промышленности ряда регионов России. В первую очередь

это относится к Уралу, Алтае-Саянской области, Кузнецкому Алатау, Якутии и Северо-Востоку страны. Немаловажное значение будет иметь и попутно добываемая из этих месторождений ртуть; от центров добычи которой Россия в настоящее время отрезана.

Принята редколлегией 25 января 1993 г.

УДК 553.411:550.8.072(571.55)

© Г. В. Рудакова, 1993

Градиентно-векторные концентрационные модели рудных тел Дарасунского месторождения

Г. В. РУДАКОВА (ЗабНИИ)

В последнее десятилетие работы в области моделирования рудных месторождений интенсивно развиваются как у нас в стране, так и за рубежом [2, 3, 7]. Особыми направлениями в исследованиях подобного рода являются количественные подходы, позволяющие получить «число и меру» для геолого-генетических и прикладных построений. Автор [5] попытался провести морфометрическое моделирование по 139 рудным жилам для Дарасунского золоторудного месторождения в Восточном Забайкалье. В результате этих построений рудные тела месторождения были разделены на восемь классов по величине L/H (L — длина жилы; H — ее ширина), из которых самыми многочисленными оказались классы II ($L/H = 0,5—1,0$) и III ($L/H = 1,0—1,5$). Было установлено, что морфометрические характеристики золоторудных жил не зависят от ориентировки вмещающих трещин.

Целям количественного моделирования отвечают и концентрационные модели рудных тел, основанные на обобщении их зонального строения и выполненные в градиентно-векторном выражении. Методы градиентно-векторного анализа пока широко распространены в геологии рудных месторождений, но обладают значительными перспективами. Они были апробированы на месторождениях медно-порфирового типа, характеризующихся общим высоким уровнем изученности [3]. В данной работе названная методика использована с целью изучения внутреннего строения рудных тел Дарасунского золоторудного месторождения. Этому месторождению присуще столбовое распределение золота, обусловленное сочетанием структурных и минералогических факторов. Его геологическое строение широко освещалось в отечественной литературе [1, 4, 6 и др.].

Основные задачи данной работы — оценка

возможностей градиентно-векторного анализа при построении количественных моделей детально изученных золото-сульфидно-кварцевых жил и попытка генетической интерпретации полученных моделей. Основой построений служили вертикальные проекции рудных тел с изолиниями концентраций и микрограммов золота. Исходные данные обработаны по стандартной методике градиентно-векторного анализа с определением значений градиентов возрастания концентраций и масс и ориентировок векторов в узлах равномерной квадратной сети с размером элементарной ячейки 20×20 м. Векторы фиксируют направления изменения концентраций и масс и отражают ориентировку фрагментов концентрационных потоков, т. е. линий, по которым происходят изменения содержания металла в плоскости рудного тела, и соответствующих изменений величины микрограмм. Градиенты отвечают значениям этих изменений по соответствующим направлениям.

Поскольку мощности рассматриваемых рудных тел весьма малы (первые десятки сантиметров) и изменяются по сравнению с концентрациями металла относительно слабо (коэффициент вариации 70—120 % против 150—300 %), определяющая роль в распределении золота принадлежит концентрациям. В связи с этим в настоящей работе целесообразно рассмотреть только векторные концентрационные модели жил, имея в виду, что соответствующие модели, построенные по микрограммам, будут к ним близки. Векторные концентрационные модели жил Лагуновской и Апофизы Пирротиновой, различающихся наиболее контрастно показаны на рис. 1 и 2.

Они представляют собой векторное выражение исходных планов. Кроме того, для каждой жилы была построена роза-диаграмма (рис. 3), отражающая распределение векторов различ-

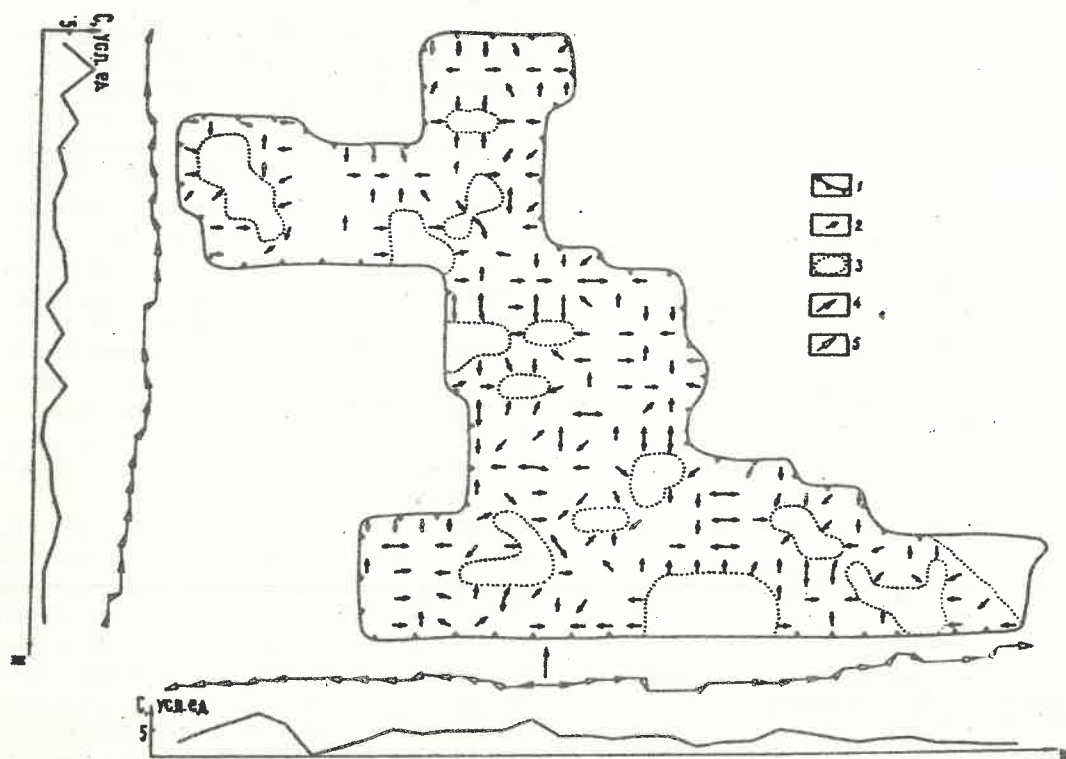


Рис. 1. Градиентно-векторная концентрационная модель жилы Лагуновской:

1 — контур рудного тела; 2 — векторы роста концентраций; 3 — безградиентные поля равных концентраций; суммарные векторы концентрации золота; 4 — направления роста, 5 — снижения

ной ориентировки и средние значения градиентов по соответствующим секторам. Оси 0-180° роз-диаграмм ориентировались параллельно вертикальной оси рудных тел. С целью получения обобщенной картины векторов роста концентраций складывались направления векторов, расположенных в узлах квадратной сети по каждой горизонтальной и вертикальной ее нити. Результирующие векторы выносились на соответствующую ось, причем начало каждого последующего соединялось с концом предыдущего линией, параллельной горизонтальной или вертикальной осям жил. Для вертикальных проекций суммарных ориентировок векторов роста концентраций за положительное принято восходящее направление, для горизонтальных — в обе стороны от центральной вертикальной оси, отмеченной стрелкой. Векторы положительного знака на рис. 1 и 2 изображены черным треугольником, отрицательного — белым, причем для удобства чтения на рисунках все они направлены в одну сторону. Для тех же линий, по которым определялась средняя ориентировка векторов, были посчитаны средние значения концентраций. Их графики для вертикальной и горизонтальной осей на рис. 1 и 2 расположены соответственно, левее и ниже проекций суммарных ориентировок векторов.

В качестве объектов исследования выбрано семь наиболее полно отработанных жил Дарасунского месторождения: Алмазная, Санниковская, Апофиза Пирротиновой, Медведевская, Лагуновская, Футбольная и Искра. Рудные тела расположены в разных частях месторождения и отличаются по морфологии и вещественному составу руд.

Жила Алмазная относится к наиболее богатым рудным телам в западной части месторождения. Вмещающие породы представлены преимущественно, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Простирание рудного тела северо-западное, падение — северо-восточное. Морфологически жила представлена одиночной трещиной выполнения, для которой характерно чередование пережимов и раздувов. Мощность жилы довольно изменчива и колеблется от 1 до 20 см, достигая 30—40 см в местах раздува. С глубиной мощность жилы увеличивается. В составе рудного тела в основном распространена пирротин-халькопиритовая минерализация. На нижних горизонтах состав жилы становится кварц-пирит-пирротинным.

Жила Санниковская расположена в юго-западной части месторождения. Вмещающие породы — метаморфизованные габброиды и гранодиориты. Простирание жилы северо-западное, падение на северо-

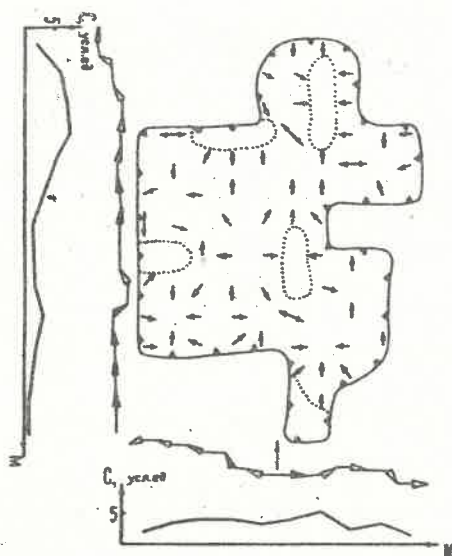


Рис. 2. Градиентно-векторная концентрационная модель жилы Апофизы Пирротиновой: усл. обозн. см. рис. 1

восток. Рудное тело представлено единичной трещиной скола, разбивающейся на отдельных участках на серию маломощных прожилков. Морфология жилы четковидная, линзовидная. Мощность варьирует от первых сантиметров до 0,3 м, достигая в местах раздува 1—2 м. Наибольшие мощности характерны для средних горизонтов рудного тела. Сульфидная часть жилы сложена

пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и блеклыми рудами. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатами.

Апофиза Пирротиновой — самая маленькая из рассматриваемых жил с аномально высокими содержаниями золота. Расположена в западной части месторождения. Вмещающие породы — метаморфизованные габброиды и кварцевые диориты. Рудное тело состоит из одиночной жилы с серией отходящих от нее тонких прожилков. Околожилные породы березитизированы. Мощность сульфидной части составляет 0,10—0,15 м, вкрапленной — 0,5—1,5 м. Вещественный состав жилы довольно прост, главные минералы — пирит, арсенопирит, кварц и турмалин.

Жила Медведевская расположена в восточной части месторождения. Вмещающими породами служат метаморфизованные габброиды. Простирание северо-восточное, падение на юго-восток. Морфологически жила представлена системой параллельных прожилков, участками — метасоматическими зонами с прожилками и вкрапленностью сульфидов. В основном в жиле развиты пирит-арсенопиритовая и халькопирит-блеклорудная минеральные ассоциации. С глубиной возрастает распространенность кварц-пиритовой ассоциации. Характерная черта золотоносности жилы — наличие двух рудных столбов, разделенных по вертикали пережимом. С глубиной жилы выполаживается и содержание золота резко уменьшается.

Жила Лагуновская — крупней-

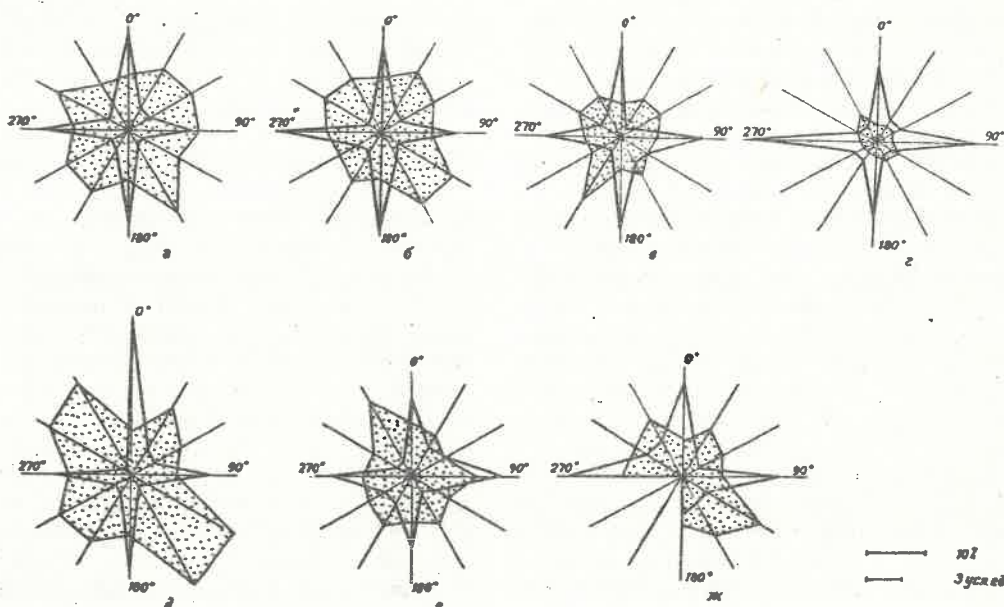


Рис. 3. Розы-диаграммы векторов роста концентраций золота и их градиентов:

жилы: а — Алмазная, б — Лагуновская, в — Искра, г — Футбольная, д — Медведевская, е — Санниковская, ж — Апофиза Пирротиновой. Крапом показаны диаграммы градиентов концентраций

шая в восточной части месторождения. Ее простираение изменяется с восток-северо-восточного до близширотного, падение на верхних горизонтах на север, на нижних — крутое на юг. Морфологически жила относительно проста и выполняет единичную трещину. Мощность жилы изменчива и колеблется от 1 до 20 см. Минеральный состав руд довольно однороден и не претерпевает существенных изменений с глубиной. Жила сложена в основном кварцем, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и блеклыми рудами.

Жила Футбольная — одно из самых крупных рудных тел восточной части месторождения. Простираение северо-восточное, падение на юго-восток. Жила приурочена к мощной зоне дробления, в которой формируется сложно ветвящийся каркас сульфидных жил и прожилков. Характерная особенность жилы — наличие большого числа апофиз, нередко имеющих самостоятельное промышленное значение. В составе жил преобладают пирит и арсенопирит.

Жила Искра расположена на значительном расстоянии к югу от жилы Лагуновской и относится к числу крупных северо-восточных жил Дарасунского месторождения. Падение рудного тела меняется с юго-западного на северо-восточное. Мощность жилы колеблется от 1 до 50 см, в раздувах до 1 м. В составе жилы преобладают сульфиды: пирит, халькопирит, арсенопирит и блеклые руды. Содержание золота в сульфидах довольно стабильное. В верхней части рудное тело представлено одиночной кварц-сульфидной жилой. Усложнение морфологии наблюдается в ее западной части, где рудное тело после тектонического нарушения разветвляется на три прожилка. Вмещающие породы — кварцевые диориты — березитизированы. Мощность березитов колеблется от 0,3 до 1,2 м.

Проанализировав эти модели можно сделать следующие выводы.

В плоскостях всех семи жил выделяются поля положительных и отрицательных градиентов, а также безградиентные поля равных концентраций. Морфология и размеры названных участков различны. Границы участков с восходящей и нисходящей ориентировкой векторов довольно часто субпараллельны земной поверхности и имеют протяженность не менее 60 м. Минимальные площади безградиентных полей соответствуют размерам элементарной ячейки и характеризуются изометричной формой, максимальные — достигают 100 м и более и часто амeboобразной формы. Несмотря на особенности распределения золота в каждой жиле наблюдается ряд общих закономерностей. Для всех рудных тел в их нижней части векторы имеют восходящую ориентировку, а в верхней — нисходя-

щую. Безградиентные поля равных концентраций, расположенные в крайних частях жил, как правило, характеризуются невысокими значениями и не оказывают существенного влияния на ориентировку векторов. В средних частях жил векторам соответствует встречная и противоположная направленность, при этом участки с восходящими и нисходящими векторами разделены безградиентными полями равных концентраций. Такие поля фиксируют участки относительно обогащенные или обедненные золотом. Низкие величины равных концентраций, как правило, выполняют фланги рудных тел и обедненные участки в пределах рудных столбов, высокие — соответствуют наиболее богатым участкам. Положение безградиентных полей с высокими значениями определяет морфологию и направление рудных столбов в плоскости жил.

В общем случае безградиентные поля равных концентраций одной своей частью заключены в поле положительных градиентов, а другой — отрицательных. При этом безградиентные участки с высокими значениями концентраций лежат в плоскости жилы выше полей положительных и ниже полей отрицательных градиентов, а участки, характеризующиеся низкими величинами, напротив, лежат ниже отрицательных и выше положительных градиентных полей.

Розы-диаграммы векторов роста концентраций в семи дарасунских жилах также обладают значительным сходством (см. рис. 3). Во всех рудных телах месторождения господствуют четыре направления векторов, фиксирующих потоки концентраций ориентированные согласно вертикальным и горизонтальным осям жил. Прочие направления выражены значительно слабее. Сопоставление роз-диаграмм показывает, что несмотря на значительное сходство имеются и некоторые различия, которые выражены в разной доле векторов по одним и тем же направлениям. По ориентировке векторов рассматриваемые жилы отчетливо разбиваются на три группы. В группу 1, самую многочисленную, входят жилы: Искра, Футбольная, Лагуновская, Алмазная и Медведевская. Представителем группы 2 служит жила Санниковская, 3 — Апофиза Пиротиновой.

Розы-диаграммы ориентировки векторов рудных тел группы 1 представляют собой асимметричные кресты, оси которых ориентированы 0—180 и 90—270°. При этом в жилах Лагуновской, Алмазной, Медведевской и Искре преобладает первое направление, а в жиле Футбольной — второе, что, по-видимому, обусловлено морфологическими особенностями рудных тел. Роза-диаграмма векторов роста концентраций жилы Санниковской (см. рис. 3, е) обладает практически идеаль-

ной симметрией относительно оси $135-315^\circ$ и по форме напоминает крылья бабочки. По сравнению с жилами группы I здесь значительно большая часть векторов приходится на направления $30-210$ и $60-240^\circ$. Роза-диаграмма жилы Апофизы Пирротитовой (см. рис. 3, ж) наиболее резко отличается от всех других. В плоскости жилы преобладают векторы трех ориентировок — восходящие параллельно ее вертикальной оси и горизонтальные — в обе стороны от последней (90 и 270°). Нисходящее направление выражено значительно слабее. По нему ориентировано только $7,6\%$ векторов, т. е. столько же сколько по осям 300 и 330° . Векторы с ориентировкой 210 и 240° вообще отсутствуют.

Распределение средних значений градиентов или интенсивность изменения концентраций на розах-диаграммах дает неправильной формы многоугольники различного размера (см. рис. 3). Значения градиентов концентраций для жил месторождения варьируют в широких пределах — от $12,1$ (жила Медведевская) до $1,4$ усл. ед. (жила Футбольная). Обычно максимальная величина среднего градиента для каждой жилы не превышает минимальную более чем в 2 раза. В общем случае интенсивность изменения содержаний характеризует «богатство» жилы. Так, жила Футбольная с наиболее ровными и низкими концентрациями золота имеет и наименьшие величины градиентов, а жилы Медведевская, Алмазная и Лагуновская с богатыми рудами характеризуются высокими значениями градиентов.

Сопоставление средних значений градиентов концентраций с числом векторов этого же направления показало, что между ними существует обратная зависимость близкая к линейной (коэффициент корреляции составляет $0,77$), т. е. значения градиентов по господствующим ориентировкам векторов роста концентраций намного ниже, чем по другим направлениям. Для жил Санниковской и Футбольной, Медведевской, Алмазной наибольшие значения градиентов отвечают векторам, ориентированным по оси $150-330^\circ$, для жил Лагуновской и Апофизы Пирротитовой — $120-130^\circ$, для жилы Искра — $30-210^\circ$. При этом для пяти последних жил максимальная изменчивость содержаний соответствует векторам нисходящих ориентировок и только для жил Санниковской и Футбольной — восходящих. Анализ градиентно-векторных концентрационных моделей рудных тел и роз-диаграмм, построенных на их основе, показал, что наибольшие значения градиентов на диаграммах фиксируют ориентировку главных осей рудных столбов.

Обобщенные картины концентрационных потоков в вертикальной и горизонтальной плоскостях рудных тел, полученные путем

сложения векторов в соответствующих сечениях, приведены на рис. 1 и 2.

Для всех жил месторождения в их верхних частях и на флангах суммарные векторы роста концентраций характеризуются отрицательной направленностью, в нижних — положительной, а в центральных — особенно для крупных жил — наблюдается неоднократная смена ориентировок.

Графики изменения средних содержаний для всех рудных тел выглядят однотипно. Несмотря на колебания значений от сечения к сечению наиболее высокие концентрации характерны для центральных частей жил. На флангах рудных тел их величины значительно ниже, т. е. основная масса золота локализована в центральных частях жил.

В состав выборок, использованных при морфометрическом моделировании дарасунских жил [5], входили и семь описанных в настоящей работе. В связи с этим можно сопоставить полученные результаты.

В таблице сведены морфометрические и градиентно-векторные характеристики этих жил.

Из сопоставления данных видно, что во во II морфометрический класс попадают жилы I и 2 групп ориентировки векторов роста концентраций, а в III — рудные тела групп I и 3, причем существенной связи между значениями градиентов и величиной L/H не намечается. Жилы северо-восточного простирания, преобладающего для рудных тел месторождения, относятся только к группе I, и можно ожидать, что характерное для них распределение векторов роста концентраций присуще большинству рудных тел Дарасуна. Для жил северо-западного простирания распределение векторов более разнообразно, среди таких рудных тел отмечаются все три типа роз-диаграмм. Между ориентировкой жил и значениями градиентов связь отсутствует. Изложенное свидетельствует о более однородном характере потока концентраций в жилах преобладающей системы трещин.

Градиентно-векторные модели концентраций золота, построенные для семи золото-сульфидно-кварцевых жил Дарасунского месторождения, позволяют выделить ряд общих для них закономерностей. Поскольку месторождение характеризуется многостадийностью процесса формирования рудных жил, при построении моделей мы имеем дело с содержаниями металла, накопленными в течение нескольких стадий. Изолинии концентраций характеризуют окончательный результат процесса рудоотложения. Можно полагать, что векторы роста концентраций, ориентированные по нормали к изоконцентрациям, фиксируют суммарную структуру токов в соответствующих флюидных системах. Значения же градиентов характеризуют как степень неоднородности распределения металла,

Жила	L / H	Морфометрический класс	Простирающие жилы	Группа по ориентировке векторов	Значения градиентов	
					среднее	максимальное
Санниковская	0,9	II	СЗ—ЮВ	2	5,0	8,1
Алмазная	1,0	II	СЗ—ЮВ	1	6,3	9,3
Лагуновская	1,0	II	ЮЗ—СВ	1	5,8	7,6
Футбольная	1,2	III	ЮЗ—СВ	1	1,8	2,7
Апофиза Пирротиновой	1,3	III	СЗ—ЮВ	3	4,4	8,6
Медведевская	1,5	III	ЮЗ—СВ	1	7,4	12,1
Искра	1,8	IV	ЮЗ—СВ	1	3,4	7,0

так и «богатство» рудных тел золотом. Специфические особенности каждой из жил месторождения обусловлены морфологией трещины скола, удаленностью от источников рудного вещества и состава омываемой золотоносными растворами среды. Тем не менее, на основании проведенного градиентно-векторного анализа можно утверждать, что механизм формирования золото-сульфидно-кварцевых жил Дарасунского месторождения однотипен. Приток рудоносных флюидов происходит главным образом из нижних частей жил, а для апофиз (жилы Медведевская и Апофиза Пирротиновой) частично и с флангов, что отчетливо фиксируют восходящие ориентировки векторов роста концентраций и значения их градиентов. В процессе продвижения флюидного раствора постепенно происходит частичная отсадка из него рудных минералов, что способствует наращиванию концентраций металла на нижних горизонтах рудных тел. В участках, благоприятных для рудоотложения, резко выпадают минералы из раствора и значительная концентрация рудного вещества, выраженная на моделях безградиентными полями равных концентраций. В связи с этим изменяется состав первоначального флюидного раствора, т. е. после осаждения части полезного компонента в пределах безградиентных полей формируются новые флюидные потоки, стремящиеся к приведению системы в равновесное состояние, за счет чего перво-

начальный поток растворов изменяет свою направленность. Это отражается в смене направления векторов роста концентраций после прохождения через безградиентные поля с восходящего на нисходящее. Для крупных жил периодически изменяется направление концентрационного потока.

Приток новых порций растворов происходил неоднократно, о чем свидетельствуют участки телескопированных руд в центральных частях большинства дарасунских жил. В связи с этим значительное количество металла отложилось на средних горизонтах рудных тел. К верхним частям жил и их флангам флюидные растворы приходили уже значительно обедненные металлом, что и обусловило здесь более низкие концентрации металла, отчетливо фиксируемые нисходящей ориентировкой векторов концентрационного потока и низкими значениями градиентов.

Наряду с анализом распределения концентраций золота для получения комплексной картины процессов рудообразования на Дарасунском месторождении целесообразно изучить изменения концентраций мышьяка, серебра, меди, свинца и цинка, играющих значительную роль в образовании комплексных полиметаллических руд.

Помимо генетической интерпретации результатов градиентно-векторного анализа полученные количественные модели могут быть использованы и в прикладных целях.

УДК 551.247 + 553.632(571.5)

© А. В. Малых, 1993

Геолого-кинематическая модель формирования структуры Непского месторождения калийных солей Восточной Сибири

А. В. МАЛЫХ (Институт земной коры СО РАН)

Восточная часть Иркутского амфитеатра юга Сибирской платформы один из наиболее благоприятных полигонов для изучения соляной тектоники и механизма перераспределения вещества соляных структур, что имеет не только теоретическое, но и боль-

шое прикладное значение. Особенно остро эта проблема встала в процессе проведения разведочного бурения на месторождении калийных солей в Непском калиеносном бассейне Восточной Сибири, где ранее предполагались по данным поискового бурения и

геологосъемочных работ незначительное проявление соляной тектоники в районе месторождения и относительно простое внутреннее строение. Вопросы, посвященные процессам соляной тектоники и механизму перераспределения каменных и калийных солей на месторождении слабо освещены, за исключением описания структуры надсолевой толщи [3, 4]. В предлагаемой статье на основе многолетних исследований автора соляной тектоники юга Сибирской платформы, данных разведочного бурения ПО «Иркутскгеология» и развиваемых нами теоретических представлений о значительной роли вторичных преобразований калийных солей и их влиянии на соляную тектонику сделана попытка разработать геолого-кинематическую модель формирования современной структуры Непского месторождения сильвинитов.

Калийные соли на месторождении залегают в низах разреза ангарской свиты, которая состоит из трех основных частей: нижней соляной (продуктивная гаженская пачка или толща), средней — карбонатно-сульфатно-соляной и верхней — сульфатно-кар-

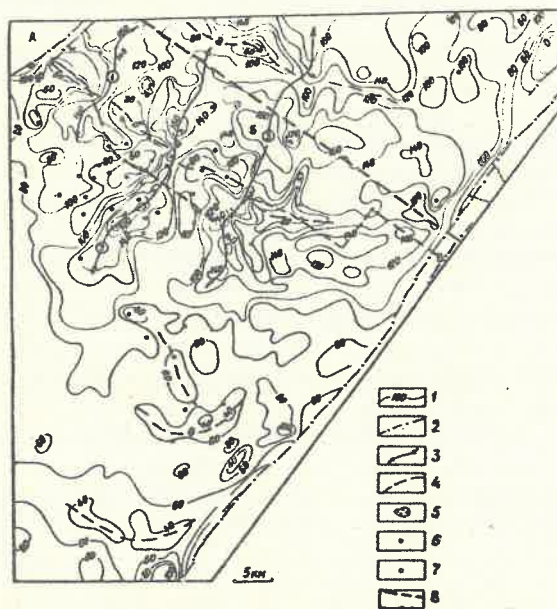


Рис. 1. Структурная схема подошвы верхоленской свиты среднего — верхнего кембрия района Непского месторождения (бассейны рек Непы, Гаженки и Болванинки):

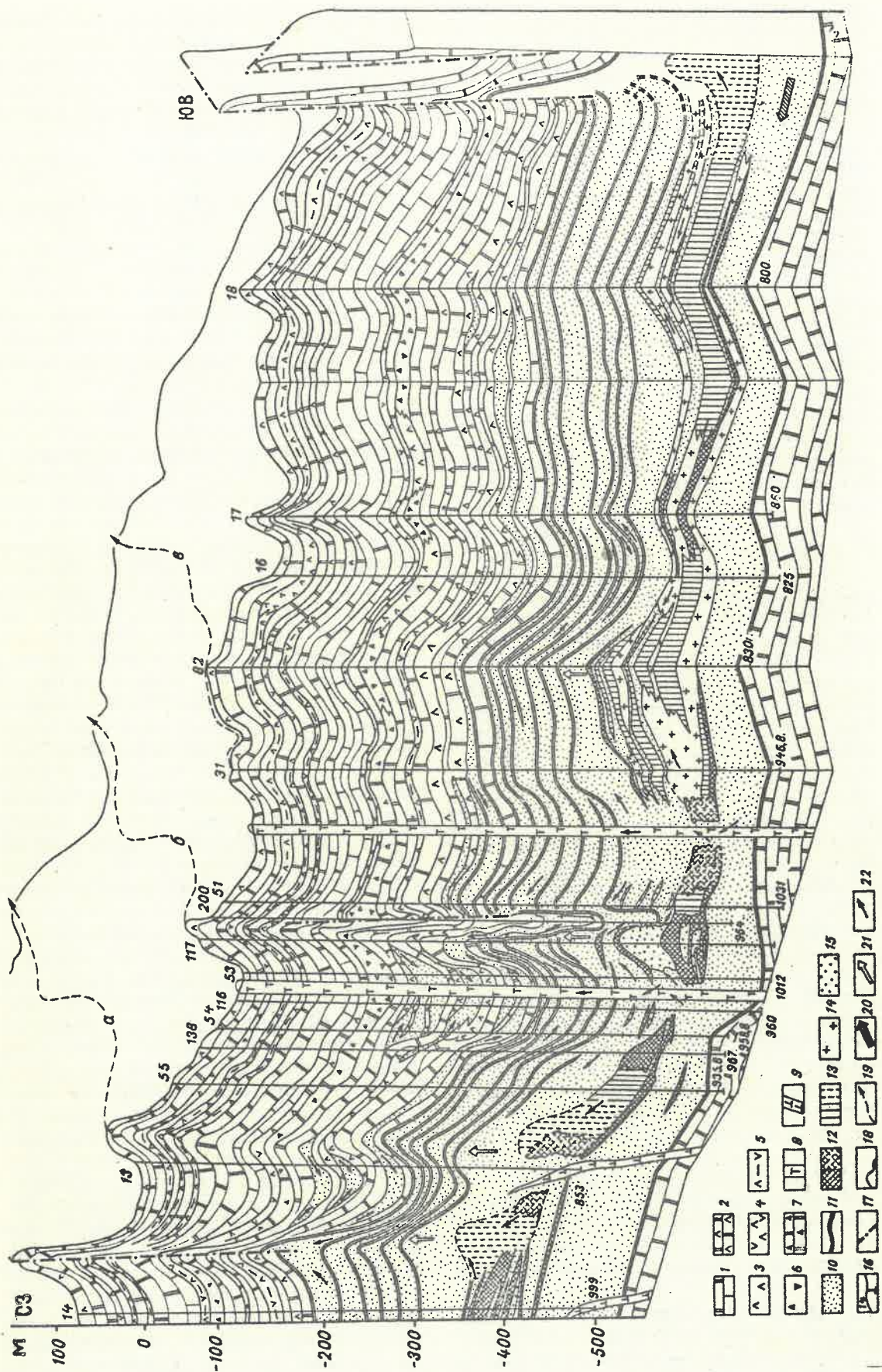
1 — стратоизогипсы подошвы, м; 2 — разрывные нарушения в краевых частях линейных складок; 3 — оси брахиантеклиналей (цифры в кружках): 1 — Марикинской, 2 — Заводской, 3 — Дотконской; 4 — оси наложенных депрессий: а — Непской, б — Гаженской, в — Болванинской; 5 — вулканические железорудные трубки взрыва; скважины, вскрывшие разрезы: 6 — смешанный сильвинит-карналлитовый и карналлитовый, 7 — сильвинитовый; 8 — контуры блок-диаграммы (см. рис. 2). Структурные зоны: А — Непская, Б — брахискладок Гаженского структурного плато, В — Соснинская

бонатной. В гаженской пачке нами выделяются четыре зоны: нижней каменной соли, калиеносная, переходная и верхней каменной соли. Подстилается и перекрывается пачка горизонтами ангидритов. Калиеносная зона сложена чередующимися пластами каменных и калийных солей различного состава и весьма изменчивой мощности от 0 до 100 м и более, представляющих собой по латерали и вертикали сложное сочетание сильвинитовых, сильвинит-карналлитовых и карналлитовых пород.

Месторождение расположено во внутренней относительно менее дислоцированной северо-восточной части калиеносного бассейна на Гаженском структурном плато (рис. 1). С юго-востока к нему примыкают высокоамплитудные антиклинали Соснинской зоны, с северо-запада — Право-Иликанская и Доокшинская антиклинали Непской зоны с нарушенными северо-западными крыльями и общим наклоном поверхности сместителей взбросо-сдвигов на юго-восток. Линейные антиклинали в пределах зон отличаются сложными структурными взаимоотношениями на разных горизонтах разреза за счет соляной тектоники, развитой преимущественно в ангарской и усольской свитах нижнего кембрия. Нижний подсолевой уровень осадочной толщи (мотская свита венда), включая низы усольской свиты, по данным сейсморазведки и глубокого бурения имеет более спокойный структурный план, и складки соле-

Рис. 2. Блок-диаграмма и кинематическая модель формирования структуры Непского месторождения. По материалам бурения Северной экспедиции ПГО «Иркутскгеология»:

1 — доломиты, известняки; 2 — доломит-ангидриты; 3 — ангидриты; 4 — гипс-ангидриты; 5 — глинистые гипс-ангидриты; 6 — гипс-ангидритовая брекчия; 7 — доломит-гипс-ангидритовая брекчия; 8 — туфовые железорудные трубки взрыва; 9 — дайки долеритов; 10 — каменная соль; 11 — маркирующие горизонты доломит-ангидритов и ангидритов; установленные и предполагаемые: 12 — сильвиниты, 13 — карналлиты; 14 — каменная соль с включениями, прослоями и в переслаивании с карналлитами и сильвинитами; 15 — карбонат-ангидрит-галитовые породы зон замещения; 16 — скважины колонкового бурения; 17 — разрывные нарушения; 18 — структурная поверхность подошвы верхоленской свиты; 19 — оси брахиантеклиналей: а — Марикинской, б — Заводской, в — Дотконской; направления: 20 — сил динамического сжатия; 21 — поперечных складкообразующих сил, 22 — возможных перетоков каменных и калийных солей



носной толщи или не имеют в них корней, или отражаются с затуханием в форме антиклинальных перегибов и малоамплитудных поднятий различной конфигурации, облекающая блоки фундамента.

Проведенный ранее сравнительный анализ складчатых дислокаций восточной части Иркутского амфитеатра [3] показал, что, несмотря на все многообразие морфологических типов соляных структур, им присущи общие черты. При этом устанавливается, что морфология и размеры складок существенно зависят от нескольких факторов: глубины заложения соляного ядра, мощности соленосных горизонтов и соленасыщенности разреза, степени воздействия фундамента и подсолевых отложений на соленосную толщу. Из анализа имеющегося материала и сопоставления структурных схем по различным срезам устанавливается, что основные структурные признаки, по которым проведено районирование дислокаций верхних горизонтов разреза осадочного чехла в пределах линейных зон, начинают проявляться уже с уровня усольской свиты, более отчетливо — по кровле булайской и очень контрастно — в ангарской свитах. Однако нередко поверхностные структуры в низах ангарской свиты сnivelированы, и линейные антиклиналы в структурных зонах не отражаются в более глубоких горизонтах. Такое строение отмечается и для брахиантиклиналей, развитых на Непском месторождении. Специфика соляной тектоники этого района определялась, на наш взгляд, высокой соленасыщенностью до 90—98 %, большой мощностью каменных солей нижней продуктивной части разреза ангарской свиты (более 200 м) и наличием высокопластичных калийных солей, являющихся в разрезе осадочной толщи горизонтами облегченного скольжения.

Немаловажную роль на развитие соляной тектоники оказали вулканические трубки с железорудным оруденением и трапповый магматизм [1, 3, 5]. Последний в районе месторождения проявился внедрением Усольского траппового силла в усольскую и низы бельской свит, от которого в виде апофиз отходят субвертикальные дайки долеритов, вскрытые бурением и достигающие в отдельных случаях поверхности (скв. 13, 14). Вулканические трубки прорывают силл траппов и всю осадочную толщу и прослеживаются от фундамента (рис. 2).

В районе месторождения на структурной схеме подошвы верхоленской свиты среднего — верхнего кембрия, составленной по материалам крупномасштабного картирования и колонкового бурения (см. рис. 1), выделяются Мариктинская, Заводская и Дотконская брахиантиклиналы, разделенные Таловской и Ховоркиктинской синклиналями. Брахиантиклиналы, пересекающие до-

лины рек Гаженка и Непа, имеют северо-восточную ориентировку согласно общему простиранию структурных зон с отклонением осей на отдельных участках до субмеридионального направления. Общая картина расположения осей структур осложняется дискордантно наложенными депрессиями северо-западного простирания по долинам рек Непа, Гаженка и Болванинка амплитудой 40—80 м, редко более 100 м [4].

Брахиантиклиналы являются типичными представителями бескорневых складок со слабо дислоцированным ложем карбонатных пород булайской свиты нижнего кембрия с соляными ядрами в ангарской свите. Как показывают анализ и сопоставление структурных планов кровли булайской свиты, зон нижней и верхней каменной соли, соляные ядра образованы преимущественно породами калиеносной зоны, переходной и верхней каменной соли, они слабо проявляются или не имеют корней в нижних солях и кровле булайской свиты. Мощность калиеносной зоны широко варьирует в карналитовом горизонте. Характерно, что нижний сильвинитовый горизонт развит почти повсеместно и, по-видимому, испытал, как и нижняя каменная соль, слабые внутренние деформации и пластические течения. Его мощность 6—10 м, а мощность нижней каменной соли в среднем 55—67 м, лишь на участке скв. 4 она резко увеличена за счет грабенообразного прогиба в булайской свите.

Наиболее крупная из брахиантиклиналей — Заводская в центральной части месторождения имеет длину более 40, ширину 4—6 км, амплитуду относительно смежных синклиналей и депрессий до 120 м. Сложное строение имеет юго-восточный борт брахиантиклиналы, осложненный разрывным нарушением в ангарской и литвинцевской свитах и складками более высокого порядка в соленосной части разреза (см. рис. 2). Разлом прослеживается по данным сейсморазведки вдоль борта структуры и вскрыт несколькими колонковыми скважинами. В скв. 200 он фиксируется по сдвоенному разрезу литвинцевской свиты. Аналогичные разломы подтверждаются сейсморазведкой и в северо-западном борту Заводской брахиантиклиналы, и в центральной части Таловской синклиналы. В отдельных скважинах (123, 193) на северо-восточном фланге месторождения фиксируются узкосжатые складки в гаженской пачке без разрыва сплошности пород. Многочисленные мелкие деформации отмечаются также в керне скважин в виде складок течения, поверхностей срыва с нарушенным залеганием пород на отдельных уровнях складко-надвигов и других структур, которые близки по морфо-

логии и механизму формирования к поперечным структурам [3].

Анализ выявленных полей напряжений на складках Непской и Соснинской зон [2] и проведенная типизация соляных структур восточной части Иркутского амфитеатра показали, что они представляют собой в большинстве типичные складки течения, а по кинематической природе являются гибридными (полигенными) формами, сформированными под воздействием как тангенциальных, так и поперечных складкообразующих сил продольного сжатия и поперечного изгиба. Соляные структуры могли создаваться в одних случаях силами, возникшими при тангенциальном сжатии со стороны краевой части платформы, в других — при перемещениях по разрывам в фундаменте или при сложном взаимодействии тех и других, как мы наблюдаем в Непской и Соснинской линейных зонах. В процессе формирования складок широко проявились послойное проскальзывание слоев среди более жестких карбонатных и терригенных пород, послойное течение солей и выжимание перекрывающих более пластичных глинистых пород в надсолевой толще со сводов и крыльев антиклиналей в смежные синклинали с развитием мелких дисгармоничных складок.

На начальном этапе, по-видимому, формировались под воздействием тангенциальных сил относительно простые складки продольного изгиба с волнообразным деформированием слоистой толщи и образовывались зачаточные соляные ядра в сводах положительных структур. В процессе дальнейшей эволюции в условиях горизонтального сжатия материал начинал перемещаться и в вертикальном направлении, происходили нарушение статического равновесия и трансформация полей напряжений в связи с перетоками солей и нагнетанием их в своды антиклиналей. Этот процесс развивался снизу вверх в сторону меньшего всестороннего давления, что подтверждается анализом внутренней структуры Непского месторождения и приведенной блок-диаграммой (см. рис. 2).

Передача горизонтальных напряжений на значительные расстояния осуществлялась через соляные толщи, которые играли роль плоскостей облегченного скольжения и были способны к пластическим перетокам, создающим раздувы. Каменные соли усольской и ангарской свит формировали соляные ядра структур. Подсолевая толща, будучи «припаянной» к фундаменту, составляла с ним тектонически единое целое и не испытывала перетоков и деформаций. Последнее относится и к подосинскому соляному горизонту, осинской карбонатной пачке усольской свиты, нижней каменной соли и нижнему горизонту сильвинитов гаженской пачки на Непском месторож-

дении. Однако слоистость подсолевых отложений заставляла их в некоторой степени изгибаться, что доказывается экспериментами по сжатию слоистой толщи.

При общем действии сил динамического сжатия в регионе в северо-западном направлении поперек фронта складчатости подстилающая калиеносную зону нижняя каменная соль в районе месторождения была к ним сравнительно инертной и не испытала существенных перетоков в горизонтальном направлении. Основной горизонт скольжения и пластического течения — калиеносная зона, перераспределение которой по латерали вызвало сложные перетоки каменных солей, а также частично гипс-ангидритовых пород в перекрывающих карбонатно-сульфатно-соляной и сульфатно-карбонатной частях разреза ангарской свиты.

Механизм перемещения солей в системе антиклиналь — синклиналь наглядно виден на приведенной блок-диаграмме. На ней стрелками показаны направления возможного перемещения солей. В калиеносной зоне происходило преимущественное нагнетание солей в своды брахиантиклиналей и их отток из смежных синклиналей и депрессий. Выше ее отмечались перемещения солей и гипс-ангидритовых пород по межпластовым поверхностям в направлении отрицательных структур на одних уровнях и, наоборот, в своды брахиантиклиналей — на других.

В районе развития трубок взрыва фиксируются наиболее сложные и интенсивные преобразования солей вплоть до полного разрушения калийного горизонта. При этом калийные соли замещались каменной и карбонат-ангидрит-галитовыми породами с рудной минерализацией, которые мы считаем вторичными образованиями [5]. Приуроченность сильвинит-карналлитового и существенно карналлитового типов разрезов калиеносной зоны повышенной мощности к положительным структурным формам, а сильвинитового уменьшенной мощности — к отрицательным вполне объяснимы с этих позиций. Во-первых, более высокой текучестью карналлитовых пород по сравнению с сильвинитами, во-вторых, процессами вторичного преобразования карналлитов в сильвиниты с образованием наложенных депрессий за счет общего уменьшения объема калиеносного горизонта и выщелачивания каменных и калийных солей в околотрубном пространстве при циркуляции рассолов и гидротермальных растворов по каналу трубок (скв. 116, 53). В результате в околотрубном пространстве происходят проседание осадочной толщи с развитием зон наложенных депрессий, разрывных нарушений и деформаций пород, усиление направленного перемещения каменных и калий-

ных солей в направлении сводов брахиантиклиналей, а в туфогенных породах, vyplняющих трубки, развитие процессов доломитизации, ангидритизации, огипсования и интенсивного засоления в виде гнезд, включений и прожилков оранжевого и светло-серого галита [5].

Начало складчатости в регионе по комплексу факторов нами оценивается как поздний девон — начало раннего карбона. В дальнейшем складчатые структуры испытали несколько этапов структурных перестроек и деформаций пород. Постседиментационные процессы, особенно на юге Сибирской платформы в связи с соляной тектоникой, неоднократно возобновлялись и интенсивно развивались в отдельные фазы активизации тектонических движений, сменяясь фазами относительного тектонического покоя. Фазы активизации: P_2-T_1 , T_1-T_2 , J_3-K_1 , K_2 , P завершились в кайнозой, что подтверждается К-Аг датировками сильвинитов Непского калиеносного бассейна, фиксирующими тектоническую активизацию платформы, перекристаллизацию и деформацию солей [3]. Наиболее важным в формировании структуры месторождения был позднепалеозойско-раннемезозойский этап, когда произошло внедрение в низы осадочного чехла высокотемпературного траппового силла и дайковых тел, а позднее — вулканических трубок взрыва. Это вызвало нарушение температурного режима недр и захороненных рассолов, а также значительные вторичные преобразования калийных солей. Согласно К-Са изохроне, возраст сильвинитов — 286 ± 14 млн лет [3, 6]. Количественный расчет теплового поля над кровлей

силла на уровне подошвы гаженской пачки показал, что температура прогрева могла составить $100-150^\circ\text{C}$. В этих условиях пластичность каменных и калийных солей в Непском бассейне была выше, чем на соседних участках, что усилило в целом соляной тектогенез и степень воздействия на Гаженское структурное плато ограничивающих его линейных зон складок.

Все эти процессы в комплексе на протяжении длительной истории развития Сибирской платформы и сформировали, на наш взгляд, современную структуру Непского месторождения сильвинитов Восточной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Замаев С. М., Гелетий Н. К., Малых А. В. О температурном воздействии траппов на калийные соли Непского калиеносного бассейна Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 42—48.
2. Малых А. В. Поля тектонических напряжений в складках Непской и Соснинской зон складчатости юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 31—37.
3. Малых А. В., Замаев С. М., Рязанов Г. В., Гелетий Н. К. Тектоника центральной части Непского свода. — Новосибирск: Наука, 1987.
4. Малых А. В., Гелетий Н. К. Структурно-тектонические факторы локализации сильвинитов в Непском калиеносном бассейне // Сов. геология. 1988. № 6. С. 30—32.
5. Малых А. В. О генезисе сильвинитов в Непском калиеносном бассейне Восточной Сибири // Сов. геология. 1990. № 4. С. 55—58.
6. Применение изотопов кальция при изучении месторождений калийных солей / С. Б. Брандт, С. М. Замаев, В. С. Лепин и др. // Мат-лы второго междунар. симпозиума. Новосибирск, 1989. С. 139—143.

Принята редколлегией 25 января 1993 г.

УДК 553.495

© Г. А. Савченко, Г. П. Полуаршинов, В. И. Ветров, 1993

Некоторые особенности пластово-инфильтрационного месторождения Уванас

Г. А. САВЧЕНКО, Г. П. ПОЛУАРШИНОВ, В. И. ВЕТРОВ (ГОСКОМАТОМЭНЕРГО)

Район месторождения Уванас, расположенного в Чу-Сарысульской депрессии, как и другие известные здесь пластово-инфильтрационные месторождения урана, имеет трехъярусное строение: складчатый фундамент, представленный протерозойскими и раннепалеозойскими геосинклинальными образованиями; промежуточный этаж, образованный литифицированным осадочным комплексом (PZ₂₋₃); платформенный чехол, сложенный слаболитифицированными MZ—KZ отложениями, вмещающими промышленные руды. Месторождение отраба-

тывается с 1979 г. производственным объединением «Южполиметалл».

Урановое оруденение приурочено к уванасскому песчаному горизонту (P₁) и в плане локализуется в виде извилистой с раздувами и пережимами ленты, повторяющей конфигурацию границы выклинивания зоны пластового окисления. Рудоносная полоса, включающая 25 рудных залежей, в центральной и западной частях месторождения осложнена резкими фестончатыми изгибами северо-западного направления, расчленяющими ее на несколько дугообразных сегмен-

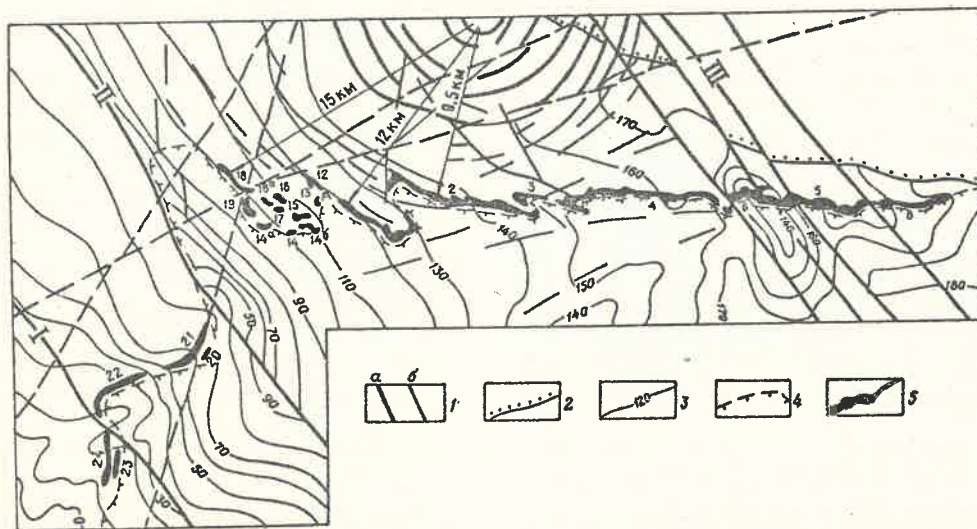


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема локализации рудных залежей на месторождении Уванас:

1 — разломы: а — крупные (I — Западный, II — Мынчукурский, III — Восточная зона разломов), б — средние и мелкие; 2 — граница выклинивания уванасского продуктивного горизонта; 3 — изогипсы подошвы уванасского горизонта; 4 — граница зоны пластового окисления; 5 — рудная залежь и ее номер

тов, расположенных в радиусе 9,5, 12 и 15 км к югу от центра крупного Кызымчекского диапира (рис. 1).

На востоке и юго-западе месторождения изгибы рудоносной полосы более плавные и наблюдаются в основном вблизи тектонических зон северо-западного простирания, интерпретируемых в разрезе уванасского горизонта как флексурообразные перегибы.

Здесь отмечаются раздувы и пережимы рудоносной полосы в плане, резкие изменения мощности рудных тел в разрезе, наличие «гидравлических окон» в нижнем водоупоре уванасского горизонта.

Распределение рудных залежей по размерам на пластово-инфильтрационном месторождении Уванас, как и на большинстве гидротермальных (жильных и штокверко-

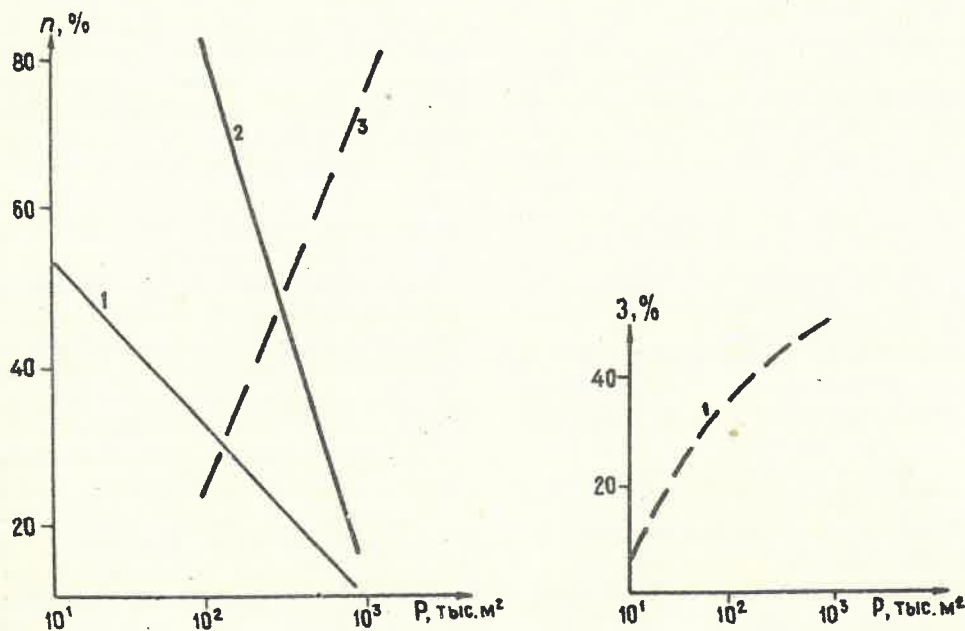


Рис. 2. Статистические закономерности распределения числа рудных залежей n и запасов урана Z в зависимости от размеров залежей P :

месторождения: 1 — Уванас, 2 — Канжуган, 3 — Мынкудук

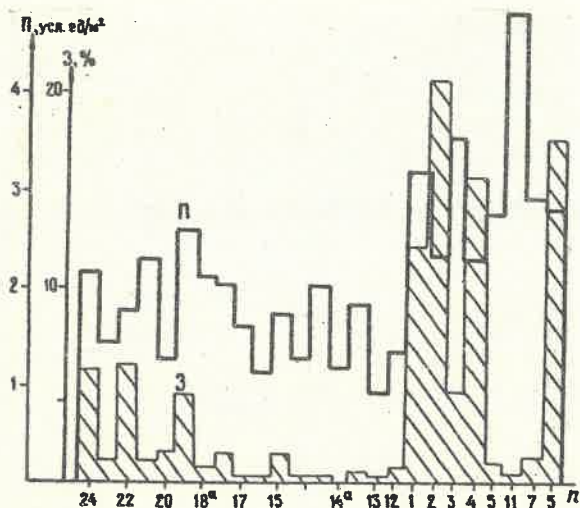


Рис. 3. Распределение запасов урана Z и продуктивности оруденения P в рудных залежах месторождения Уванас:

n — номер рудной залежи

вых) месторождений урана [1, 2], подчиняется определенной статистической закономерности, описываемой кривой 1 (рис. 2, а).

При этом количество рудных залежей обратно пропорционально их размерам, однако, в отличие от объектов гидротермального генезиса, кривая обратно пропорциональной зависимости прямолинейная, а не вогнутая. Такая же или близкая к ней форма кривой распределения наблюдается и на других пластово-инфильтрационных месторождениях палеогенового возраста Чу-Сарысуйской депрессии, в частности на месторождении Канжуган.

Несколько неожиданным оказался характер распределения рудных залежей по размерам на месторождении Мынкудук, приуроченном к верхнемеловым отложениям. Здесь количество рудных залежей прямо пропорционально их размерам, что является отступлением от известного общего правила распределения рудных концентраций по В. И. Красникову [3]. Этом вопрос требует дополнительного изучения.

Между размерами рудных залежей и количеством урана в них на месторождении Уванас отмечается очень тесная прямая корреляция (см. рис. 2, б), при этом коэффициент корреляции между ними приближается к единице.

В распределении запасов на площади месторождения (рис. 3) можно отметить несколько особенностей:

основные запасы урана (65,9 %) сосредоточены в 4-х рудных залежах (1, 2, 4 и 5) из 25; на 11 рудных залежей в западной части месторождения (12—19) приходится всего 9,9 % от общих запасов;

в рудоносной полосе за зоной Мынчурско-

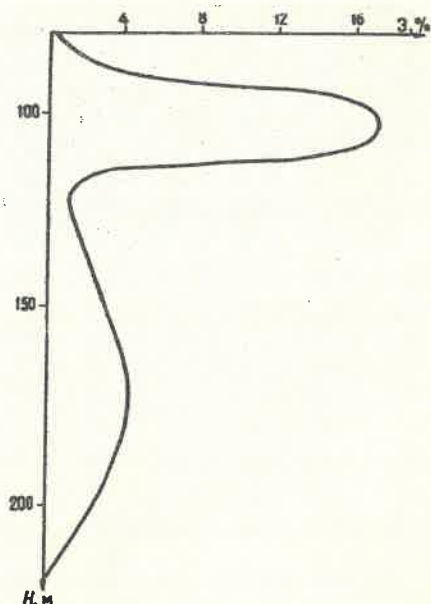


Рис. 4. Усредненная кривая распределения запасов урана Z в вертикальном разрезе месторождения Уванас

го разлома (залежи 20—24) сосредоточено 15,6 % от общих запасов месторождения.

Весьма интересным представляется характер распределения запасов урана в вертикальном разрезе, представленный на рис. 4 в виде асимметричной кривой с резким максимумом, смещенным в верхнюю часть разреза, и более пологой нижней ветвью. Общий размах оруденения по вертикали (глубине залегания рудных залежей) составляет более 120 м. При этом наиболее важное промышленное значение представляет зона верхнего максимума (интервал 85—115 м), к которой приурочено более 75 % от общих запасов урана. С нижним пологовыпуклым крылом в интервале 115—215 м, что составляет примерно 77 % вертикальной протяженности залегания оруденения, связано лишь около 25 % запасов урана на месторождении.

Анализ основных рудных параметров залежей показал, что концентрация запасов в верхней части (в зоне максимума) разреза происходит в основном за счет крупных размеров залежей, локализующихся здесь, и мало зависит от продуктивности.

Средняя площадная продуктивность по урану на месторождении составляет 2,34 усл. ед/м². Средняя продуктивность по рудным залежам (см. рис. 1, 3) варьирует от 0,94 до 4,82 усл. ед/м², при колебаниях по отдельным скважинам от 0,36 до 28 усл. ед/м² и более. Причем в центральном блоке месторождения в зоне влияния Кызымчекского диапира и Восточной зоны разломов минимальные средние значения продуктивности по залежам обыч-

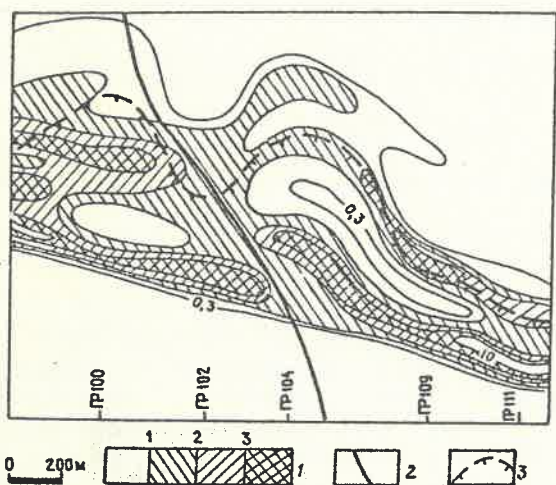


Рис. 5. Схема изменения характера продуктивности над тектоническим нарушением в Восточной зоне разломов месторождения Уванас:

1 — продуктивность рудовмещающего горизонта, усл. ед/м²; 2 — тектоническое нарушение в палеозойском этаже; 3 — граница выклинивания зоны пластового окисления

но не ниже 1,5 усл. ед/м², а максимальные по отдельным залежам в 2—3 раза выше, чем в западной и юго-западной частях месторождения (зона влияния Мынчукурского глубинного и Западного разломов).

Следует отметить, что средняя продуктивность по дугообразным сегментам, выделенным на участках фестонообразных изгибов рудоносной полосы на расстоянии 9,5, 12 и 15 км от центра диапира (см. рис. 1), по мере удаления от него постепенно снижается и составляет в первом (залежь 2), втором (залежи 1 и 12) и третьем (залежи 13—19) сегментах: 2,65, 2,51 и 1,79 усл. ед/м² соответственно. В близширотной части рудоносной полосы к западу от Восточной зоны разломов (залежи 3 и 4) продуктивность равна 2,11, непосредственно в ней (залежи 5,6,7) — 2,97, к востоку от зоны (залежь 8) снижается до 1,50 усл. ед/м².

В распределении уранового оруденения внутри рудных залежей выявлены следующие особенности:

в пределах каждого из выделенных дугообразных сегментов наблюдается тенденция общего снижения продуктивности в западном направлении;

в широтной половине месторождения южная (крыльевая) часть рудных залежей, как правило, характеризуется более высокими значениями продуктивности, в меридиональной — имеются достаточно частые отступления от этого правила, и в целом продуктивность более низкая;

на участках развития тектонических нарушений северо-западной ориентировки на флангах месторождения (рис. 5) отмечаются

случаи смещения обогащенных ураном «струй» в изолинии более 2 усл. ед/м² при сохранении общей целостности контура рудной залежи в изолинии более 0,3 усл. ед/м².

Последнее, как и другие, приведенные в данной работе наблюдения, по-нашему мнению, свидетельствует о существовании косвенной связи между интенсивностью уранового оруденения и структурно-тектоническими особенностями строения месторождения Уванас.

В результате проведенных исследований основные выводы о закономерностях распределения урана на месторождении Уванас сводятся к следующему.

1. Количество рудных залежей обратно пропорционально их размерам.

2. Между размерами рудных залежей и количеством урана в них отмечается тесная прямая корреляция.

3. Основные запасы урана (65,9 %) сосредоточены в 4-х из 25 рудных залежей.

4. Мощность урановой залежи по вертикали составляет более 130 м (85—215 м). При этом более 75 % запасов урана сконцентрировано в интервале 85—115 м и мало зависит от продуктивности.

5. Продуктивность в зоне влияния Кызымчского диапира и Восточной зоны разломов выше, чем на флангах месторождения.

С удалением от центра диапира и в западном направлении продуктивность оруденения снижается. Над тектоническими зонами северо-западной ориентировки на флангах месторождения отмечаются случаи смещения обогащенных «струй» уранового оруденения.

Таким образом, в распределении рудных залежей, запасов урана и продуктивности оруденения на месторождении Уванас и других пластово-инфильтрационных месторождениях урана Чу-Сарысуйской депрессии существуют определенные закономерности, свидетельствующие также о наличии косвенной связи между структурно-тектоническими особенностями строения подобных месторождений и интенсивностью оруденения. Эти закономерности следует учитывать при проведении геологоразведочных, эксплуатационно-разведочных и опытных работ, связанных с подготовкой месторождений к отработке методом подземного выщелачивания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шумилин М. В., Викентьев В. А. Подсчет запасов урановых месторождений. — М.: Недра, 1982.
2. Зонтов Н. С. О геологических основах прогнозирования масштабов гидротермальных месторождений урана // Гидротермальные месторождения урана. М., 1978. С. 318—418.
3. Красников В. И. Основы рациональных поисков рудных месторождений. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.

Вахшский разлом и проблема геологической границы между Памиром и Тянь-Шанем

Г. П. ВИННИЧЕНКО, М. М. КУХТИКОВ (Институт геологии АН Республики Таджикистан)

Вахшскому разлому — одному из крупнейших тектонических нарушений Средней Азии всегда уделялось большое внимание, т. к. с ним связано решение ряда кардинальных вопросов геологии Средней Азии, в частности вопроса о взаимоотношении разновозрастных складчатых сооружений Памира, Тянь-Шаня и промежуточной между ними области Южного Таджикистана. Тем не менее, к настоящему времени он изучен в меньшей степени, чем другие структуры подобного типа в данном регионе.

Дизъюнктивная линия в долине верхнего течения р. Вахш и по р. Сурхоб, именуемая [8] обычно Вахшским разломом, была намечена Р. Клебельсбергом еще в 1913 г. и названа им Вахшским сбросом, которому придавалось значение структурно-тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром. И. Е. Губин [3], развивая идеи Д. В. Наливкина, определял Вахшский разлом (сброс) как пологий надвиг большой амплитуды. Эта точка зрения имеет приверженцев и сейчас [11 и др.]. В нарушение правила приоритета Вахшский разлом (надвиг) в последнее время иногда называют Сурхобским.

Большинство исследователей проводят линию разлома в районе указанных долин вдоль нижней части северо-западного склона хребтов Петра Первого и Вахшский. Положение линии Вахшского разлома в прилегающих к бассейну р. Сурхоб и верховьям р. Вахш районах в разные годы определялось по-разному. На северо-восток от бассейна р. Сурхоб разлом протягивали вначале по подножию северного склона Заалайского хребта вплоть до истоков р. Кызылсу. Позднее было установлено, что разлом, следуя из долины р. Сурхоб в северо-восточном направлении, выходит в западную часть Заалайского хребта в верховья р. Шве (левый приток р. Кызылсу) и сочленяется с Дарваз-Каракульским разломом [7, 9].

Существенно различаются взгляды исследователей о продолжении Вахшского разлома на юго-запад от верховьев р. Вахш. Из района Обигарма его проводили ранее по Гулизинданскому надвигу [3] или же выводили к Нуреку по линии Ионахского разрыва [6]. Высказывались и мнения о том,

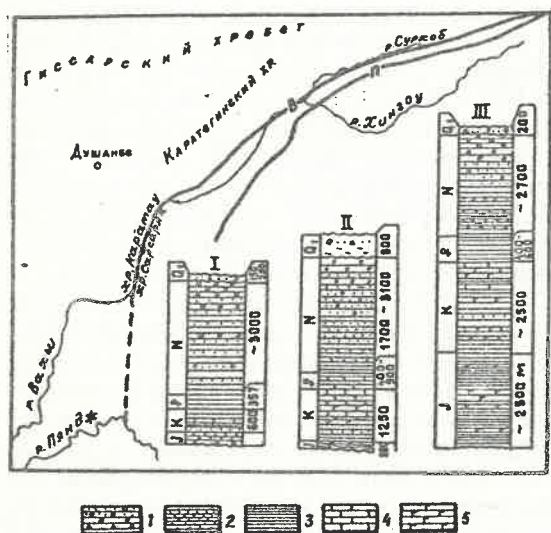
что Вахшский разлом от Обигарма уходит к хр. Сурхку, где расщепляется на систему самостоятельных разрывов. При этом главную его ветвь протягивали от хр. Сурхку на юго-восток в бассейн р. Явансу [15] или в широтном направлении по южному борту Гиссарской долины, сочленяя с Илякским разломом. Последний рассматривался, таким образом, в качестве составной части единого Вахшско-Илякского разлома [1, 13 и др.].

Имеющиеся геологические материалы позволяют провести трассу Вахшского разлома к юго-западу от Обигарма в приводораздельной части хр. Сурхку по линии крупнейшего дизъюнктива, выявленного здесь в результате первых систематических геологосъемочных работ. По материалам последних лет оказывается, что он меняет затем простирание с субширотного на субмеридиональное (юго-западное) и уходит в долину р. Вахш ниже Нурека. Здесь, как теперь выяснено, его продолжением служит дизъюнктивное нарушение близ ложа указанной долины, известное как Сарсарякский разлом.

Вышеотмеченная линия Вахшского разлома разграничивает блоки с резко различными типами стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений (рисунок).

Существенно различается в этих блоках и гипсометрическое положение домезозойского фундамента. К юго-востоку и востоку от разлома развиты мезозойские и кайнозойские отложения, свойственные центральным районам Таджикской депрессии. Домезозойский фундамент здесь в отличие от соседних областей депрессии занимает наиболее низкое положение.

В основании мезозойского разреза залегают юрские отложения. В пределах северо-западных склонов хребтов Петра Первого и Вахшский юрская толща сложена чередующимися малиново-красными глинами, алевролитами, реже песчаниками с тонкими прослоями и линзами гипсов и солей. Последние иногда образуют крупные скопления, имеющие практическое значение (Нурек, Дараинамак). Мощность юры хр. Петра Первого несколько больше, чем в южных районах юго-восточного крыла Вахшского



Местоположение Вахшского разлома и стратиграфические разрезы в его крыльях:

1 — конгломераты, гравелиты, брекчии, 2 — песчаники, 3 — глинистые сланцы, алевролиты, 4 — известняки, мергели, доломиты, 5 — гипсы, ангидриты, соли; разломы: В — Вахшский, П — Петровский; разрезы мезозойско-кайнозойских отложений: I — северо-западное крыло в районе Гиссаро-Алая, II — то же, в районе хр. Каратау, III — юго-восточное крыло в районе хр. Сарсаряк, Вахшский, Петра Первого

разлома. М. М. Кухтиков [10] оценивает ее здесь в 2500 м. Возможно, эта цифра преувеличена за счет отнесения к юре части покрывающих нижнемеловых пород. В южной части описываемого крыла Вахшского разлома юра представлена ярко-красными, как правило, загипсованными глинами, гипсами и солями мощностью несколько первых сотен метров.

Вверх по разрезу юрские отложения постепенно сменяются меловыми. Нижнемеловая толща сложена алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями и линзами плотных мелкозернистых песчаников, реже мелкогалечных конгломератов. От подстилающих юрских пород она отличается более темной коричневатой окраской. В результате литолого-стратиграфических исследований толща расчленена на валанжин-готеривские, баррем-аптские и альбские отложения. В баррем-аптских отложениях в ряде мест отмечаются горизонты пород с окаменелостями морской фауны, а также пласты песчаников с пыльцевыми комплексами и остатками флоры, которые позволяют обосновать возраст и расчленение нижнемеловой толщи [6, 15 и др.]. Мощность толщи в Вахшском хребте более 1500 м, в хр. Петра Первого, по мнению М. М. Кухтикова [10], не превышает 600 м.

Верхнемеловые отложения характеризуются преобладанием известняков и мергелей

с прослоями и пачками глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Нередко среди них встречаются пласты белых полосчатых гипсов. Обильные, хорошо сохранившиеся практически по всему разрезу верхнего мела органические остатки позволяют выделить в нем отложения всех его ярусов. Общая мощность их от 500—600 м в пределах хр. Петра Первого до 950 м в Вахшском хребте и южнее его (М. Р. Джалилов, 1971).

Палеогеновые отложения к юго-востоку от Вахшского разлома согласно залегают на меловых. В хр. Петра Первого они известны всего в нескольких местах на ограниченных по площади участках, поскольку уничтожены глубоким неогеновым (точнее, предплиоценовым) размывом. Непосредственно на верхнемеловых отложениях отмечаются известняки и мергели с остатками палеоценовой фауны. Мощность несколько первых десятков, реже сотен метров. В Вахшском хребте и южнее разрезы палеогеновой толщи более полные и значительно мощнее. В ее составе преобладают известняки, мергели, тонкозернистые терригенные образования и гипсы. В верхах толщи широко развиты малиново-красные глины, алевролиты и песчаники, часто загипсованные. По всему разрезу обнаружены многочисленные остатки различных групп фауны. Тем не менее, единства во взглядах по вопросу о расчленении толщи на более дробные стратиграфические подразделения до сих пор нет. Независимо от того, какой из имеющихся схем расчленения палеогена придерживаться, следует подчеркнуть, что разрезы палеогена в описываемом крыле Вахшского разлома характеризуются значительными мощностями и преобладанием морских накоплений [5].

Палеоценовая толща, в разрезе которой установлены отложения акджарского, аруктауского, табакчинского и каратагского горизонтов, сложена в основном известняками и доломитами с прослоями гипсов. В эоценовой толще, состоящей из глин (в верхах красноцветных), алевролитов, мергелей, известняков, песчаников и гипсов, фаунистически обосновывается непрерывный разрез от сузакских до сумсарских слоев, соответствующих отложениям гиварского — санглакского горизонтов. Олигоценные накопления — шурысайские слои или горизонт — образованы красноцветными глинами, алевролитами, песчаниками и гипсами. Общая мощность палеогеновой толщи юго-восточного крыла Вахшского разлома 400—600 м.

Вверх по разрезу палеогеновые отложения сменяются неогеновыми. В хр. Петра Первого они с размывом залегают на подстилающих породах и представлены бурыми

песчаниками и конгломератами мощностью не более 500 м. По возрасту они относятся, скорее всего, к плиоцену. В Вахшском хребте и к юго-востоку от Вахшского разлома низы неогена выделяются обычно в больджуанскую свиту, сложенную кирпично-красными песчаниками и чередующимися с ними прослоями глин и алевролитов. Мощность ее в Вахшском хребте около 800 м, южнее она увеличивается до 1200 м. По возрасту свита соответствует раннему миоцену.

Стратиграфически выше наблюдаются песчано-глинистые накопления, резко отличающиеся от подстилающих более светлой бурой и серой окраской. В направлении с юга на северо-восток в этой части неогеновой толщи возрастает содержание грубозернистых песчаников, появляются линзы и прослои конгломератов с галькой палеозойских пород Гиссаро-Алая. Чаще всего в толще пород, залегающих на больджуанской свите, выделяют аналоги хингоуской и тавильдаринской свит (средний — поздний миоцен). Неоднократно предпринимались попытки сопоставить ее и со свитами западной части Таджикской депрессии и Южного Гиссара. Однако все они приводили к неоднозначным результатам. Очевидно, здесь следует выделять самостоятельные свиты под собственными названиями. Мощность описанной части толщи неогена 1000 м.

Верхи разреза неогена южной части юго-восточного крыла Вахшского разлома сложены бурными песчаниками с незначительным количеством прослоев и линз конгломератов. Как и в хр. Петра Первого они залегают на подстилающих породах с размывом, но параллельно. Мощность их 500 м. Обычно эти отложения относят к плиоцену и сопоставляют с каранакской свитой Придарвазья. Завершают разрез юго-восточного крыла Вахшского разлома несогласно залегающие на более древних породах нижнечетвертичные образования. В хр. Петра Первого они представлены грубообломочными накоплениями, брекчиями осыпей (мощность 200 м), относимыми к кулябской свите или комплексу. В более южных районах это пески, лессы, глины, обломочные гипсовые образования (150—200 м).

Северно-западное крыло Вахшского разлома в отличие от юго-восточного характеризуется гипсометрически более высоким положением домезозойского фундамента и большим разнообразием типов стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских отложений. На северо-восточном фланге разлома обнажающийся на значительных пространствах фундамент его северо-западного крыла представлен герцинида-

ми Гиссаро-Алая. Несогласно залегающие на них мезозойско-кайнозойские отложения распространены здесь спорадически и имеют, как правило, небольшую мощность. Из внутренних районов развития герцинид к поверхности Вахшского разлома под острыми углами подходят и сочленяются с ним самостоятельные краевые разломы, в крыльях которых наблюдаются существенно различные разрезы мезозоя и кайнозоя.

Восточнее Джиргаталя к северо-западу от Вахшского разлома, севернее соединяющегося с ним Гиссаро-Каратегинского разлома, разрез мезозойской толщи начинается с юрских отложений, с угловым несогласием перекрывающих позднегерцинские складчатые сооружения Барзанги-Шумкарской зоны. Юрская толща распространена локально, выполняет депрессии древнего рельефа. Местами под юрскими породами устанавливаются продукты коры выветривания (обычно несколько первых десятков метров), предположительно относящиеся к триасовым образованиям. Юрская толща сложена песчано-глинисто-конгломератовыми угленосными накоплениями, мощность которых колеблется в широких пределах, чаще от нескольких сотен метров до полного выклинивания.

Юрские породы, как правило, согласно перекрываются меловыми. Южнее Гиссаро-Каратегинского разлома последние нередко залегают непосредственно на палеозое, а в районе Гарма и Новабада и на докембрии. Однако и здесь есть места (Центральнотаджикская и Мечетлинская зоны), где, как и в Барзанги-Шумкарской зоне, под меловой толщей обнаружены согласно пластующиеся с ними юрские угленосные накопления (несколько десятков, реже сотни метров), выполняющие небольшие впадины древнего рельефа.

Нижнемеловые отложения представлены красноцветными образованиями — плотными песчаниками и гравелитами с горизонтами зеленых глин, алевролитов, гипсов и известняков, содержащих остатки морской фауны. В основании толщи отмечаются конгломераты мощностью около 100 м в районе Джиргаталя и значительно меньше (десятки метров) в других местах. По остаткам фауны толща подразделяется на валанжин-готеривские, баррем-аптские и альбские отложения. В пределах Гарм-Хаитской зоны разрез нижнего мела начинается с барремских пород [15]. В других зонах Гиссаро-Алая северо-западного крыла Вахшского разлома выделяются и валанжин-готеривские осадки. Общая мощность нижнемеловых отложений к северо-западу от Вахшского разлома не превышает 300 м.

Нижнемеловые породы согласно перекры-

ваются верхнемеловыми, которые повсеместно представлены глинистыми сланцами, иногда красноцветными, песчаниками, известняками, часто ракушечниками, мергелями и гипсами. Возраст отложений и их расчленение на ярусы надежно обосновываются многочисленными находками фауны. Мощность верхнемеловой толщи у с. Новабад 315 м, в других районах она бывает как меньше, так и несколько больше указанной цифры.

Меловые отложения сменяются согласно залегающими на них палеогеновыми породами. Нижняя часть их (до туркестанских слоев) сложена морскими накоплениями — известняками, мергелями, глинами, песчаниками и гипсами. Верхний разрез палеогеновой толщи в северо-западном крыле северо-восточного фланга Вахшского разлома составляют красноцветные породы — глины, алевролиты, песчаники, нередко загипсованные. Мощность морских палеогеновых отложений у с. Новабад 357 м [3]. Обычная мощность палеогеновой толщи первые сотни метров.

Третичная континентальная толща северо-западного крыла Вахшского разлома в долине верхнего течения р. Вахш и в бассейне р. Сурхоб обособляется в сурхобскую зону аккумуляции [2]. Здесь выше туркестанских слоев, в согласном напластовании залегают кирпично-красные песчаники, считавшиеся ранее аналогом больджуанской свиты. Мощность 250—300 м. По возрасту свита относится к низам миоцена.

Стратиграфически выше размещается яхакская свита, включающая серые и бурые песчаники с прослоями алевролитов, серых грубообломочных конгломератов и иногда брекчий. Мощность ее 1000—1300 м. Верхний разрез неогеновой толщи в сурхобской зоне аккумуляции к северо-западу от Вахшского разлома представлены лябиджарской свитой, сложенной серыми и розовыми грубообломочными конгломератами с прослоями и линзами песчаников. Мощность 1200—1500 м. В районе слияния рек Хингоу и Сурхоб неогеновые отложения залегают непосредственно на палеозойских и прорывающих их гранитоидах. Здесь в разрезе неогена устанавливаются многочисленные олистолиты и тела олистостромов, состоящие из глыб подстилающих пород, в основном известняков и доломитов. Юго-западнее на правобережье р. Вахш олистостромовые образования неогеновой толщи преимущественно сложены гранитоидами. Кроме того, отмечаются нижнечетвертичные грубообломочные образования гранитоидного состава (десятки метров).

Юго-западнее Нурека в западном крыле Вахшского разлома наблюдаются существенно другие разрезы мезозоя и кайнозоя. Поро-

ды палеозойского фундамента здесь не обнажаются. Однако известно, что фундамент, на котором залегают мезозойские и кайнозойские толщи, занимает по отношению к соседним районам юго-восточного крыла Вахшского разлома более высокое гипсометрическое положение. Древнейшие слои видимого разреза мезозоя к западу от разлома в хр. Каратау представлены ярко-красными глинами, гипсами и солями мощностью не более 280 м. Возраст их условно юрский.

Нижнемеловая толща пластуется с юрой согласно. В хр. Каратау и западной части хр. Сурхку нижняя и средняя ее части (валанжин — готерив и баррем — апт) состоят из красноцветных песчаников и глин (яванская и кызылташская свиты). Верхний разрез, относящиеся к альбскому ярусу, представлены серыми песчаниками с прослоями бурых и зеленоватых глин, известняков и доломитов с остатками двустворчатых моллюсков. Общая мощность нижнего мела в хр. Каратау около 800 м. В более южных районах мощность обнаженной видимой части нижнемеловых отложений значительно меньше — несколько первых сотен метров. В северном направлении в сложении пород увеличивается роль грубозернистого материала, а также мощность отложений.

Стратиграфическую колонку западного крыла Вахшского разлома в хр. Каратау продолжает верхнемеловая толща. Разрезы ее относят к яванскому типу или подтипу — это терригенно-карбонатно-гипсоносные накопления. Обильные органические остатки позволяют обосновать отложения всех ярусов верхнего отдела системы. В отличие от юго-восточного крыла Вахшского разлома разрезы верхнемеловых отложений к западу и северу-западу от его линии южнее широты Нурека имеют меньшую мощность (около 450 м). В их составе возрастают количество и мощность прослоев и горизонтов красноцветных терригенных и гипсоносных пород за счет известняков и сероцветных глин.

Палеогеновые отложения согласно залегают на меловых. В хр. Каратау они представлены типичными для Таджикской депрессии морскими и лагунно-морскими осадками — глинами, алевролитами, песчаниками, известняками, мергелями и гипсами. В верхах толщи наблюдаются континентальные отложения — красноцветные глины, как правило, загипсованные. В целом палеогеновой толще в данном районе западного крыла Вахшского разлома свойственно некоторое увеличение содержания песчаников и гипсов. В разрезе толщи палеогена фаунистически обосновывается наличие всех стратиграфических подразделений, которые принято выделять в пределах Тад-

жикской депрессии. Мощность палеогеновых отложений к западу от Вахшского разлома в хребтах, обрамляющих Яванскую впадину, заметно сокращается по сравнению с районами восточного крыла (450—500 м). К югу и северу мощность возрастает до 650 м.

Палеогеновые отложения вверх по разрезу сменяются красноцветными накоплениями неогена. Установлено, что в одних случаях они залегают согласно на породах сумсарских слоев, в других — с размывом на исфара-ханабадских. Западнее Вахшского разлома в хребтах Яванского района неогеновая толща имеет трехчленное строение. Нижняя ее часть сложена кирпично-красными песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Мощность их в северной части Яванской впадины около 400 м, к югу возрастает до 600 м. Средняя часть состоит из красноцветных, иногда пестроцветных песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов, содержащих гальки палеогеновых известняков. Мощность в пределах южного окончания хр. Джетымтау около 800 м, южнее увеличивается до 1000 м. Верхний разрез образован свитой бурых и розовых пород — алевролитов, песчаников, конгломератов с галькой известняков бухарских слоев палеогена. Мощность свиты первые сотни метров. Общая мощность неогеновой толщи на севере Яванской впадины более 1500 м.

Мезозойские, палеогеновые и неогеновые отложения с резким угловым несогласием перекрываются нижнечетвертичными глинами, алевролитами, песками, брекчиями и разногальчными конгломератами. Мощность их колеблется в широких пределах. В целом же мощность нижнечетвертичных накоплений, обычно выделяемых в кулябскую свиту или комплекс, в западном крыле Вахшского разлома южнее Нурека значительно больше, чем в восточном, и составляет иногда (например, в горах Касандаг) 600 м.

Итак, различия разрезов мезозойско-кайнозойских отложений в крыльях Вахшского разлома наглядны и несомненны. Они установлены давно и признаются большинством исследователей. Морфогеометрическая особенность разрывной линии Вахшского разлома и ее конформность с простиранием важнейших структурных элементов Памира также очевидны и вряд ли могут оспариваться. На протяжении длительного времени различия разрезов мезозойско-кайнозойских отложений юго-восток-восточного крыла и разрезов к северо-западу и западу от линии разлома связывались со сближением разнофациальных разновозрастных осадков неодинаковой мощности в результате крупных горизонтальных перемещений по пологой поверхности Вахшского надвига. Амплитуда надвига исчислялась десятками и даже сотнями кило-

метров. По северному склону хр. Петра Первого указывались места наличия тектонических окон и останцов аллохтона надвига. Надвиговая природа Вахшского дизъюнктива воспринималась нередко как обоснованная и доказанная [6, 11 и др.].

В последнее десятилетие в качестве доказательства, свидетельствующего о горизонтальных подвижках по поверхности Вахшского надвига в современную эпоху, стали приводить результаты геодезических исследований. Утверждается, что меридиональное надвижение толщ северного склона хр. Петра Первого на герциниды Гиссаро-Алая происходит со скоростью 20—25 мм в год [4]. Однако, несмотря на казалось бы убедительные данные, мнение о надвиговой природе Вахшского разрыва не получило общего признания. Сам же И. Е. Губин [3], впервые высказавшийся о наличии Вахшского надвига, подчеркивал, что единого мнения о морфологии разрыва нет. Утверждения исследователей о пологих наклонах поверхности сместителя нарушения и крупноамплитудных перемещениях по нему неоднократно подвергались острой и аргументированной критике. Так, еще в 50-е годы почти одновременно с появлением представлений о Вахшском надвиге на основании геологических материалов, полученных при изучении долины р. Сурхоб, было показано, что граница между герцинидами Гиссаро-Алая и кайнозойскими складчатыми сооружениями хребтов Петра Первого и Вахшский выражена разломом краевой природы [7, 8, 14]. Большая крутизна разлома и персистентный его характер подтвердились и в последующие годы.

Совокупность геологических данных, приведенных выше, позволяет уверенно квалифицировать Вахшский разлом в качестве долгоживущей дислокации. Установлено, что на всем протяжении он проявлен в виде дизъюнктива, имеющего крутые падения сместителя с отклонениями как к юго-востоку, так и к северо-запад-западу. О крутых наклонах поверхности Вахшского разлома свидетельствуют, наряду с геологическими материалами, и данные геофизических работ [12 и др.]. При этом в одних сегментах (на северо-востоке) поднято юго-восточное крыло, в других (юго-запад) — северо-западное. Геодезические же данные по Гармскому полигону служат, скорее всего, как и считалось ранее [4], доказательством гравитационного разваливания хребтов Вахшский, Петра Первого и Гиссаро-Алая при их интенсивном подъеме. Современные перемещения масс горных пород по склонам хребтов, окружающих долину р. Сурхоб, фиксируемые геодезическими измерениями, ориентированы не только в северном,

как подчеркивалось сторонниками надвиговой природы Вахшского разлома, но и в других направлениях — в целом от гипсометрически поднятых участков в стороны понижений, в частности, в хр. Петра Первого не только к северо-западу, в сторону долины р. Сурхоб, но и к юго-востоку и юго-западу, к руслу р. Хингоу.

Приведенные данные вместе с результатами специальных литологических исследований и палеогеографических реконструкций [6, 15 и др.] указывают на то, что дизъюнктивное нарушение краевой природы по линии Вахшского разлома существовало уже в начале мезозоя. Начиная с юры вплоть до четвертичного времени, оно, будучи постоянно активным, контролировало процесс осадконакопления в разделяемых им блоках. По особенностям состава и изменению мощности мезозойско-кайнозойских отложений в областях, разграниченных Вахшским разломом, какого-либо срезания или перекрытия фациальных зон северо-западного крыла, на что указывали сторонники крупных горизонтальных перемещений в регионе, не наблюдается в действительности. Реконструированные бассейны седиментации и области денудации, поставлявшие обломочный материал, располагались в мезозое и кайнозое в непосредственной близости и были тесно взаимосвязаны. До настоящего времени их местоположение осталось мало нарушенным и по существу неизменным.

Интенсивные тектонические подвижки по Вахшскому разлому продолжают и в современную эпоху. С ним связывается одна из наиболее сейсмоопасных зон Таджикистана. Вблизи линии разлома установлено скопление сейсмогравитационных дислокаций, свидетельствующих о происходивших здесь многочисленных сейсмических толчках в недавнем прошлом [7, 11]. О высокой современной тектонической активности Вахшского разлома говорят и результаты радиометрических исследований. По данным, полученным совместно с сотрудниками Института сейсмологии АН Республики Узбекистан Д. Х. Якубовым и А. Р. Ярмухамедовым с помощью радиометра РА-69 в пересечении по долине р. Хингоу, Вахшский разлом отличается повышенным гамма-излучением. Опыт работы в других регионах, в частности в пределах Памира, показывает резкий рост гамма-излучения в современных тектонически активных дизъюнктивах. Небольшая же ширина зоны с высоким уровнем гамма-активности, строгая локализация ее вдоль линии дизъюнктива определяют крутые падения его сместителя и, надо полагать, отсутствие сколько-нибудь значительного горизонтального сжатия.

На основании изложенного можно сделать ряд выводов регионального значения.

1. Вахшский разлом является краевым долгоживущим разломом, разграничивающим в альпийском структурном комплексе Южного Таджикистана смежные тектонические зоны. Это граничный межзональный разлом и не более того.

2. В свете современных знаний о геологии и истории тектонического развития Гиссаро-Алая, Памира и промежуточной между ними области Южного Таджикистана постановка вопроса о геологической границе между Тянь-Шанем и Памиром в настоящее время представляется анахронизмом. Речь может идти о естественных границах определенных этапов тектонического развития в едином геосинклинальном пространстве, на что ранее неоднократно обращалось внимание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаев А. М. Важнейшие разломы Таджикистана и их систематика // Геология и геофизика Таджикистана. Земная кора, тектоника и магматизм Памира и прилегающих районов Таджикистана. Душанбе, 1989. № 2. С. 33—52.
2. Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. — Душанбе: Дониш, 1972.
3. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). — М.: изд. АН СССР, 1960.
4. Гусева Т. В., Певнев А. К., Шевченко В. И. Современные движения, тектоника и сейсмичность западной части хребта Петра Первого в Таджикистане // Комплексные геодинамические полигоны. Методика и результаты исследований. М., 1984. С. 94—97.
5. Даендзон Р. М., Крейденков Г. П., Салибаев Г. Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. — Душанбе: Дониш, 1982.
6. Захаров С. А. Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. — Душанбе: изд. АН ТаджССР, 1958.
7. Крестников В. Н. История колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. — М.: изд. АН СССР, 1962.
8. Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза // Уч. зап. Таджикского гос. ун-та, тр. фак-та естеств. наук. 1956. Т. 6. Вып. 1. С. 5—12.
9. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Краевые долгоживущие разломы Памира. — Душанбе: Дониш, 1977.
10. Кухтиков М. М., Винниченко Г. П. Петровский разлом: типы разрывов мезокайнозоя хребта Петра Первого // Докл. АН ТаджССР. 1987. Т. 30. № 1. С. 49—52.
11. Кучай В. К. Современная геодинамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. — М.: Наука, 1983.
12. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. — Ташкент: Фан, 1982.
13. Несмеянов С. А., Бархатов И. И. Новейшие сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. — М.: Наука, 1978.
14. Резвой Д. П. К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром // Докл. АН СССР. 1955. Т. 101. № 4. С. 747—749.
15. Шванов В. Н. Мезозойская история формирования Явано-Каратегинского поднятия и Вахшского разлома // Геология Средней Азии. Л., 1961. С. 110—116.

Эволюция палеозойского ультраосновного и основного магматизма Дарасунского рудного района

М. Э. КАЗИМИРОВСКИЙ, Л. Д. ЗОРИНА, З. И. КУЛИКОВА (Институт геохимии СО РАН)

Дарасунский рудный район Восточного Забайкалья приурочен к куполовидной очаговой тектоно-магматической структуре центрального типа и имеет сложное блоковое строение, обусловленное сочетанием протяженных линейных и дугообразных тектонических зон, подчеркивающих концентрический характер его магматической зональности [1, 4, 5]. Центральное положение в указанной структуре (рис. 1) занимает окруженный полузамкнутым кольцом мезозойских гранитоидных массивов, интенсивно раздробленный сколовой трещиноватостью различных направлений блок палеозойских пород, в котором и располагается Дарасунское рудное поле [1, 4]. Оруденение вмещают базитовые образования, относящиеся к кручининскому магматическому комплексу, а также прорывающие и метаморфизующие их гранодиориты и граниты олекминского комплекса.

Кручининский комплекс представлен здесь весьма пестрой серией пород, что обусловлено, помимо исходного их разнообразия, широким развитием наложенных процессов, связанных с многоактными воздействиями более поздних проявлений магматизма в регионе. Среди пород преобладают в разной степени амфиболизированные и гранитизированные пироксен-роговообманковые диабазы и габбродиабазы, прорванные небольшими (до 2 км²) телами среднезернистых габбро неправильной, иногда дайкообразной формы. Переходы между этими разновидностями габброидов, как правило, постепенные или затухающие вторичными изменениями; отчетливо рвущие взаимоотношения наблюдаются лишь изредка [7]. Местами в полях развития пироксен-роговообманковых габброидов отмечаются скопления своеобразных обособлений, сложенных плотными черными оливиновыми габбро. Обособления округлой или вытянутой формы, с ячеистой изъязвленной поверхностью, размером от 10 до 60 см.

С пироксен-роговообманковыми габброидами пространственно связан (рис. 2) небольшой массив ультраосновных пород — серпентинизированных пироксенитов, плагиоклазовых дунитов и перидотитов, троктолитов и анортозитов. Нами установлено,

что в его строении участвуют и оливиновые габбро, аналогичные описанным выше. В обнажениях вдоль правого борта пади Дорожная наблюдается стратифицированное строение этого массива, обусловленное неритмичным чередованием слабоволнистых полос, сложенных оливин-плагиоклазовыми породами с различным содержанием оливина — от плагиодунитов до оливиновых анортозитов. Ширина полос от десятков сантиметров до нескольких метров. «Слои» залегают субгоризонтально со слабым наклоном в северных румбах. Взаимные переходы между «слоями» с разным содержанием оливина постепенные, количество минерала в породе непрерывно изменяется от «слоя» к «слою», что придает текстуре пород кумулятивный характер. Оливиновые габбро также постепенно переходят в плагиодуниты и меланотроктолиты, образуя в них зоны или «прослои» мощностью до первых десятков метров. Видимая вертикальная мощность массива, измеренная по левому борту

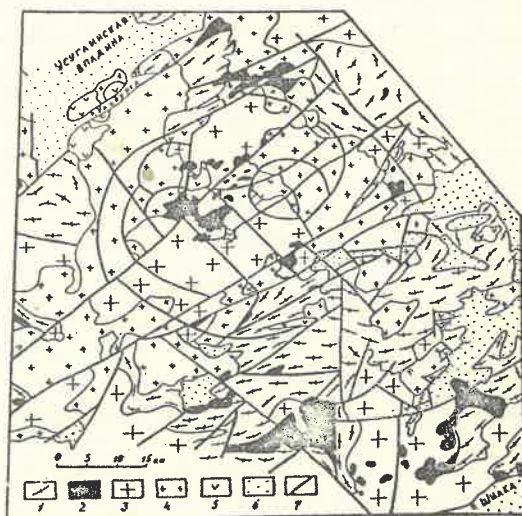


Рис. 1. Геологическая схема Дарасунского района

1 — протерозойские метаморфические и ультраметаморфические породы; 2 — образования кручининского комплекса; 3 — палеозойские гранодиориты и граниты; 4 — мезозойские гранитоиды; 5 — верхнемезозойские вулканоплутонические образования; 6 — мезозойско-кайнозойские континентальные осадки; 7 — тектонические нарушения

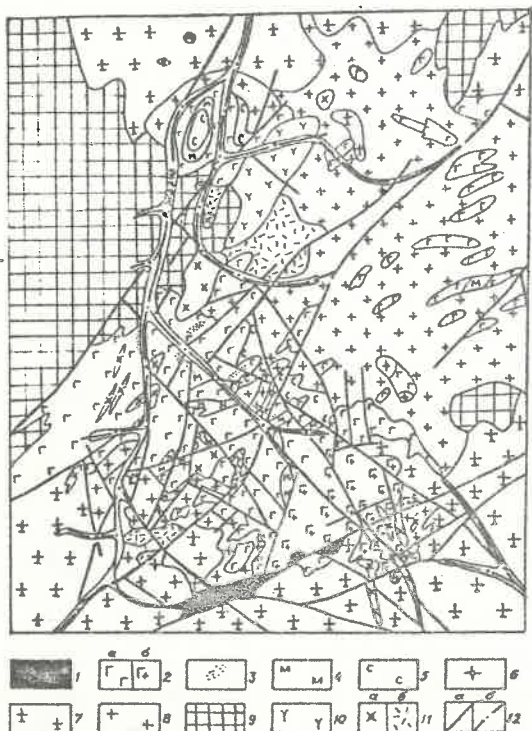


Рис. 2. Геологическая карта центральной части Дарасунского района (по [7] с изменениями и дополнениями):

кручининский комплекс D_3-C_1 : 1 — пироксениты, плагиодуниты, троктолиты, анортозиты, 2 — пироксен-роговообманковые габброиды (а — неизмененные или слабоизмененные, б — гранитизированные), 3 — участки развития шаровидных обособлений оливировых габбро, 4 — монцонитоиды, 5 — сиенитоиды, 6 — лейкократовые «метасоматические» граниты; олекминский комплекс C_1-C_2 : 7 — гранодиориты, 8 — граниты; аманинский комплекс P_2-T_1 : 9 — гранитоиды; нерчуганский комплекс T_1-T_2 : 10 — субщелочные граниты; 11 — амуджикинский вулканоплутонический комплекс J_2-J_3 (а — субвулканические, б — эффузивные образования); 12 — разломы (а — достоверные, б — перекрытые четвертичными отложениями)

пади, около 130 м; по правому борту породы на уровне бровки цокольной террасы перекрыты граносиенитами и лейкократовыми гранитами метасоматического происхождения. Контакты массива преимущественно тектонические, но в юго-западной его части прослеживается прорывание оливировых пород палеозойскими гранодиоритами [7].

Средние и кислые породы — от кварцевых диоритов и монцонитов до роговообманковых кварцевых сиенитов, граносиенитов и лейкократовых гранитов с метасоматическими порфиробластовыми структурами — рассматриваются обычно [7 и др.] как продукты гранитизации (метасоматической перекристаллизации) основных или даже ультраосновных, с переходом через габброиды [1], пород, происшедшей при становлении интрузии палеозойских лейкократовых гранитов, или (граносиениты и метасоматиче-

ские граниты) как продукты ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород основного состава. Диоритоиды и монцонитоиды встречаются в виде пятен и полос различной площади и формы в полях развития диабазов и габбро, иногда прожилков с расплывчатыми контурами. Четкие контакты сложенных монцонитоидами тел с габброидами обычно не устанавливаются ввиду постепенности переходов между ними. Тем не менее, авторами фиксировались резкие контакты между черно-зелеными амфиболитизированными габбродиабазами и порфиробластовыми монцонит-сиенитоидами, слагающими в габброидах жилы мощностью до 40 см. Кроме того, монцонитоиды нередко содержат обломки слабо гранитизированных габбро и диабазов с остроугольными очертаниями, что, по крайней мере, в указанных случаях, свидетельствует об интрузивных соотношениях между теми и другими.

Роговообманковые кварцевые сиениты также встречаются в виде пятен неправильной формы среди габбро и диабазов, часто слагая повышенные участки в полях их распространения. При этом переходы от габброидов к роговообманковым кварцевым сиенитам постепенные, через монцодиоритовые и монцонитовые разности в средних частях склонов. В то же время, среди кварцевых сиенитов отмечаются иногда угловатые ксенолиты диабазов и габбро размером до первых десятков сантиметров. Пластообразные тела граносиенитов и лейкократовых гранитов полого залегают как среди кручининских габброидов, так и вблизи полей их развития (см. рис. 2). Иногда эти породы образуют среди габброидов прожилки и жилы мощностью до 1 м с нерезкими, размытыми границами.

Возраст ультраосновных пород Дарасунского района по соотношениям изотопов свинца [2] около 360 млн лет. Результаты новых определений, выполненных Н. Н. Фефеловым в Институте земной коры СО РАН по габбро, диабазам и роговообманковым сиенитам комплекса, комплементарны с полученными ранее и в совокупности с ними дают цифру 359 ± 91 млн лет, отвечающую концу девона — началу карбона. Эти данные согласуются с каменноугольным возрастом прорывающих габброиды гранодиоритов, установленным Rb-Sr методом.

В таблице приведены усредненные минеральные составы описанных пород, разбитых на группы в соответствии с проведенным нами геолого-петрографическим изучением.

Плагиоклазосодержащие дуниты, троктолиты и анортозиты характеризуются пятнистым обликом, обусловленным скоплениями округлых зерен частично серпентини-

Петрографические разновидности пород комплекса и их минеральный состав, %

Порода	Пл	Ол	Клпр	Опир	РО	Бн	КПШ	Ка	Акц	Втор
1. Плаггиодуниты, троктолиты, анортозиты	5-90	10-95	1-3	0-1	—	1-2	—	—	Мт, Ил	Срп, Хл, Сер, Аб, Карб, Лк
2. Биотит-пироксен-роговообманковые оливиновые габбро	20-45	5-40	5-20	0-3	20-40	4-6	—	—	Мт, Ил, Ап	Срп, Ил, Тлк, Акт, Хл, Сер, Аб, Карб
3. Среднезернистые габбро пироксен-роговообманковые	40-50	—	5-25	0-2	20-45	—	—	—	Мт, Ил, Ап, Сф, Црк	Акт, Хл, Сер, Аб, Эп, Карб
то же, с биотитом	45-60	—	5-30	—	5-20	3-20	—	—	То же	То же
« с кварцем и КПШ	50-60	—	Реликты	—	25-40	8-12	8-10	Около 5	«	«
роговообманковые	50-70	—	—	—	30-40	—	—	—	«	«
то же, с биотитом	40-50	—	—	—	35-40	5-15	—	—	«	«
« с кварцем и КПШ	40-60	—	—	—	25-40	10-15	Около 10	—	«	«
4. Мелкозернистые габбро (диабазы, габбродиабазы) пироксен-роговообманковые	45-60	—	5-20	0-3	3-35	< 5	—	—	Мт, Ил, Ап, Сф, Црк	Акт, Хл, Сер, Аб, Эп, Карб
то же, с биотитом	40-60	—	15-20	0-3	3-40	5-10	—	—	То же	То же
« с кварцем и КПШ	40-45	—	Реликты	—	30-40	Около 8-12	—	< 5	«	«
роговообманковые	40-60	—	«	—	40-60	—	—	—	«	«
то же, с биотитом	45-60	—	«	—	35-40	5-10	—	—	«	«
« с кварцем и КПШ	50-60	—	—	—	25-30	5-10	5-10	—	«	«
5. Гранитизированные породы среднего и кислого составов	35-60	—	Реликты	—	10-25	5-15	10-25	5-15	Мт, Ил, Ап, Сф, Црк	Акт, Хл, Сер, Аб, Эп, Карб, Лк
кварцевые диориты, монцодиориты, монцититы	5-15	—	0-3	—	15-35	< 5	40-70	5-10	То же	Акт, Хл
роговообманковые кварцевые сиениты	—	—	—	—	< 5	—	60-70	30-40	Мт, Ап, Сф, Црк	Хл
граносиениты, лейкократовые граниты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Пл — плаггиоклаз, Ол — оливин, Клпр — клинопироксен, Опир — ортопироксен, РО — роговая обманка, Бн — биотит, КПШ — калиевый полевоы шпат, Ка — кварц, Акц — акцессорные (Мт — магнетит, Ил — ильменит, Ап — апатит, Сф — сфен, Црк — циркон), Втор — вторичные (Срп — серпентин, Тлк — тальк, Хл — хлорит, Аб — альбит, Эп — энфит, Карб — карбонат, Лк — лейкоксен).

зированной оливина. Часто зерна размещаются цепочковидными прерывистыми полосками, ориентированными согласно общему залеганию «слоев» массива. Плаггиоклаз — от темно-серого в плагиодунитах и меланотроктолитах до белого в лейкократовых троктолитах и анортозитах. Структура плагиодунитов и меланотроктолитов имеет кумулятивный характер в связи с наличием относительно крупных (2—5 мм) идиоморфных кристаллов оливина, образующих как бы «каркас» породы. Более мелкие округлые его зерна, располагающиеся между крупными, имеют менее выраженные кристаллографические очертания. Зерна плаггиоклаза (0,3×0,6—0,5×1 мм) заполняют промежутки между кристаллами оливина. В лейкократовых троктолитах и оливиновых анортозитах размер плаггиоклазовых зерен увеличивается до 1,7×4,5 мм, они приобретают гипидиоморфные очертания и нередко включают кристаллы оливина, что придает породам черты пойкилоофитовой структуры. Зерна оливина разбиты трещинами, по которым развит серпентин с примесью магнетита. Плаггиоклаз имеет состав от битовнита в плагиодунитах до основного андезина в анортозитах.

Оливиновые габбро характеризуются кристаллическим среднезернистым строением, сложены основным плаггиоклазом (лабрадором, реже андезином), бурой роговой обманкой (керсутитом), оливином и моноклинным пироксеном (ряда клиноэнстатит — диопсид), которые находятся в переменных количественных соотношениях друг с другом. Каркасом кумулятивной структуры оливиновых габброидов, как и пород троктолитового ряда, служат цепочки относительно идиоморфных зерен оливина, образующие ячеисто-сетчатый рисунок, в строении которого участвуют также кристаллы клинопироксена в сростаниях с бурой роговой обманкой и плаггиоклаза, имеющего наименее идиоморфные очертания. Более мелкими гипидиоморфными кристаллами плаггиоклаза сложены внутренние части «ячей». Содержание аксессуарных рудных минералов в породах варьирует от 1 до 5 %, повышаясь с уменьшением количества оливина. Переходные разновидности от плаггиоклазовых дунитов к оливиновым габбро, встречающиеся в разрезе массива пади Дорожная и обогащенные по сравнению с дунитами клинопироксеном и роговой обманкой, можно называть плаггиоклазовыми перидотитами (верлитового ряда).

Среднезернистые пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро — зеленовато-черные, иногда серозеленые, от мелко-среднезернистых до

крупнозернистых, реже неравномернозернистые или гигантозернистые до пегматоидных. Повсеместно отмечается замещение клинопироксена (близкого к диопсиду) бурой роговой обманкой, которая, в свою очередь, часто замещается зеленой разновидностью. В ходе вторичных процессов пироксен замещается эпидотом, карбонатом и вторичным актинолитом или уралитовой роговой обманкой. При этом выделяются мелкие зернышки рудного минерала. Плаггиоклаз представлен андезином, реже лабрадором. В наименее измененных образцах лишь незначительно замещается чешуйками серицита и прожилками карбоната (явление деанортитизации), но может быть интенсивно соскюритизирован и пелитизирован. В породах нередко проявления гранитизации, как правило, вблизи полей развития палеозойских лейкократовых гранитов, которые на начальных стадиях выражаются в появлении биотита, замещающего темноцветные минералы, а затем — новосформированных кварца и калиевого полевого шпата в количествах, редко превышающих 10—15 %. Структура пород типично габбровая, офитовая с элементами пойкилоофитовой.

Мелкозернистые пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро, диабазы и габбро-диабазы внешне отличаются от пород предыдущей группы более мелкозернистым, до тонкозернистого, сложением. Они также имеют зеленовато-черный, темно-серый, зеленовато-серый цвет и подвержены тем же изменениям, что и среднезернистые габбро. Структуры и минеральный состав диабазов и габбродиабазов весьма близки к соответствующим характеристикам среднезернистых габбро. Одинаков набор аксессуарных минералов и характер вторичных изменений. Диабазы также подверглись гранитизации, выразившейся сначала в появлении биотита, а затем новообразованных кварца и полевого шпата.

Кварцевые диориты, монцодиориты и монциты характеризуются серой, иногда желтоватой, окраской и равномерномелко- или среднезернистым, слабопорфировидным сложением. Ведущую роль в минеральном составе пород играет плаггиоклаз (олигоклаз, кислый андезин), а также калиевый полевой шпат и кварц, возникшие при гранитизации и образующие изометричные, с неровными очертаниями порфиробласты размером до 2,5 мм для кварца и до 5 мм для калишпата, которые включают гипидиоморфные кристаллы плаггиоклаза, зерна зеленой роговой обманки, биотита, аксессуарных минералов и цементируют их. Структура пород, таким

образом, гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, с элементами порфиробластовой и пойкилобластовой.

Роговообманковые кварцевые сиениты окрашены в желтовато-серый и желтоватый цвет. От пород предыдущей группы они отличаются отсутствием кварца в порфиробластах и тем, что порфиробласты калиевого полевого шпата слагают не 10—15, а 30—45 % объема породы и крупнее по размеру — 6—8 мм. Характерны также лапчатые формы раздробленных зерен зеленого амфибла, зажатых между порфиробластами.

Граносиениты и лейкократовые граниты — светлые, часто желтоватые, средне- и крупнозернистые, слабопорфировидные, реже мелкозернистые (в жилах и прожилках). Под микроскопом обнаруживается метасоматическая порфиробластовая структура, в которой порфиробласты пертитового калишпата неправильной формы и размером до 5 мм занимают 40—60 % объема породы. Мелкозернистые жильные разновидности имеют аллотриоморфнозернистое строение. Эти особенности отличают данные гранитоиды от инъекционных палеозойских лейкогранитов, жилы которых довольно часто встречаются среди габброидов. Для последних характерны нормальные магматические гранитные или аплитовые структуры.

Породы перечисленных групп обладают признаками генетического единства, что выражается в закономерной смене минеральных парагенезисов и наличии сквозных минералов — клинопироксена и роговой обманки с однородными оптическими характеристиками, а также плагиоклаза, закономерно все более кислого в ряду от плагиодунитов и троктолитов до кварцевых монцодиоритов и роговообманковых сиенитов. Породы всех групп имеют практически единый набор акцессорных минералов и близки по характеру вторичных изменений — деанортитизация, серицитизация, сосюритизация плагиоклаза, замещение пироксена и роговых обманок карбонатом, актинолитом (или уралитом) и хлоритом (с выделением сфена и рудного минерала), что позволяет квалифицировать их как зеленокаменные.

Генетическое родство между оливинсодержащими породами первых двух групп следует из того, что оливиновые габбро участвуют в строении расслоенного массива пади Дорожная, наряду с плагиоклазовыми дунитами, троктолитами и анортозитами, и связаны с ними постепенными переходами через плагиоперидотитовые разности. Не вызывает сомнений, что все эти породы сформированы при кумулятивной сегрега-

ции минералов. Помимо возникновения типичных для данного процесса структур, кумуляция подтверждается наличием плагиоклаза в ультраосновных образованиях, переменным количеством главных минеральных фаз и расслоенностью массива пади Дорожная. Примечательно также, что набор его пород весьма характерен для «переходных зон» в верхах расслоенных комплексов офиолитовых ассоциаций, где аналогичным образом переслаиваются плагиоклазосодержащие дуниты, троктолиты и оливин-клинопироксеновые габбро, нередко с бурой роговой обманкой [6].

Рассмотрение [1] обособлений оливиновых габбро в качестве реликтов первичных пород, по которым обычные пироксен-роговообманковые габброиды образовались в результате метасоматической перекристаллизации, вызывает у нас возражения. Несмотря на то, что вмещающие породы нередко довольно сильно изменены, в «реликтах», имеющих весьма четкие ограничения, присутствуют свежие оливин и клинопироксен, почти не наблюдается замещение бурой роговой обманки зеленой разновидностью, биотит содержится в небольших количествах, сохраняет прозрачность и лишь частично замещается вторичными минералами плагиоклаза. Все это с учетом небольших размеров обособлений оливиновых габбро свидетельствует о весьма высокой их устойчивости к наложенным процессам. Существенные изменения первичных минералов в обособлениях отмечаются лишь в тех редких случаях, когда они встречаются среди гранитизированных пород типа кварцевых сиенитов, но и тогда обособления отчетливо индивидуализированы. Описанные Ю. А. Аферовым [1] постепенные переходы от оливинсодержащих пород к безоливиновым амфиболитизированным габброидам в юго-восточной части рудного поля, где действительно широко развиты процессы метасоматической перекристаллизации последних, могут иметь и первичную природу, поскольку количество оливина в оливиновых габбро варьирует в широких пределах и при малых его содержаниях минеральный состав пород приближается к составу пироксен-роговообманковых габбро. Офитовые же и пойкилоофитовые структуры среднезернистых габбро, проявленные в неизменных разностях пород, не дают оснований сомневаться в их первичной магматической природе. То же можно сказать о диабазовых структурах мелкозернистых габброидов.

Образование меланократовых включений в пироксен-роговообманковых габброидах происходило, вероятно, на последних стадиях формирования расслоенного ультраосновного комплекса, когда из остаточного

расплава, приобретающего все более кислый состав, выделялся избыток феррических компонентов, образуя постепенно погружающиеся к кровле кумулятов сегрегаты, обогащенные оливином и пироксеном. Такой механизм хорошо объясняет округлую форму и небольшие размеры включений. Следует отметить, что подчиненные количества «кумудативных» и «шлировых» габбро встречаются среди массивных «верхних» габброидов некоторых офиолитовых разрезов [8].

Родство между среднезернистыми габброидами и мелкозернистыми габбродиабазами и диабазами не требует особых доказательств и устанавливается на основании практически полной идентичности их составов. Несомненно, диабазы являются гипабиссальными (возможно, частично и эффузивными, как предполагается в работе [7]) образованиями, а среднезернистые габброиды — их фаціальными аналогами, формирование которых было связано, вероятно, с неравномерным застыванием базитовых пород. Можно предположить, что более медленная кристаллизация отдельных объемов основной магмы, обогащенных летучими компонентами, способствовала более глубокой дифференциации расплава и образованию более кислых, чем габброиды, пород. Разумеется, такие дифференциаты не имели бы состав, аналогичный составу монцонитоидов и сиенитоидов, тем более калишпатовых гранитов, но позднее под воздействием щелочно-кремнекислотного метасоматоза они вполне могли превратиться в подобные образования. При кристаллизации в спокойных условиях более кислые породы должны быть локализованы в верхних частях таких «остаточных камер» и связаны с габбро нижних их частей постепенными переходами. Этим можно объяснить наблюдаемую в ряде мест последовательную смену среднезернистых габброидов монцонитоидами, а затем сиенитоидами с повышением гипсометрического уровня. В то же время такая модель не исключает возможности прорывания габбро и их более кислыми производными диабазовой толщи и более древних образований.

Многими исследователями отмечалось, что изучение пород габброидного комплекса Дарасунского района сильно затруднено из-за широкого развития в них различных наложенных процессов, вызванных более поздними проявлениями магматизма. Д. А. Тимофеевский [7] разделил эти процессы на две группы. В первой группе преобладает амфиболизация исходных основных пород, связываемая им с влиянием палеозойской гранодиоритовой интрузии, вторая объединяет процессы фельдшпатизации и общего «раскисления» пород комплекса под грани-

тизирующим воздействием более молодой интрузии лейкократовых гранитов. Процессы последней группы накладываются на изменения, обусловленные процессами первой, что и создает в итоге пеструю гамму пород. Эта точка зрения, на наш взгляд, нуждается в некоторых уточнениях и дополнениях. О более раннем процессе амфиболизации свидетельствует гамма переходов бурой роговой обманки в зеленую, наблюдаемая в пироксен-роговообманковых габбро, габбродиабазх и диабазах, не затронутых фельдшпатизацией. Чисто пироксеновые разновидности габброидов встречаются крайне редко, и не исключено, что более ранняя бурая роговая обманка не связана с наложенной амфиболизацией, а имеет позднемагматическое происхождение, тем более, что оптические ее характеристики говорят о высоких температурах кристаллизации минерала. Зеленая же роговая обманка могла развиваться по бурой не только под влиянием палеозойских гранодиоритов, но и позднее, в процессе гранитизации, поскольку среди фельдшпатизированных разновидностей габбро и диабазов бурый амфибол отсутствует, а отмечается лишь буровато-зеленый.

Ранние стадии гранитизации фиксируются по образованию биотита, замещающего как пироксен, так и обе роговые обманки. Когда процесс заходит более далеко, в межзерновых промежутках появляются мелкие зерна калиевого полевого шпата и кварца, корродирующие плагиоклаз. Последний может замещаться с краев зерен калишпатом, который, в свою очередь, прорастает округлыми включениями кварца. Эти явления наблюдаются в габбро и диабазах вблизи полей развития лейкократовых гранитов, причем не только палеозойского, но и мезозойского возраста.

По мнению исследователей [1, 7], кварцевые диориты, монцодиориты и порфиробластовые метасоматические породы, названные нами роговообманковыми кварцевыми сиенитами, образовались в результате еще более сильно проявленных процессов гранитизации габброидных пород. Вероятно, это верно для некоторых диоритов и монцодиоритов наиболее основного состава, но в целом данное утверждение весьма спорно. В первых, микроскопическое изучение пород показывает отсутствие постепенного перехода между габброидами и монцонитоидами по количеству темноцветных, в т. ч. вторичных, минералов. Во-вторых, в монцонитах и кварцевых сиенитах состав первичного плагиоклаза более кислый, чем в диабазах и габбро. В-третьих, при такой трактовке трудно объяснить наличие на незначительном расстоянии друг от друга (50—100 м)

выходов пород от почти неизменных или незначительно гранитизированных габбро и диабазов до монцититов или роговообманковых сиенитов. Наконец, о наличии интрузивных соотношений между «метасоматизированными» гранитоидами и габброидными породами говорит также присутствие угловатых ксенолитов габбро и диабазов в монцититоидах и сиенитоидах. Другое дело, что наложившиеся позднее процессы метасоматической перекристаллизации, отразившиеся преимущественно на более кислых породах, в ряде случаев «затушевали» интрузивные, вероятно, пологозалегающие контакты сложенных ими тел с вмещающими габброидами и создали видимость постепенных переходов в образовавшихся реакционных зонах. На самих же габброидах эти процессы отразились лишь в биотитизации темноцветов и иногда — в замещении плагиоклаза калишпатом и кварцем в небольших масштабах, максимальных в зонах прорывания и инъекций палеозойскими гранитами. Постепенные переходы от габброидов к монцититоидам и сиенитоидам могут иметь и первичную природу, обусловленную дифференциацией и застыванием остаточных объемов габброидной магмы в спокойной обстановке, а наложенные процессы перекристаллизации делают их еще более «размытыми».

Итак, не оспаривая принадлежности монцититоидов и сиенитоидов к продуктам гранитизации, мы полагаем, что для большинства этих образований исходным субстратом послужили не габбро или диабазы, а более кремнекислые производные этой же магматической серии. С этим предположением согласуются и установленные нами петрогеохимические закономерности.

Граносиениты и лейкократовые породы с метасоматическими структурами Д. А. Тимофеевский [7] относит к комплексу лейкократовых гранитов позднего палеозоя — раннего мезозоя, считая их продуктами ассимиляции гранитной магмой пород основного состава. Это представление кажется нам сомнительным, поскольку «метасоматические» граниты часто ассоциируются с палеозойскими гранодиоритами, которые в случае ассимиляции тем более должны были быть переработаны. Учитывая пространственную приуроченность «метасоматических» гранитов к полям габброидов, петрографическое и петрогеохимическое их сходство с роговообманковыми кварцевыми сиенитами, мы считаем, что по механизму образования эти граниты близки к последним и должны быть отнесены к тому же комплексу пород. Возможно, они фиксируют крайнюю степень метасоматических изменений наиболее кислых членов серии.

Таким образом, нами предлагается модель, согласно которой породы рассмотренной ассоциации возникли в процессе эволюции единого очага ультрабазит-базитовой магмы. В ходе кристаллизационной дифференциации последней образовались стратифицированный кумулятивный «подкомплекс», состоящий из оливинсодержащих пород, и габбро-диабазовая толща, становление которой сопровождалось, с одной стороны, выделением кумулятивных обособлений оливиновых габбро, с другой — формированием «остаточных» камер, где происходила более глубокая дифференциация магматического расплава. Устойчивость биминеральной ассоциации оливин + плагиоклаз в породах троктолитового ряда говорит об их формировании на глубинах, не превышающих 15–20 км [3], а наличие плагиоклаз-оливин-пироксеновых парагенезисов в оливиновых габбро — о высоких температурах кристаллизации, которые даже в присутствии H_2O не могли быть ниже 1000 °C. Такое специфическое сочетание условий свойственно, как известно, рифтовым магматогенным системам, когда магматический очаг находится неглубоко от поверхности. В этой связи возможно сопоставление описанных пород с верхними частями некоторых офиолитовых ассоциаций, где над зонами оливин-плагиоклазовых кумулятов вместо дайкового комплекса залегают массивные «верхние» габброиды, среди которых нередко присутствуют тела гранитоидов тоналитового и плагиогранитного ряда [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аферов Ю. А. О происхождении горных пород Дарасунского рудного поля // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. Зап. Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1971. Вып. LI. С. 91–98.
2. Геохимические особенности и изотопный возраст пород ядра Дарасунской тектоно-магматической структуры / М. Э. Казимировский, Г. С. Плюсин, В. Н. Смирнов, Н. Н. Фефелов // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 65–70.
3. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. — М., 1968. С. 132–137.
4. Звягин В. Г. Краткая геологическая характеристика Дарасунского месторождения // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. Зап. Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР. Чита, 1971. Вып. LI. С. 5–11.
5. Зорина Л. Д., Романов В. А., Гулина В. А. Новые данные о строении Дарасунского рудного района (Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 935–937.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
7. Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона // Тр. ЦНИГРИ. М., 1972. Вып. 98.
8. Davies H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua // Australian Bur. Min. Res. Bull. 1971. № 128.

Особенности формирования пирокластических потоков в континентальных и подводных условиях

Ю. А. КОЛАСНИКОВ (СВКНИИ ДВО РАН)

Описания в литературе подводных пемзовых потоков немногочисленны [2, 4, 12, 21, 22], хотя изучение этих субмаринных аналогов континентальных игнимбритов может пролить свет на некоторые слабо освещенные вопросы генезиса пирокластических потоков [10, 17], особенно широко распространенных в позднемезозойских и кайнозойских вулканических поясах обрамления Тихого океана.

Характерные особенности пемзовых потоков и вмещающих пород. Внешне отложения массивных пемзовых потоков аналогичны континентальным игнимбритам. Это одна из причин, по которой Е. Ф. Малеев [11] их относил к псевдоигнимбритам гидротермальной природы. Подводный характер эксплозий доказывается переслаиванием их с нормальными заведомо морскими тефроидами и другими осадками [3, 4]. Микроскопически это псефитовые или псаммитовые неясноплосчатые или линзовидно-флюидалные породы, на общем зеленовато-сером темном фоне которых выделяются крупные линзочки и пятна более лейкокатового состава (миллиметры — первые сантиметры). При внимательном рассмотрении обломочного материала бросается в глаза его интенсивная пузыристость, которой менее всего подвержены фрагменты лейкокатового материала.

Под микроскопом основная масса таких пород оказывается сложенной разноразмерными, преимущественно псаммитовыми, плохо сортированными фрагментами густо-пузыристой пемзы, стекло которой почти нацело замещено хлоритом, что придает породе зеленую окраску. Именно однообразие сложения пород, внешне кажущихся обломочными, позволяет предположить их необычную природу и сопоставить с известными пирокластическими потоками фации игнимбритов [17], но изливавшимися в отличие от последних под водой.

Пемзы пирокластических потоков обычно малопорфировые, что свидетельствует об их перегретости, а редкий в них альбит так или иначе калишпатизирован. Сами потоки всегда содержат обломки аповитрического вулканического массивного материала, в настоящее время раскристаллизованного. Кроме того, в них часто отмечаются рваные обломки или линзы, а также гальки (до валунов) подстилающих пород, что вообще характерно для этих образований. Высокую начальную температуру такого дезинтегрированного в сущности потока подчеркивает нередкая закладка

линзочек туфосилицитов, захваченных движущейся пемзой субстанцией. Она идентифицируется по тончайшей пылевидной рудной оторочке, подобной опацовой кайме темноцветных минералов в эффузивах.

Обломки пемзы и вулканитов, как правило, неправильной рваной формы; лишь обломки стекла с перлитовой отдельностью, в настоящий момент раскристаллизованного, заметно округлены в силу того, что раньше были максимально пластичны, и поэтому края его фрагментов в движущемся потоке явно закруглялись. Турбулентный характер перемещения частиц движущегося под водой пирокластического потока подчеркивает беспорядочное взаиморасположение уплотненных обломков пемзы.

Степень спекания и сваренности чувствуется по однородности цемента, в котором тем не менее микропузыри сохраняются, по растворяющимся границам обломков пемзы и пепловых частиц, что усугубляется наложенным аутометасоматозом. Очень интересно состояние и поведение в процессе излияний подводных пирокластических потоков фрагментов лавы с различной степенью раскристаллизации и обводненности в одном потоке. Самыми мягкими были обломки водного, сейчас с перлитовой отдельностью, стекла; далее следуют фрагменты сухого стекла — бывшего обсидиана, обломки пемзы, массивных пилотакситовых риодацитов и, наконец, обычно растресканные при движении потока из-за высокой хрупкости фенокристы, трещины в которых залечены альбитом, хлоритом. В связи с различной степенью раскристаллизации, в том числе на субмикроскопическом уровне [14], фиксируется и разная степень спекания, отчего наиболее четкие границы даже в измененных породах имеют обломки бывшего не-вспененного стекла и особенно массивных лав умереннокислого и кислого составов.

В пемзовых потоках обычно наблюдается разная степени сплюснутость фрагментов пемзы, причем часто они ориентированы, как уже отмечалось, поперек общей флюидалности. Однако пузыристость в них, хотя бы в виде реликтов, сохраняется всегда в отличие от игнимбритов.

Обломки массивного стекла, замещенного альбитом, хлоритом или их смесью, но всегда с преобладанием альбита, и фрагменты пемзы, а также основная пеплово-пемзовая масса существенно хлоритового состава с альбитовыми микропузырями имеют близ-

кий состав. Хотя первые, судя по литературным данным [10, 19], несколько более кремнеземистые. Их отличает в подводных преобразованных пемзовых потоках более светлая окраска бывшего массивного стекла. Эта неоднородность состава была, скорее всего, унаследована от состояния расплава еще в очаге, где отдельные его полосы были в разной степени раскристаллизованы как на макро-, так и микроуровне [9].

При петрографическом изучении этих необычных образований бросается в глаза также характерная выдержанность низкой степени метаморфизма, проявленного во всем их объеме, или автометасоматоза [2] с альбит-лейкоксен-хлоритовым парагенезисом и сопутствующей калишпатизацией кристаллокластов плагиоклаза.

Вверх по разрезу заметно возрастает роль туфогравелитов и туфоконгломератов — прямых признаков быстрого разрушения пемзовых потоков. Следующий непосредственно за излияниями размыв их материала провоцировался, во-первых, слабой механической прочностью, особенно с поверхности, и легким шелушением с образованием обильного тефроидного материала. Во-вторых, интенсивное разрушение потоков было связано с неизбежной просадкой кровли близповерхностного магматического очага после выбросов из него пемзовой субстанции с усилением контрастности подводного рельефа, что повторялось неоднократно.

Итак, главными особенностями подводных пемзовых потоков являются [2, 3, 19]: 1) меньшее площадное распространение по сравнению с игнимбридами (до 10 км от места излияния, редко больше), причем характерна латеральная дифференциация обломков по размеру: валуны и галька отмечаются только на расстоянии первых километров от центра извержений; 2) толсто-плитчатая отдельность и трехчленное, по размерности обломков, зональное строение с линзовидно-полосчатым сложением отдельных пачек; 3) более однородный состав, чем у граувакка, и нахождение главной массы вулканического стекла в виде пемзы, а не пепла; 4) признаки спекания, происходящего под водой даже лучше, так как при этом задерживается удаление энергоемких летучих, способствующих спеканию и последующему автометасоматозу; 5) обычное присутствие, кроме ювенильного материала (обломки лав, стекла, пемзы, пепла, фенокристов), ксенолитов подстилающих пород фундамента и даже рыхлых, синхронных излияниям, отложений; 6) дробление кристаллов, наличие перлитовой отдельности в бывших обломках стекла; 7) разная степень сплюснутости обломков пемзы с сохранением пузыристой текстуры и объемный ав-

тометасоматоз с полным замещением стекла преимущественно хлоритом, отвечающий фации низкотемпературных пропилитов (альбит-лейкоксен-хлоритовый парагенезис с карбонатами, кварцем), с сопутствующей калишпатизацией плагиоклазовых фенокристов.

Таким образом, по большинству морфологических признаков подводные пирокластические пемзовые отложения, действительно, очень близки к игнимбридам, от которых их отличают преобладание пемзы над пеплом, полное отсутствие в связи с интенсивным автометасоматозом исходного стекла и в обломках, и в основной пеплово-пемзовой массе; слабая распушенность материала пемзовых потоков, обеспечивавшая сохранение пузыристых текстур; более светлая окраска раскристаллизованных фьямме, отвечающая их большей, как и в игнимбридах, лейкократовости.

О механизме формирования пирокластических потоков. В этом процессе следует различать три стадии: 1) подготовка силикатного расплава обычно кислого (до среднего) состава к выбросу на поверхность еще в магматическом очаге; 2) излияние внезапно флюидизированной вспененной субстанции на поверхность и 3) ее автометасоматоз.

Как было рассмотрено автором [7], подготовка расплава к выбросу еще в очаге заключается в насыщении его существенно водородным флюидом. Здесь необходимо обратить внимание на то, что растворимость молекулярного водорода в магматических расплавах, согласно экспериментальным данным [16], чрезвычайно низка (меньше, чем для воды), хотя несомненно химическое взаимодействие водорода с расплавами [13]. Данное противоречие снимается предположением об участии в природных эндогенных процессах более реакционноспособного атомарного или даже ионизированного водорода, что и вкладывается далее в понятие протон-водородный флюид — главный агент протонной активации исходного вещества и предрасплавного метасоматоза, подготавливающий магнеообразование [7]. Другими словами, H_2 является не исходным состоянием флюида, а отработанным «выхлопным газом» магматизма, который, действительно, не должен взаимодействовать с расплавами.

Кроме того, подщелочные расплавы, как известно, склонны к расслоению (ликвации), поскольку повышенная щелочность связана с избыточным давлением флюида, обеспечивавшим их пониженную вязкость [13]. В периферическом очаге, из которого возможен прямой выброс раскаленного расплава на поверхность Земли, в относительно закрытых условиях так или иначе была уже

проявлена неоднородность состава, скорее всего, в виде горизонтальной полосчатости с перемежаемостью полос различной вязкости [9, 14]. При смене режима сжатия растяжением начиналась аномальная миграция протон-водородного флюида по ослабленным субвертикальным зонам твердой оболочки Земли с границы ядро — мантия [7]. Она обеспечивала внезапное насыщение такого неоднородного расплава энергоемким флюидом и его активацию, которая выражалась в неравномерном насыщении полос протонами: в обогащении ими менее раскристаллизованных и потому более текучих зон. Протоны рвали силосановые связи магмы, вызывая деполимеризацию и обусловленную этим процессом аномально-низкую вязкость расплава [7]. При вскрытии кровли очага с образованием открытых к поверхности трещин резко снижалось давление (вплоть до атмосферного). Оно вызывало ретроградное кипение, точнее, вскипание с быстрым увеличением объема магмы. И далее, как следствие, происходил выброс ее на поверхность подобно кипящему молоку в виде раскаленной лавины, иногда до почти полного расходования ресурсов самого очага [19]. Несомненно, что подобные разломы проходили иногда и сквозь уже наполовину закристаллизованные очаги гранитоидной магмы, но в этих случаях вспенивание охватывало незначительный ее объем, и формировались explosive breccias субвулканической или даже интрузивной фаций без образования собственно пеплово-пемзовых потоков. Так, в известных игнимбритах содержание фенокристов обычно не превышает 50 % [17 и др.]. Вероятнее всего, вспенивание не было изохимическим и сопровождалось сильно экзотермичной рекомбинацией протонов в атомарный; а затем молекулярный водород [7], начинавшийся еще в очаге и продолжавшейся затем, после выброса, в самих пирокластических потоках. Процесс шел со значительным увеличением объема флюидизированной магмы и связан был с объединением протонов ничтожно малого размера в объемные молекулы водорода. Это и провоцировало не только саморазогрев такой летучей фазы, но и вспенивание и неизбежный геологически мгновенный выброс пеплово-пемзовой суперраскаленной субстанции на поверхность. Другими словами, ретроградное изохимическое вскипание подобной пироматки — лишь один из факторов выброса.

Само вспенивание из-за неоднородности строения расплава было также неравномерным. В полосах субмикроскопически лучше окристаллизованных и давших после выброса многочисленные фрагменты фьямме или

слабопузырчатой пемзы вспенивание проявлялось меньше, чем в слабо раскристаллизованной главной массе расплава, давшей впоследствии ввиду аномального пересыщения флюидом лавину раскаленного пепла, представленного обломками стенок пузырьков и мельчайшими фрагментами сильно пузыристой пемзы. Поскольку более раскристаллизованные участки, как правило, и более лейкократовые, химические составы фьямме и основной массы игнимбрита незначительно отличаются друг от друга [10].

Итак, в лучше окристаллизованных и потому более сгущенных полосах первичного почти эвтектического магматического расплава [7] предпочтительнее шла макродиспергация на обломки пластичного малопузыристого сухого стекла. В то же время в существенно расплавленных полосах имело место объемное их насыщение протон-водородным флюидом с аномальным вспениванием и образованием раскаленной пемзово-пепловой субстанции, давшей при выбросе основную массу пирокластических потоков.

Игнимбиты. Для лучшего понимания дальнейших рассуждений рассмотрим сначала нюансы излияния пирокластических потоков в континентальных условиях с образованием собственно игнимбитов. Силикатный расплав явно перегретый, вспененный до степени полной дезинтеграции на изолированные хрупкие пузырьки и фрагменты их скорлупок, выбрасывался из очага в виде раскаленной лавины огромного объема, мгновенно растекавшейся по углублениям рельефа [17, 19]. В воздушной среде при малом внешнем давлении водород даже в молекулярной форме, уже почти не взаимодействующей с расплавом [17], легко мигрирует из такого покрова, окисляясь в воздухе. Этот нюанс, наряду с продолжающейся еще в потоке экзотермической рекомбинацией протонов, обеспечивал значительный термостатический эффект как внутри потока, так и близ его кровли, резко замедляющий остывание и схватывание раскаленной лавины. Удаление водорода из раскаленной пластичной и неоднородной пемзово-пепловой субстанции явно способствовало усадке самого вещества под действием силы тяжести и массы последующих потоков с раздавливанием практически всех бывших пузырей до полного их исчезновения [17]. Такое уменьшение объема по латерали проявляется в формировании столбчатой отдельности, обычной для игнимбитов и других перегретых покровов (траппы, коматиты). Ее образование начиналось, по-видимому, от подошвы покрова и распространялось по мере остывания и отжимания содержащегося в нем флюида к его кровле. При

этом пористый диспергированный материал потока полностью расплющивался с образованием характерных фьямме и апопелловой основной массы игнимбрита. В условиях термостатирования вся масса более водородонасыщенного пепла спекалась, а при продолжающейся интенсивной рекомбинации водорода даже сваривалась с образованием собственно игнимбрита. Более поздняя гидратация его стекловатой основы имела место после остывания ниже 700°C при экзотермическом синтезе ювенильной молекулярной воды за счет химически связанных гидроксильных групп [7], которые высвобождались в ходе продолжающейся поликонденсации алюмосиликатной основы в пластичном стекловатом веществе покрова. Фьямме были, как правило, менее пузыристыми, поэтому они содержали меньше потенциальной воды [7] и в меньшей степени гидратировались, оставаясь по составу «сухими» обсидианами, изначально несколько более кремнекислыми [10].

Брекчирование вкрапленников, обычное для игнимбринов, было обусловлено, как справедливо считает А. А. Маракушев [13], вспениванием всего объема расплава еще в очаге с увеличением его объема, что не касалось максимально «сухих» вкрапленников и лишь интенсивно дробило их в отличие от еще пластичных фьямме. Легкое удаление водорода и протонов гидроксильных групп обеспечивало аномальное обогащение основной массы пирокластического потока ионами кислорода, что приводило к краснокаменному изменению матрицы игнимбринов, характерному именно для наземных излияний пемзово-пепловой субстанции.

Таким образом, имеющиеся противоречия и нерешенные вопросы в проблеме игнимбринов [10] могут быть преодолены с признанием в качестве энергоносителя протоно-водородного, а отнюдь не изначально водного флюида, насыщавшего расплавы близповерхностных очагов, хотя последнее было безоговорочно принято за постулат практически во всех гипотезах образования игнимбринов [17, 19 и др.]. Предложенный механизм предполагает, следовательно, наличие генетического ряда продуктов кислого взрывного вулканизма, начиная от взрывных брекчий субвулканического облика и лавовых игнимбринов до сваренных и в разной степени спекшихся пирокластических потоков. Завершается этот ряд рыхлыми неспешившимися туфами.

Подводные пемзовые потоки. При подводном выбросе такой субстанции значительное давление столба воды (не менее $5 \cdot 10^6$ бар) сильно затрудняет дегазацию во-

дорода из потока. Главное следствие консервации летучих — интенсивный объемный автометасоматоз обычно более мощных, но коротких потоков пемзы. Поэтому Е. Ф. Малеев относил подобное изменение кайнозойских и более древних пирокластических потоков к наложенному позднее гидротермальному, называя сами породы псевдоигнимбритами [12], хотя существуют и иные представления [2, 3]. Остывание в данном случае не идет быстрее, оно замедляется в силу резко ослабленной по сравнению с воздушной тепловой конвекцией. Следовательно, замедленной теплоотдачей через водную толщу [5]. Подобный эффект обеспечивает не только затрудненную дегазацию, но и автометасоматическое преобразование, начинавшееся сразу после схватывания корки потока, т. е. при температуре около 1000°C , и спекание пемзового материала. Следовательно, первыми продуктами процесса могли быть более высокотемпературные, чем фиксирующиеся в настоящий момент парагенезисы. Однако при последующем медленном остывании и обилии летучих, в том числе синтезирующихся при снижении температуры ювенильной воды до $700\text{—}600^{\circ}\text{C}$, они нацело замещались хлорит-лейкоксен-альбитовым парагенезисом. Неудаление летучих из потока обеспечивало слабую расплющенность разноразмерных обломков пемзы и их последующее миндалекаменное заполнение. Основная масса пемзовых потоков оказывалась более насыщенной потенциальной водой [7], так как изначально еще в очаге была сильнее активирована, т. е. деполимеризована. Поэтому при автометасоматозе в его продуктах наблюдалась не только эвтектоидная смесь полевых шпатов и кварца, но и значительная доля смешанно-слоистых алюмосиликатов (хлорит и гидрослюда как результат неполной полимеризации). Первоначально менее активированные обломки сухого малопузыристого стекла при автометасоматозе трансформировались в существенно полевошпатовые светлые обломки. Другими словами, разная степень протонной активации обломков (сильнее раскристаллизованные, т. е. полимеризованные полосы в очаге) и основной пеплово-пемзовой массы (гомогенный расплав) приводила к несколько более меланократовому составу преобразованной в автометасоматозе главной массы потоков. Кроме того, максимально проявленная в основной массе гидратация нередко способствовала перлитизации (характерна для обоих типов извержений).

В целом продукты автометасоматических изменений тонкообломочной основной массы пемзовых потоков, в меньшей степени — обломков малопузыристой пемзы, и запол-

нение бывших газовых пустот (кварц, карбонаты, хлорит, альбит) напоминают таковые в классических спилитах [2, 5]. Следует еще раз обратить внимание на то, что куски пемзы в процессе протонной активации были более пластичны, так как не испытывали существенного вспенивания, тогда как «вспучивавшийся» пепловый материал в результате резкого расширения газовых пузырьков становился хрупкой закаленной субстанцией. При этом имели место два различных случая удаления избытка водорода из стекловатого пепла. Именно в силу этого процесса последний оказался более перегретым и метастабильным, с большим содержанием потенциальной воды, давшей на заключительных этапах автометасоматоза гидроксилсодержащие минералы, а в целом — более меланократовый продукт, чем возникший по бывшим обломкам редкопористой, но более лейкократовой пемзы. Если исключить автометасоматоз, то в образующихся в данном случае относительно «сухих» игнимбритах фьямме тоже должно быть более кислым. Действительно, в ряде работ отмечается большее содержание калия и меньшее — алюминия [10] и соответственно повышенные — кремнезема.

Геодинамические условия формирования пирокластических потоков. В рамках концепции пульсирующе-расширяющейся Земли [7] при смене максимального сжатия расширением земная кора «трещала» или по залеченным долгоживущим разломам или ослабленным зонам гранитизации (под ними). При этом неизбежно выбрасывалось содержимое близповерхностных магматических очагов гранитоидной магмы в виде вспененных пирокластических потоков [20]. По геологическим данным этот процесс нередко сменялся базальтовым вулканизмом, в совокупности формирующим контрастную антидромную последовательность эффузивных накоплений. Другими словами, при смене режима магмообразование по мере истощения периферического очага «уходило» вглубь, а кислый эксплозивный вулканизм с формированием кальдер оседания сменялся базальтовым (андеизитобазальтовым). По-видимому, даже в условиях усиления сжатия эти тектонически ослабленные зоны оказывались наиболее проницаемыми для потоков энергоемких глубинных флюидов, явно инициирующих гранитизацию, метаморфизм и переплавление вещества коры, а при смене режима сжатия растяжением «открывались» в первую очередь именно они со всеми вытекающими последствиями, т. е. с выбросами пирокластических потоков, обрушением кровли магматических камер и т. д. В эти экстремальные периоды в таких зонах и была

возможна геологически мгновенная смена катастрофически-эксплозивного кислого вулканизма базальтовым с образованием типичных для фанерозоя контрастных и в целом антидромных вулканоплутонических формаций. Однако подобные смены геодинамического режима были свойственны всем, по крайней мере, фанерозойским хроностратиграфическим рубежам. Интересно, что рубеж перми и триаса по обратному характеру смены режима оказался практически последним, поскольку уже в конце триаса и далее в юре в геологическую историю планеты необратимо вошло океанообразование глобального масштаба в современном его виде [18 и др.]. Гранитоидный магматизм континентов от эпизода к эпизоду перманентно затухал, сменяясь базальт-океаническим феноменом Земли [1, 6].

По-видимому, длительность и характер смены геодинамического режима в каждом конкретном регионе были связаны с удаленностью его от существовавшего на данный момент океана, где процесс шел хотя и пульсационно, но уже необратимо. Следовательно, подобные эпизоды в геосинклинальных областях являлись лишь отзвуками базальт-океанического феномена в прилегающих к океану впадинах окраинноморских бассейнов [6].

Интересна оценка уровня компенсации давления [3], ниже которого обычные эксплозии становятся невозможными, и из канала магматической камеры истекают собственно пемзовые потоки. Критическая глубина или высота столба воды над местом извержения разными исследователями оценивается почти в 500 м [2, 3]. При большей глубине бассейна эксплозии модифицируются подводные пемзовые потоки со всеми присущими им признаками, а при меньшей становятся возможными выбросы обычной пирокластики или при особо благоприятных, а точнее, катастрофических условиях — пемзово-пепловых потоков, дающих в результате спекания, сваривания и гидратации классические игнимбриты [4]. Именно с такой глубины давление столба воды начинает превышать давление газов ретроградно-вспенивающейся магмы, равное, следовательно, примерно 50 атм. Кстати, эта оценка близка к таковой продуктивной стадии большинства гидротермальных золоторудных месторождений, где вскипание растворов предотвращается экзотермичной тетрамеризацией воды при переходе от зоны диффузионной миграции флюидов к трещинной [8]. Возможно, такой же противодействием на падение PT -параметров в магматическом очаге является рекомбинация ионов H^+ в молекулы. По сути, эта величина соответствует среднему внутреннему давлению

нию флюида во взаимосвязанной близповерхностной магматогенно-гидротермальной системе перед вскрытием ее кровли с образованием открытых трещин и всеми рассмотренными выше последствиями. Данный фактор предполагает неглубокое залегание верхней границы зоны диффузионной миграции летучих в системе — первые сотни метров [20]. Все эти условия характерны для формации «зеленых туфов», с которыми, как известно, связаны золото-сульфидные руды типа «Куроко» [2].

Таким образом, несмотря на одинаковое исходное состояние подводных и наземных пирокластических потоков, различия в механизме их дегазации и соответственно водное или сухое аутометасоматические преобразования предопределили довольно резкие различия собственно игнимбритов и пемзовых потоков, вплоть до взаимопревращения некоторых внешних признаков (темных фьямме в светлые линзы). Кроме того, наш подход к формированию пирокластических потоков предполагает прямую зависимость среднего размера обломочных частиц главной массы потока при прочих равных условиях от внешнего давления, т. е. от давления столба воды. Действительно, размерность обломков пеплово-пемзовых потоков, как правило, явно больше, чем пепла в игнимбриках. С проявлением эксплозий ниже уровня компенсации давления пирокластические потоки трансформируются в разной степени пористые и брекчированные лавы, а еще глубже — в сферолитовые, шаровые, подушечные потоки, обычно массивные, но участками и миндалекаменные. Вполне естественно, что такая интерпретация не исключает наличие реальных взаимопереходов между рассмотренными разностями пирокластических потоков и несомненное существование особенно в кайнозойских вулканических поясах в пределах современных гидротермальных систем таких аргиллизированных пород как псевдоигнимбриды [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989.
2. Власов Г. М., Попкова М. И., Борисов О. Г. О подводных игнимбриках и о времени изменения подводных лав (к проблеме образования спилитов и зеленых сланцев) // Минералогия, магматизм и рудообразование Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С. 59—78.
3. Геология окраинных бассейнов / Под ред. Б. П. Кокелаар, М. Ф. Хауэлс. — М.: Мир, 1987.
4. Иванов С. Н. О возможности подводного образования игнимбриков // Тез. II Уральск. петрографич. совещ. Свердловск, 1966. Т. 3. С. 18—19.
5. Колясников Ю. А. Проблема происхождения спилитов и особенности спилитизации базальтов Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 54—61.
6. Колясников Ю. А. Мезокайнозойские события и базальт-океанический феномен Земли // Тез. докл. Междунар. симпози. «Глубинное строение Тихого океана и его обрамления». Ч. 2. Секц. 6. Благовещенск, 1988. С. 84—86.
7. Колясников Ю. А. Проблемы магматизма и эволюции вещества Земли. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988.
8. Колясников Ю. А. Политетрамерная модель структуры жидкой воды // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 3. С. 652—656.
9. Кормилицин В. С., Мануйлова М. М. Неоднородности в составе и строении магматических пород и их генетическое значение // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1972. Ч. 101. Вып. 1. С. 62—66.
10. Короновский Н. В., Попов В. С., Николаенко Ю. С. Геология кислых лав и проблема происхождения игнимбриков // Вестн. СГУ. Сер. геол. 1982. № 5. С. 26—35.
11. Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. — М.: Недра, 1977.
12. Малеев Е. Ф. Вулканиды. — М.: Недра, 1980.
13. Маракущев А. А. Петрология. — М.: Изд-во МГУ, 1988.
14. О неоднородностях природных стекол / Д. И. Фрих-Хар, Р. В. Боярская, В. М. Волкова и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 39—46.
15. Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах / Под ред. П. П. Тимофеева. — М.: Наука, 1979 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 337).
16. Персиков Э. С., Бухтияров П. Г., Польской С. Ф., Чехмир А. С. Взаимодействие водорода с расплавами // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. — М.: Наука, 1986. С. 48—69.
17. Проблемы палеовулканизма / Под ред. А. П. Лебедева. — М.: Инстр. лит., 1963.
18. Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 10—34.
19. Туфолавы и игнимбриды. — М.: Изд-во АН СССР. 1961 (Труды лаборатории вулканологии. Вып. 20).
20. Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбриков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 3—15.
21. Фишер Р. В. Субаквальные вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. С. 9—51.
22. Ямада Э. Подводные пирокластические потоки: развитие и отложение // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. С. 52—64.

Система интерпретации аэромагнитных данных на персональных ЭВМ и опыт ее использования на Терско-Каспийском объекте

Ю. П. ГОРЯЧЕВ (ВИРГ — Рудгеофизика)

Внедрение в практику полевых работ высокоточных квантовых и протонных магнитометров, укрупнение масштабов съемок и усовершенствование методики их проведения позволили с высокой степенью надежности регистрировать широкий спектр магнитных аномалий. Извлечение из этих материалов максимально возможного объема полезной информации — одна из важнейших проблем, стоящих перед геофизиками, к решению которой привлекаются персональные компьютеры. Надо отметить, что существуют несколько конкурирующих систем первичной обработки результатов магнитных съемок, включающих процедуры введения поправок, вычисления трансформант неформализованными методами и т. д.

Вместе с тем, известные автору интерпретационные системы не содержат необходимого набора программ решения обратной задачи магнитного потенциала. Представляется целесообразной разработка интерпретационных систем, включающих процедуры вычисления трансформант исходных полей формализованными методами, решения обратной задачи магнитного потенциала для источников различной геометрии как в линейной, так и в нелинейной постановках, процедуры, направленные на выявление конкретных особенностей геологического строения площадей. Разрабатываемая нами интерпретационная система представляет собой систему открытого типа и включает:

программу вычисления различных трансформант магнитных полей как формализованными, так и неформализованными методами;

программы решения нелинейной обратной задачи магнитного потенциала для набора сингулярных источников (однородно намагниченные маломощные пласты, пластины, пласты большой мощности и объекты, эквивалентные им по внешнему полю; неоднородно намагниченные маломощные пласты с линейно изменяющимися магнитными свойствами на конечном интервале их длины). Интерпретационные программы позволяют работать как с наблюдаемыми магнитными аномалиями, так и с трансформантами, вычисляемыми формализованными методами. Одна из программ позволяет ра-

ботать с трансформантами, вычисляемыми неформализованными методами;

программу решения обратной задачи в линейной постановке для набора горизонтальных призм произвольного сечения, конфигурация и положение в разрезе которых задается, исходя из положения сингулярных источников, а также с учетом имеющейся априорной геологической информации о геометрии аномалиеобразующих источников и известной эквивалентности внешних магнитных полей источников различной геометрии;

программу определения изменения «эффективной» намагниченности пород платформенного чехла для прогнозирования участков, перспективных на содержание углеводородов.

Все перечисленные программы могут работать как под управлением интегрированной оболочки системы, так и автономно. Очевидно, что последний режим более предпочтителен для опытных пользователей, понимающих возможности каждой программы системы. В свою очередь, все интерпретационные программы имеют свои интегрированные оболочки, с помощью которых пользователь может выбирать необходимые режимы их работы, просматривать на экране дисплея получаемые результаты, выбирать и редактировать файлы с исходной информацией и т. д.

Программа трансформации магнитных полей. Необходимость вычисления различных трансформант наблюдаемых геофизических полей для визуализации тех или иных их аномальных особенностей несомненна. Особую важность вопросы трансформации магнитных полей приобрели при использовании высокоточной аэромагнитной съемки для поисков углеводородов, поскольку осадочные породы, как правило, слабомагнитны. Интерпретационная система должна содержать некоторый набор процедур для трансформирования наблюдаемых полей.

Рассматриваемая программа предусматривает два основных подхода к вычислению трансформант — формализованный и неформализованный. В производственных организациях именно неформализованный

подход преобладает при обработке больших объемов полевой информации. Надо отметить, что использование даже таких простых преобразований полей, как вычисление разностных или осредненных аномалий, конечно при удачном выборе параметров трансформации, позволяет получать убедительные результаты. Проведение фильтрации наблюдаемых полей по отдельным профилям над известными геологическими объектами позволит интерпретатору более обоснованно задавать параметры трансформации для площадной обработки, а фильтрация теоретических магнитных аномалий (от типичных для региона аномалисообразующих источников) поможет сделать более обоснованные выводы о геологическом строении изучаемых областей.

Общий алгоритм вычисления трансформант неформализованными методами, использованный в данной программе, имеет вид

$$F_{ti} = \sum_{j=1}^N C_j \cdot F_{j+i-1}, \quad (1)$$

где F_{ti} — трансформанта поля, N — количество значений весовых коэффициентов трансформации C_j , F_{j+i-1} — исходное поле.

Выбор необходимой трансформации интерпретатор может сделать с помощью экранного меню. После этого программа обращается к процедуре определения весовых коэффициентов и затем переходит к вычислению трансформанты поля. Получаемые результаты отображаются на экране дисплея, с которого можно сделать твердую копию в нужном масштабе.

Коротко остановимся на одной из имеющихся в данной программе процедур вычисления трансформант поля, основанных на неформализованных методах, т. к. ее использование при фильтрации результатов высокоточных аэромагнитных съемок, проводимых Ленинградской геофизической экспедицией с целью картирования пликтивных дислокаций платформенного чехла, дало весьма интересные результаты. Эта трансформация заключается в вычислении вертикальной производной исходного поля по алгоритму, основанному на известном способе определения горизонтальных производных на новом (верхнем) уровне и связи ортогональных составляющих элементов поля. Этот способ включает элементы как высокочастотного, так и низкочастотного фильтров. Более детально описание предложенного алгоритма изложено в диссертации автора. В производственных отчетах Ленинградской геофизической экспедиции (ПГО «Севзапгеология») можно найти примеры эффективности применения этой трансфор-

мации на теоретических и практических материалах.

Как было указано, программа включает также процедуры вычисления трансформант формализованными методами. Несмотря на более значительные затраты машинного времени на вычисление трансформант формализованными методами, необходимость их нахождения, а следовательно, и присутствие соответствующих процедур в программе не вызывают сомнения, т. к. эти трансформанты могут быть непосредственно использованы при решении обратной задачи магнитного потенциала.

Как известно, задача вычисления трансформант формализованными методами сводится к определению вектора z путем решения линейного операторного уравнения:

$$A \times z = u, \quad (2)$$

где A — линейный оператор, u — вектор заданных значений поля, z — вектор неизвестных параметров.

В реальной ситуации могут быть известны лишь приближения указанных параметров ($A, \tilde{u}$), которые могут обеспечить лишь приближенное решение уравнения (2). Эти приближения можно находить путем минимизации сглаживающего функционала*:

$$M^{\alpha}[\tilde{z}, \tilde{u}, A] = ||A\tilde{z} - \tilde{u}||^2 + \alpha ||\tilde{z}||^2, \quad (3)$$

где α — параметр регуляризации.

Для поиска минимума функционала (3) в программе использована одна из модификаций метода сопряженных направлений. Трансформанты, вычисленные с помощью этой программы, приведены на рис. 2, а, в. В дальнейшем они были использованы для решения обратной задачи магнитного потенциала.

Программы решения обратной задачи магнитного потенциала. Все программы решения обратной задачи магнитного потенциала, включенные в интерпретационную систему могут быть условно разделены на две основные группы. Первая включает программы, работающие с магнитными аномалиями и их трансформантами, полученными формализованными методами, вторая — с магнитными аномалиями и их трансформантами, полученными неформализованными методами.

Первая группа состоит из двух близких по типу аппроксимационной модели и структуре программ. В качестве аппроксимационных моделей при решении обратной задачи магнитного потенциала в нелинейной постановке в одной из них используется

* Тихонов А. И., Гончарский А. В., Степанов В. В., Ягола А. Г. Численные методы решения некорректных задач. — М.: Наука, 1990

совокупность маломощных пластин, а в другой — маломощных пластов, безграничных по падению. В качестве аппроксимационных моделей при решении обратной задачи магнитного потенциала в линейной постановке в обеих программах используется совокупность горизонтальных призм произвольного сечения. Выбор режима работы каждой программы и файлов, содержащих необходимую для этого информацию, осуществляется с помощью соответствующей интегрирующей среды.

Нелинейная обратная задача потенциала может быть сведена к решению нелинейного операторного уравнения*:

$$Fz = u, \quad (4)$$

где F — нелинейный оператор. Построение устойчивых решений уравнений такого типа возможно с помощью специальных регулирующих алгоритмов решения некорректно поставленных задач. В общем виде оно сводится к минимизации сглаживающего функционала:

$$M^{\alpha}[\tilde{z}, \tilde{u}, \tilde{F}] = ||\tilde{F}\tilde{z} - \tilde{u}||^2 + \alpha\Omega, \quad (5)$$

где Ω — стабилизирующий функционал.

Наиболее часто использующийся при решении нелинейной обратной задачи магнитного потенциала стабилизирующий функционал имеет вид:

$$\Omega = ||z - z_0||^2, \quad (6)$$

где z_0 — вектор начальных значений искоемых параметров. Использование стабилизирующих функционалов такого вида позволяет получать решения, приближенные к вектору начальных значений $\tilde{z}_0$ для $M^{\alpha}[\tilde{z}, \tilde{u}, \tilde{F}] \rightarrow \min$.

Таким образом, интерпретатор застрахован от получения «негеологических» решений, например от появления источников в верхнем полупространстве или нереальных значений намагниченности, вследствие сближения источников разной полярности.

Вместе с тем, успех решения обратной задачи потенциала при использовании стабилизирующих функционалов такого типа во многом зависит от объема и достоверности априорной геологической информации о разрезе. В реальной ситуации, как правило, интерпретатор такой информацией не обладает, особенно о физических свойствах аномалисообразующих объектов. В связи с этим во всех программах решения нелинейной обратной задачи магнитного потенциала, представленных в интерпретационной системе, нами использован стабилизирующий

функционал иного типа, по своей сути являющийся барьерной функцией. Основное преимущество стабилизатора такого вида по сравнению со стабилизирующим функционалом (6) состоит в том, что в этом случае ищется уже не наилучшее решение, приближенное к $\tilde{z}_0$ и обеспечивающее $M^{\alpha}[\tilde{z}, \tilde{u}, \tilde{F}] \rightarrow \min$, а наилучшее решение, удовлетворяющее некоторой наперед заданной области и также минимизирующее сглаживающий функционал (5).

Как и в ранее рассмотренной линейной обратной задаче, для поиска минимума функционала (5) использована модификация метода сопряженных направлений. Вместе с тем, вследствие естественного различия нелинейной и линейной обратных задач магнитного потенциала, использована несколько иная вычислительная схема, включающая, в частности, аппроксимацию матрицы Гессе. Результаты опробования рассмотренных интерпретационных программ приведены на рис. 1, а, з.

Во вторую группу входит программа, позволяющая решать нелинейную обратную задачу магнитного потенциала как по магнитным аномалиям, так и по трансформантам, вычисляемым неформализованными методами. Аппроксимационными моделями в данной программе служат такие эквивалентные по внешнему магнитному полю модели, как безграничный по падению пласт большой мощности с произвольно ориентированной верхней кромкой, простая антиклинальная или синклиальная складки, включающие маркирующий горизонт большой мощности и неоднородно намагниченный пласт малой мощности с нелинейно изменяющейся намагниченностью на конечном интервале его длины. Возможность решения обратной задачи по трансформантам, вычисляемым неформализованными методами, достигается путем включения параметров трансформации в нелинейный оператор F , содержащийся в уравнении (4). Как показывает опыт, хорошие результаты при этом получаются не только при работе с выделенными высокочастотными магнитными аномалиями, но и при подавлении их, когда они рассматриваются как помехи. Материалы, подтверждающие вышесказанное, здесь не приводятся. Однако их легко увидеть при знакомстве с программой на ЭВМ, поскольку она снабжена соответствующим демонстрационным примером. Кроме того, эта программа имеет встроенную инструкцию по эксплуатации.

Как правило, результаты решения обратной задачи магнитного потенциала в нелинейной постановке дают представление о положении в разрезе моделей, аппроксимирующих аномалисообразующие объекты, до-

* Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наук. думка, 1978.

статочны схематично. Чтобы перейти к более «геологическому» решению, в интерпретационную систему включена программа решения линейной обратной задачи магнитного потенциала. Аппроксимация аномалиеобразующих источников в данной программе осуществляется с помощью двухмерных горизонтальных призм произвольного сечения. Аналитическое выражение поля ΔT совокупности горизонтальных призм произвольного сечения, полученное автором, имеет вид*

$$\Delta T = c \sum_{j=1}^n J_{xzj} \sum_{i=1}^{k_j} \sin b_{ji} \{ \cos(\epsilon_j + 2\alpha_{ji}) \arctg[(x - \xi_{ji}) / \zeta_{ji}] - 0,5 \sin(\epsilon_j + 2\alpha_{ji}) \ln[(x - \xi_{ji})^2 + \zeta_{ji}^2] \}; \quad (7)$$

$$c = 0,5 \mu_0 \sin(i_j) \sin(I) / (\sin(\varphi_j) \sin(\varphi_0));$$

$$\epsilon_j = 90^\circ - \varphi_j - \varphi_0,$$

где μ_0 — абсолютная магнитная проницаемость; i_j и I — углы наклона векторов намагниченности j -ой призмы и современного магнитного поля ΔT_0 ; φ_j и φ_0 — проекции этих углов на плоскость XOZ ; J_{xz} — намагниченность j -й призмы; α_{ji} — биссектриса i -го угла j -ой призмы; ξ_{ji} и ζ_{ji} — прямоугольные координаты i -го угла j -ой призмы; b_{ji} — i -ый внутренний угол j -ой призмы; n — количество призм; k_j — количество угловых точек в j -ой призме.

Положение призм в разрезе и их конфигурация задаются на основе решений нелинейной обратной задачи и существующей априорной информации о геологическом строении изучаемых площадей или площадей с близким геологическим разрезом. Далее задача сводится к решению операторного уравнения (2) и выполняется аналогично изложенному выше.

Все рассмотренные программы являются универсальными и могут быть использованы при решении самых разнообразных геологических задач по материалам магнитных съемок. Последняя же из представленных в системе программ имеет достаточно узкую направленность.

Программа изучения изменчивости магнитных свойств пород платформенного чехла по латерали. Идея данной программы основана на теоретических представлениях о природе магнитных аномалий типичных объектов платформенного чехла, суть кото-

рых сводится к тому, что малоамплитудные магнитные аномалии, регистрируемые высокоточной аэромагнитной съемкой в пределах известных пликативных дислокаций платформенного чехла, обуславливаются в основном наличием закономерной латеральной изменчивости осадочных пород. Это изменение может быть аппроксимировано кусочно-линейной функцией. Для изучения изменчивости магнитных свойств в данной программе используется горизонтальная производная наблюденного поля, вычисляемая с помощью процедур, изложенных выше. Основные преимущества при этом заключаются в возможности перехода от кусочно-линейного закона изменения магнитных свойств осадочных пород к кусочно-постоянному, а также в более четкой локализации магнитных аномалий источников, не являющихся пликативными дислокациями пород платформенного чехла.

Особенность данной программы — включение в нее элементов решения обратной задачи магнитного потенциала как в линейной, так и в нелинейной постановках. Достигается это путем применения рассмотренных функционалов (3, 5). В результате использования данной программы получают графики изменения «эффективной» намагниченности пород платформенного чехла, анализ которых позволяет наметить участки, перспективные на содержание углеводородов. Наиболее рационально для выделения таких участков привлечение всего комплекса программ, включенных в интерпретационную систему. Один из примеров эффективности такого рода подхода будет изложен ниже.

Некоторые результаты опробования интерпретационных программ системы на материалах аэромагнитной съемки. Эффективность использования данной системы иллюстрируется результатами интерпретации материалов магнитной съемки, проведенной Ленинградской геофизической экспедицией при изучении Терско-Каспийского объекта (Северный Кавказ).

На рис. 1 показано последовательное использование трех интерпретационных программ для построения геомагнитного разреза изучаемой площади. Рис. 1, а, б демонстрирует результаты решения обратной задачи магнитного потенциала при аппроксимации разреза совокупностью пластовых тел большой мощности. Для многих известных интерпретационных программ эти результаты являются конечными. Вместе с тем, в связи с известной неединственностью решения некорректных обратных задач имеет смысл продолжить изучение геомагнитного разреза на основе других составляющих магнитного поля. В данном случае на

* Горячев Ю. П. Геологическое истолкование магнитных полей платформенного чехла с учетом литолого-фациальных неоднородностей структур. Автореферат диссертации... — Ленинград, ЛГИ, 1987.

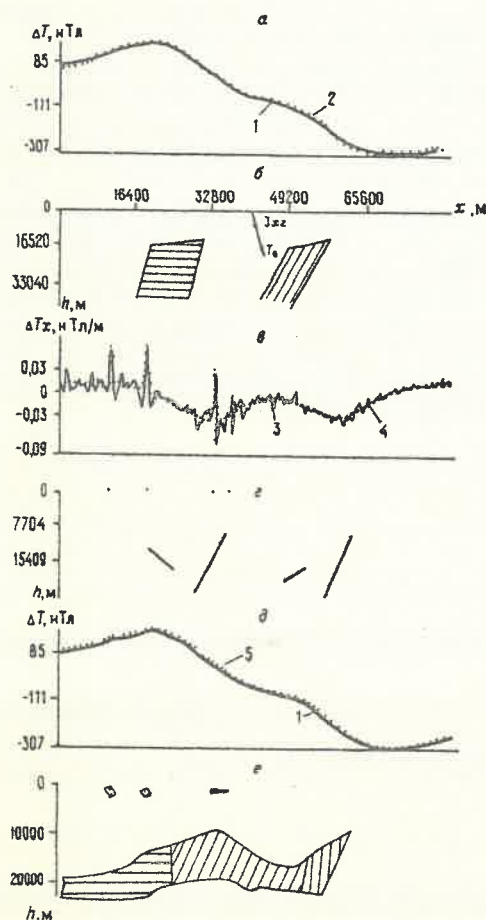


Рис. 1. Обработка данных по маршруту 1827, Северный Кавказ:

а, б, в, г — результаты решения обратной задачи в нелинейной постановке: 1 — наблюдаемое поле ΔT , 2 — подобранное поле ΔT от совокупности пластов большой мощности, 3 — график ΔT_x исходного поля, 4 — подобранные значения ΔT_x от совокупности маломощных пластин; д, е — результаты решения обратной задачи в линейной постановке: 5 — подобранное магнитное поле от совокупности тел призматической формы

рис. 1, в, г представлены результаты решения обратной задачи по первой горизонтальной производной наблюдаемого магнитного поля, вычисляемой с помощью программы трансформации, имеющейся в данной системе. Аппроксимация геомагнитного разреза в соответствии с известными для такого случая представлениями осуществляется с помощью совокупности маломощных пластин. Анализ распределения в разрезе вышеназванных сингулярных источников и учет известной эквивалентности внешних магнитных полей источников различной геометрии позволяют перейти к построению «геологического» геомагнитного разреза, используя в качестве аппроксимационных моделей совокупность горизонтальных призм произвольного сечения.

Результаты решения обратной задачи

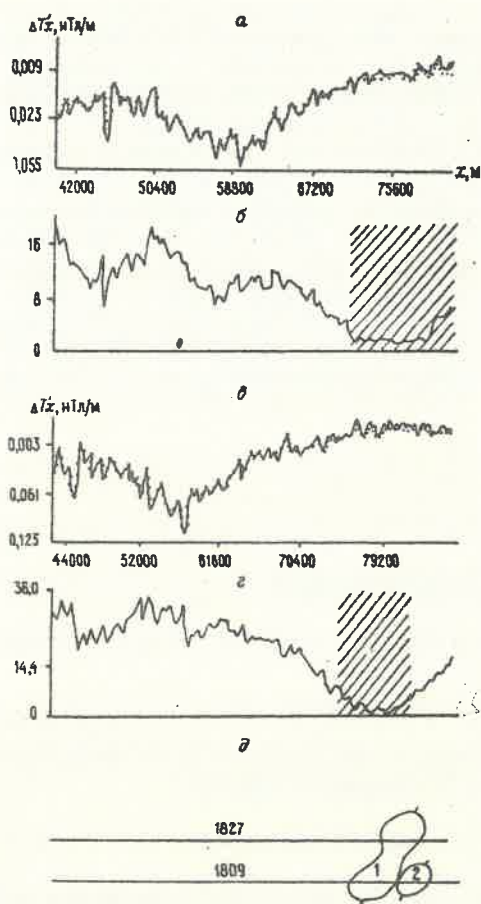


Рис. 2. Результаты обработки аэромагнитных маршрутов 1827 и 1809, Северный Кавказ:

а, в — исходные и теоретические значения горизонтальной производной магнитного поля; б, г — вычисленные значения «эффективной» намагниченности пород платформенного чехла; д — плановое положение маршрутов и платформенных структур: 1 — Южно-Березовской, 2 — Березовской

магнитного потенциала в линейной постановке приведены на рис. 1, д, е. Как видно из этих материалов, кровля магнитных пород фундамента имеет заметную тенденцию к воздыманию в северном направлении. В районе 12—32 км магнитные породы фундамента осложнены антиклинальной складкой. В случае унаследованного строения разреза перекрывающих осадочных пород здесь могут формироваться локальные антиклинальные структуры, а также неструктурные (зоны выклинивания) ловушки углеводородов. Отсутствие магнитных пород в северной части профиля, которые до этого закономерно воздымались, соответствует классическим представлениям о наличии здесь крупной антиклинали. Весьма вероятно, что к ней могут быть также приурочены локальные структуры платформенного чехла. Для поисков пликтивных дислокаций платформенного чехла служит специальная

интерпретационная программа. С ее помощью можно получить сведения о закономерностях изменения «эффективной» намагниченности пород платформенного чехла. Согласно существующим представлениям, пликативные дислокации ассоциируются с участками пониженных значений «эффективной» намагниченности. Как видно из результатов обработки по этой программе северной части рассмотренного профиля и профиля, ему параллельного, границы (рис. 2, б, г) относительно пониженных значений «эффективной» намагниченности осадочных пород достаточно близко совпадают с конту-

рами известных антиклинальных структур платформенного чехла (см. рис. 2, д).

Помимо представленных, имеются примеры успешного применения системы при интерпретации материалов высокоточных аэромагнитных съемок, проводимых на севере Западно-Сибирской плиты, в т. ч. при картировании структурно-литологических ловушек и расчленении разреза платформенного чехла. В Ростовской области с ее помощью проводились поиски ловушек углеводородов, приуроченных к рифовым объектам. И наконец, отдельные программы системы использовались при решении задач рудной геофизики в Карелии.

Дискуссии

УДК 553.98 (571.1)

© А. Н. Шарданов, 1993

Зональность размещения скоплений нефти и газа в Западной Сибири

А. Н. ШАРДАНОВ (ИГРГИ)

Концепция генерации и аккумуляции УВ во многом определяет представления о закономерностях их размещения и методику поисково-разведочных работ. Многолетние исследования геологов, геохимиков, гидрогеологов и других специалистов с целью обоснования образования промышленных скоплений УВ за счет рассеянного ОБ осадочных пород не увенчались успехом. Вместе с тем, обоснована практическая нереальность региональной латеральной миграции УВ, способствующей формированию их промышленных залежей.

Анализ многочисленных данных позволяет говорить о формировании промышленных скоплений УВ в осадочном чехле за счет их восходящей эмиграции по субвертикальным флюидопроводящим каналам [5, 11]. В богатых нефтегазоносных областях значительная часть осадочного чехла, от фундамента до верхних наиболее мощных, не осложненных разрывами глинистых или эвапоритовых покрышек, содержит скопления УВ в каждой ловушке, связанной с флюидопроводящими путями. Залежи УВ как бы нанизаны на динамически напряженные зоны разломов или трещиноватости в виде елочки. Скопления УВ, зоны перехода под ВНК и ВГК и зоны рассеяния над залежами образуют колонны или конусы, заполненные концентрированными в кол-

лекторах и рассеянными в глинах углеводородами и другими флюидами. В результате детального изучения разреза мезозойских отложений Западной Сибири обнаружено по 30—40 залежей на одной площади практически без водоносных промежуточных пластов [8]. Нередко весь разрез от юры до сеномана — турона (основного экрана) оказывается продуктивным. В альпийских складчатых областях непосредственная связь скоплений УВ с разломами установлена на заре становления нефтяной промышленности. Позднее это явление было подтверждено на молодых и древних платформах, а в последние годы не только на положительных структурах, но и на их склонах, в грабенах, синклиналях (Предкавказье, Западная Сибирь и другие регионы). В Волго-Уральской провинции, которая в большинстве районов разбурена до фундамента, месторождения приурочены к разломам, разделяющим блоки фундамента. Можно считать доказанным, что здесь залежи нефти по всему разрезу чехла имеют единую генетическую природу (К. Б. Аширов, 1990). С помощью спорово-пыльцевых комплексов выявлена вертикальная миграция флюидов по зонам разломов через осадочный чехол от фундамента до самых верхних продуктивных горизонтов [6].

Вдоль динамически напряженных флюи-

допроводящих зон прослеживается аномальное преобразование пород с включениями вторичных минералов, в т. ч. глубинных, вплоть до мантийных. К. Р. Чепиковым и др. [9] впервые показано, что промышленные скопления нефти в коллекторах формируются только после образования в них метабазитических минералов, связанных с высокотемпературными гидротермальными процессами. А. Е. Лукин (1989) генезис вторичных коллекторов Днепровско-Донецкой впадины и других регионов рассматривал в связи с гидротермальной деятельностью. Основные газовые и газоконденсатные залежи в данной впадине приурочены к вторичнопорovým песчаным и трещинно-кавернозным карбонатным коллекторам нижнего карбона. Залежи отличаются парагенезом скоплений УВ с высокотемпературной карбонатно-сульфидно-твердобитумной минерализацией глубинного характера.

Для регионального катагенетического преобразования осадочных пород и рассеянного в них органического вещества необходимо их погружение в течение десятков и сотен миллионов лет. Вместе с тем, независимые данные свидетельствуют о геологической кратковременности процесса формирования УВ скоплений. В глубоких залежах УВ отмечены существенные превышения флюидных палеотемператур над фоновыми региональными. Установлено также, что с внедрением глубинных флюидов связана гидрогеологическая инверсия, т. е. появление под высокоминерализованными пластовыми водами термальных высоконапорных гидрокарбонатных газонасыщенных вод. С глубиной наблюдается смена традиционных типов залежей, ловушек, коллекторов новыми типами. Известны залежи, связанные с вторичными коллекторами, образованными в результате тектонических, гидро-, флюидоразрывных, гидротермальных и других процессов метабазита.

Размещение молодых скоплений УВ зависит не только и не столько от мощности осадочного чехла, сколько от интенсивности тепловых потоков, направленности и активности вертикальных тектонических движений. В областях новейших и современных воздыманий с повышенной интенсивностью теплового потока распространены главным образом газовые и газоконденсатные залежи (Ставропольский, Астраханский, Центральнотерракумский своды, Ростовский выступ, Амударинская синеклиза, восток Днепровско-Донецкой впадины и др.). В областях, испытывающих воздымание с мезозоя или начала кайнозоя, при наличии хороших экранов сохраняются нефтяные залежи (Припятская впадина, своды и валы Волго-Уральской антеклизы), а при их отсутствии

формируются высоковязкие и неподвижные нафтиды. В активных современных впадинах типа Южно-Каспийской отмечается импульсное внедрение глубинных флюидов преимущественно в виде газоконденсатов. По периферии таких впадин, где наблюдается интенсивное воздымание структур с активными разломами и нарушенными экранами, развиты газонефтяные скопления, что связано с дифференциацией и потерей газовой фазы. В центре, на западе и северо-востоке Прикаспийской впадины, где имеются надежные экраны пермских эвапоритов и где ощутимые воздымания начались лишь в плейстоцене, сохранились богатейшие газоконденсатные залежи. На востоке и юго-востоке Прикаспийской впадины преобладают нефтегазовые скопления, а в Южно-Эмбинской области УВ проникли в надсолевые толщи и даже на земную поверхность, что связано с началом воздыманий еще в конце плиоцена и большой степенью нарушенности пермского соляного экрана разломами и соляной тектоникой.

В Западной Сибири к северу от Сибирских увалов преобладают крупнейшие газоконденсатные залежи. Эта часть плиты в плиоцене — антропогене испытывала неоднородные воздымания и опускания. Земная кора здесь менее мощная, под поверхностью Мохо фиксируется огромный астенолит. Активный глубинный газопоровый поток продолжается здесь и в настоящее время, что способствует зональному разуплотнению пород, развитию диапиризма и АВПД, зон потери корреляции на сейсмограммах, выходу газа на поверхность. Южнее Сибирских увалов мощность коры возрастает. Область Широкого Приобья в новейшую эпоху не испытывала заметных воздыманий. Геодинамические процессы здесь стабильнее, чем на севере, но относительные подвижки отдельных блоков, по-видимому, происходили. Залежи УВ в конце новейшей эпохи частично потеряли газовую фазу, а современный глубинный подток УВ значительно слабее, чем в северных районах. Итак, можно полагать, что газовые и газоконденсатные залежи формируются главным образом в зонах плиоцен-антропогеновой глубинной эмиграции флюидов при наличии надежных экранов. Зоны АВПД приурочены к областям активного современного притока флюидов. На основании геофизических исследований установлена генетическая связь рельефа земной поверхности, мощности и структуры фанерозойского осадочного чехла, мощности и характера консолидированной коры со структурой границы Мохо и состоянием верхней мантии (Е. В. Артюшков, 1984). На примере впадин, окаймляющих Восточно-Европейскую

платформу, В. В. Белоусовым и Н. И. Павленковой (1989) показана зависимость их развития от особенностей верхней мантии.

Данные сейсмических исследований свидетельствуют о том, что современные впадины с мощным осадочным чехлом возникли в фанерозое над древними — протерозойскими или палеозойскими — рифтами. В молодых впадинах фиксируется и мезозойско-кайнозойский рифтогенез. По материалам геотектонических исследований рифтогенез обусловлен активизацией верхней мантии, выделением и ростом мантийных диапиров. Все это приводит к деструкции, утонению консолидированной коры, ее обрушению, формированию вначале грабенообразных рифтовых, а затем надрифтовых синеклизных впадин. Активизация астеносферы и деструкция земной коры способствуют выносу энергии, а также глубинных флюидов в виде расплавов, высокотемпературных газопоровых флюидных смесей. На определенных этапах развития астенолитов происходит глубинная эмиграция флюидов, содержащих углеводороды. Где генерируются и в каком виде УВ поступают в осадочный чехол пока неясно, но можно предположить, что образуются они, скорее всего, при активизации астеносферы и поступают в земную кору в составе высокотемпературных флюидных смесей под высоким давлением. Углеводороды представлены преимущественно метаном с разной примесью тяжелых компонентов. В коре с постепенным падением давления и температуры из флюидов выделяется жидкая фаза, которая достигает осадочного чехла в областях сильно раздробленной и утоненной консолидированной коры по флюидопроводящим разломам. В таких областях в чехол поступают углеводородные флюиды типа первичных газоконденсатов. В областях с менее раздробленной и более мощной консолидированной корой чехла достигает в основном лишь газовая метановая фаза. Во впадинах, где в осадочный чехол поступают газоконденсаты, ловушки в зависимости от их размещения, гипсометрического положения и надежности экранов содержат залежи УВ различного фазового состояния и степени гипергенного преобразования — от газоконденсатных, газонефтяных, нефтяных, газовых до высоковязких нефтей и твердых битумов [11].

Не во всех впадинах с достаточно мощным осадочным чехлом имеются промышленные скопления УВ. В нефтегазоносных впадинах лишь около 30 % подготовленных структур содержат залежи УВ. Опыт прогнозирования и методика поисковых работ, базирующихся на органической концепции генезиса УВ, не позволяют повысить их успешность. Вместе с тем, альтернативная концепция

глубинного генезиса УВ, их вертикальной эмиграции по флюидопроводящим каналам и аккумуляции в разнообразных первичных и вторичных коллекторах и ловушках, расположенных на путях миграции флюидов, дает возможность наметить закономерности размещения промышленных скоплений УВ в осадочном чехле.

Региональный прогноз УВ может основываться на выявлении таких осадочных бассейнов, где верхняя мантия испытала существенную активизацию с развитием зоны мантийных диапиров, обусловивших прогрев и частичную деструкцию земной коры, интенсивный флюидомассоперенос в осадочный чехол по зонам глубинных разломов. Накоплению и сохранению промышленных залежей УВ способствуют значительная мощность осадочного чехла, наличие в его разрезе горизонтов или массивов коллекторов с надежными экранами. Наиболее перспективны осадочные бассейны, в которых активизация астеносферы происходила в новейшую эпоху, а местами продолжается и на современном этапе. Перспективность последовательно уменьшается для областей альпийской, киммерийской, герцинской, каледонской эпох геодинамической активизации. При этом в областях древней активизации могут сохраняться главным образом твердые битумы или высоковязкие нефти, в более молодых областях сохранность залежей УВ зависит от их глубины, надежности покровов, степени дислоцированности чехла. Бассейны, претерпевшие общую инверсию и складчатость, малоперспективны. Более перспективны впадины, где складчатость, частная инверсия развиваются вдоль зон глубинных разломов при сохранности верхних надежных экранов.

Зональный прогноз должен быть нацелен на установление путей глубинной эмиграции флюидов, которые тяготеют к зонам глубинных разломов и их ответвлений. Из признаков глубинной эмиграции наиболее показательны современный тепловой поток, а также зональный метазенез, гидротермальная деятельность, гравитационные, магнитные, геохимические и другие аномалии. Одним из важных критериев служит современная геодинамическая активность [10], которая в наибольшей степени приурочена к глубинным разломам, а также зонам планетарной трещиноватости на активизированных блоках земной коры. Задача локального прогноза заключается в выявлении перспективных площадей на выделенных линиях зонального прогноза. К таким площадям относятся участки пересечения продольных и поперечных разломов, а также участки разветвления, резкого изменения простираения и основных характери-

стик разломов, к которым зачастую приурочены локальные структуры, диапиры, грязевые вулканы и другие природные аномалии.

Размещение скоплений углеводородов, ресурсы и фазовое состояние зависят от ряда факторов, и только их комплексный анализ может приблизить к решению этой проблемы. Основой такого анализа в большинстве исследований служит изучение тектоники осадочного чехла. Тектоническое районирование Западной Сибири производилось по структуре плитного комплекса (юра — антропоген). Однако обнаружение залежей УВ в подстилающих образованиях обязывает учитывать особенности разреза и историю формирования всего осадочного чехла фанерозоя, а также строение поверхности древнего кристаллического фундамента и развитие верхней мантии.

Комплексный анализ геолого-геофизической и космической информации с учетом новейшей геодинамики позволил уточнить расчленение осадочного чехла и тектоническое районирование по разработанному ранее принципам [12]. В отличие от господствующей концепции нами к осадочному чехлу относятся нескладчатые, а также складчатые комплексы, не утратившие вследствие метаморфизма основных генетических характеристик осадочной породы. С этой позиции к фундаменту отнесены добайкальские и байкальские метаморфизованные комплексы. Осадочный чехол делится на складчатую, параплатформенную и платформенную структурно-формационные системы. Последние расчленяются на структурно-формационные комплексы, соответствующие основным эпохам тектогенеза. Параплатформенная система на большей части Западно-Сибирской плиты включает байкальский, каледонский и герцинский комплексы. Вдоль Урала, а возможно, и в зонах древних рифтов эти комплексы настолько дислоцированы, что местами их можно сопоставлять со складчатыми. Платформенная система объединяет тафрогенный и плитный комплексы, соответствующие киммерийской (пермотриас) и альпийской эпохам.

Плита расчленена на 15 тектонических областей (рис. 1), которые отличаются по мощности, формационному составу и степени дислоцированности осадочного чехла; новейшей и современной геодинамике; характеру гравитационного и магнитного полей; интенсивности тепловых потоков; мощности литосферы, консолидированной коры и параметрам верхней мантии; направленности и масштабам линейных и площадных элементов ландшафта, дешифрируемых на космических снимках; типу и расчлененности рельефа. Размещение и ресурсы углеводородов, их фазовое состояние, физико-хи-

мический состав, кроме перечисленных факторов, тесно связаны с тектоническими особенностями региональных областей [12].

Древние платформы имеют блоковое строение, которое хорошо прослеживается через сравнительно маломощный осадочный чехол. На молодых плитах чехол значительно толще, его верхние слои зачастую слабо нарушены высокоамплитудными разломами, хотя практически повсеместно осложнены флексурами и не везде заметными зонами трещиноватости. Большинство молодых плит изучены не только по плитным, но в значительной мере по тафрогенным и параплатформенным комплексам и даже по кристаллическому фундаменту. Это позволяет утверждать, что фундамент и осадочный чехол древних и молодых плит осложнены сериями ортогональных и диагональных глубинных (мантийных) и коровых разломов и, следовательно, имеют блоковое строение, которое определяет мощность, формационный состав и структуру осадочных пород. Поэтому структурно-формационное районирование плит не должно ограничиваться выделением пликативных структур плитного комплекса — впадин, прогибов, антеклиз, сводов и т. п. Необходимо районирование на основе изучения разломной тектоники и блоковой структуры фундамента и чехла. Только такой подход позволит понять особенности формирования, структуры и фациального спектра пород чехла, а также закономерности размещения полезных ископаемых осадочного и эндогенного генезиса.

Анализ выделенных [12] тектонических областей показывает, что практически все они ограничены глубинными разломами в основном ортогонального, а также диагонального направления. Области, в свою очередь, осложнены разломами меньшего ранга. Характерно, что если области ограничены преимущественно ортогональными разломами, то, как свидетельствуют данные дешифрирования аэрокосмической информации, детальных сейсмических исследований и бурения, локальные структуры в значительной степени осложнены диагональными разрывами или зонами трещиноватости. Эти особенности следует учитывать при разработке залежей УВ. Взбросы, надвиги и сцементированные зоны разрывов могут служить экранами для скоплений УВ, а активизированные зоны растяжения отличаются устойчивыми повышенными дебитами скважин. Вместе с тем, подвижные зоны разломов могут вызвать смятие колонны скважин.

Ряд геологов-нефтяников считают, что для установления закономерностей размещения скоплений нефти и газа недостаточно знать историю образования, особенности структуры и литофаций осадочного чехла. Необходимо изучение строения всей земной

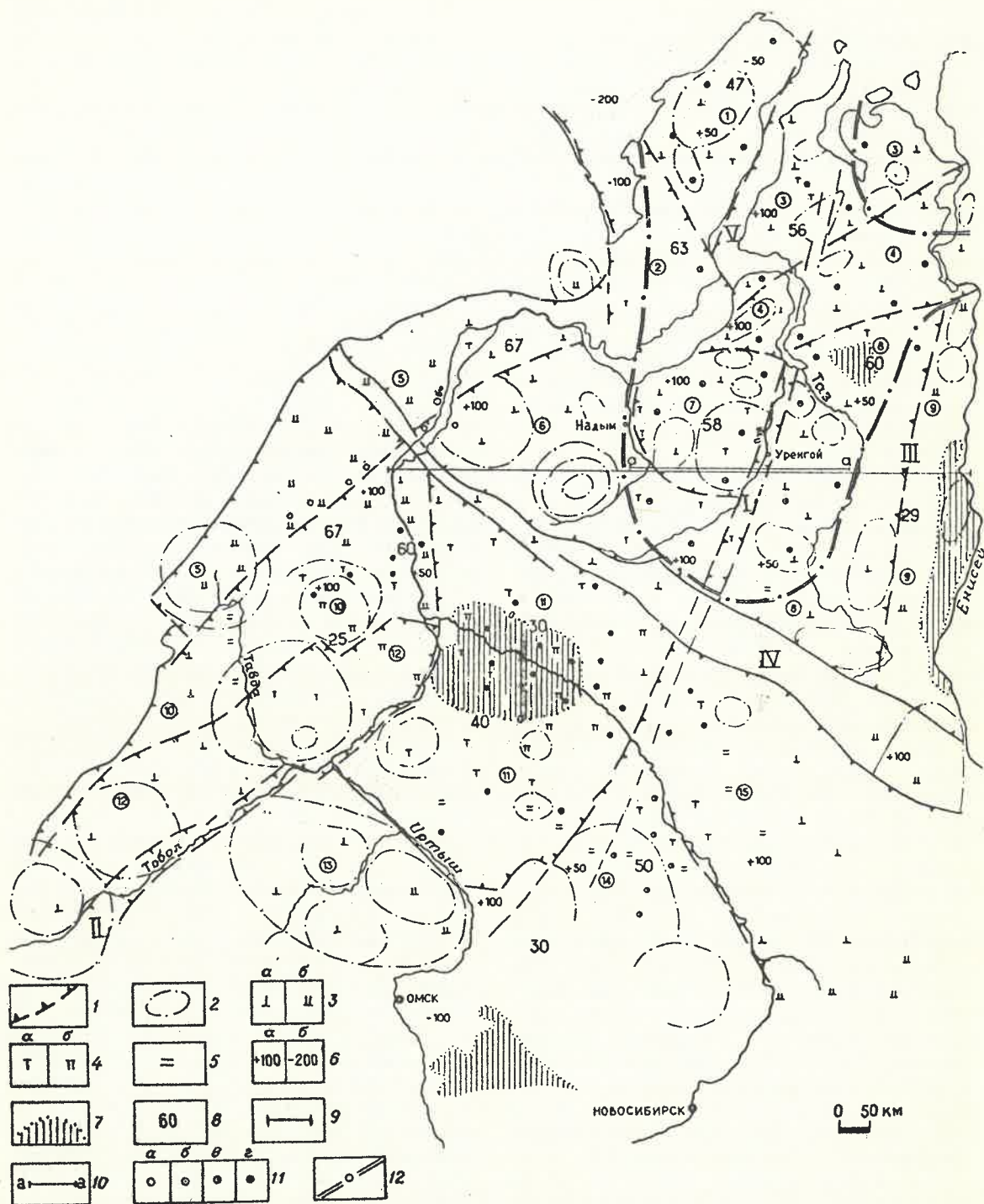


Рис. 1. Тектоническое районирование и зональность размещения скоплений углеводородов по фазовому состоянию:

1 — границы основных тектонических областей и рифтовых зон; 2 — округлые, дуговые элементы ландшафта тектонической, магматической и другой генетической природы; интенсивность четвертичных и современных движений: 3 — воздымания (а — умеренные, б — активные), 4 — прогибания (а — умеренные, б — активные), 5 — зоны стабилизации; 6 — суммарные размеры новейших воздыманий (а) и погружений (б), м; 7 — зоны новейших погружений до 100 м; 8 — интенсивность современного глубинного теплового потока, мВт/м²; 9 — линия геотраверса ГСЗ от Березово до Усть-Мая; 10 — участок геотраверса ГСЗ, где прослежен Уренгойский астенолит; 11 — скопления УВ (а — газовые, б — газоконденсатные, в — газы с нефтяными оторочками, г — нефтегазовые, д — нефтяные); 12 — граница зоны повышенной газонасыщенности осадочного чехла; основные тектонические области (цифры в кружках): 1 — Ямальная, 2 — Байдарская, 3 — Гыданская, 4 — Усть-Енисейская, 5 — Приуральская, 6 — Надымская, 7 — Уренгойская, 8 — Тазовская, 9 — Приенисейская, 10 — Шаимская, 11 — Ляминско-Юганская, 12 — Кондинская, 13 — Иртышская, 14 — Васюганская, 15 — Тымская; основные зоны линейных региональных структур: I — Колтогорско-Уренгойская, II — Тобольский рифт, III — Худосейская зона разломов, IV — Сибирские увалы, V — грабен (уступ) Обской губы

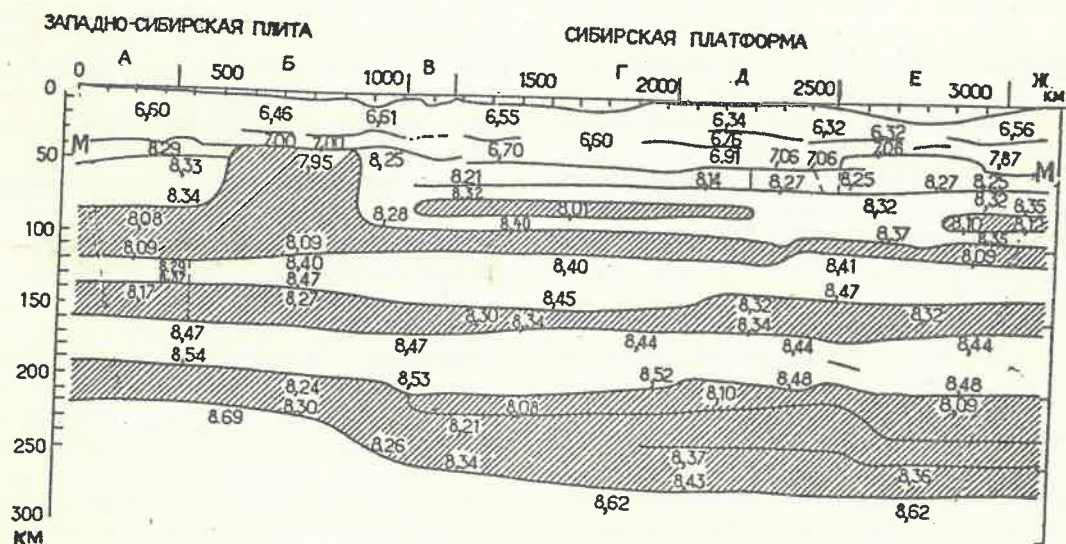


Рис. 2. Схематический разрез верхней мантии по профилю ГСЗ Березово — Усть-Мая (По А. В. Егоркину, С. К. Зюганову, Н. М. Чернышеву, 1984) :

А — Приуральское поднятие; Б — Обь-Тазовская синеклиза; В — Приенисейское поднятие; Г — Тунгусская синеклиза; Д — Мирнинская седловина; Е — Вилуйская синеклиза; Ж — Алданский щит; цифры на разрезе — скорость сейсмических волн, км/с; штриховкой выделены зоны пониженных скоростей

коры и верхней мантии, прежде всего, ее астеносферы, а также новейшей геодинамики и геотермических особенностей осадочных бассейнов. Для решения названных и других проблем в нашей стране проводились глубинные сейсмические зондирования земной коры и верхней мантии при длине годографов до 3300 км. К 1984 г. наблюдения выполнены на профилях протяженностью 30 000 км, причем около 25 000 км обследованы в Сибири [4]. Полученные данные говорят о слоисто-блоковой структуре земной коры. В подкоровых сферах блоковая структура литосферы и мантии существенно затухает, но в ряде регионов секущие разломы и сейсмофокальные зоны прослеживаются и в верхней мантии до глубины 700 км.

К наиболее детально изученным геотрансверсам относится субширотный профиль, Березово — Усть-Мая, пересекающий север Западной Сибири и Сибирскую платформу. В Западной Сибири профиль имеет протяженность около 1100 км (рис. 2).

Здесь в верхней мантии выделяются три слоя аномальной разуплотненной мантии (волноводы). Нижний слой находится примерно в интервале 190—220 км, средний — 136—161 км. Верхний слой обладает сложным строением, в его центре (между реками Надым и Таз, т. е. на протяжении 420—430 км) установлен крупный астенолит, подошва которого на западе залегает на глубине около 120 км, а на востоке поднимается до 110 км. Кровля астенолита достигает поверхности Мохо на глубине 34—36 км, т. е. его мощность около 80 км. Следовательно, общая мощность

аномальной мантии в междуречье Надым — Таз 135 км. Западнее этого участка мощность верхнего слоя астеносферы уменьшается до 33 км, а восточнее — до 20 км. Скорость продольных волн v/p в кровле астенолита 7,95 км/с, а на смежных участках профиля в неактивизированной мантии под поверхностью Мохо она составляет 8,20—8,29 км/с. По расчетам специалистов, температура в кровле астенолита на уровне Мохо может достигать 800—900°C.

Примечательно, что именно над этим крупнейшим астенолитом, условно названным Уренгойским, размещаются такие месторождения, как Медвежье, Ямбургское (на западе), Уренгойское (в центре), Береговое, Южно-Пырейное, Южно-Русское и др. (на востоке, в междуречье Пур — Таз). К югу от описанного профиля ГСЗ преимущественно газовые и газоконденсатные скопления развиты лишь до Сибирских увалов, причем зона крупных скоплений газовых флюидов в этом направлении постепенно суживается и возрастает число скоплений жидких УВ. К северу от профиля зона преимущественно газовых и газоконденсатных месторождений расширяется, охватывая по-прежнему Ямал, заходя в Енисей-Хатангский прогиб. Крупные газовые и газоконденсатные скопления сосредоточены на пересечении региональных глубинных разломов, протягивающихся вдоль плиты субмеридионально (Колтогорско-Уренгойского и Часельского рифтов, Обской губы и др.), а также диагонально, в северо-западном (зоны Нурминского, Южно-Ямального валов, вдоль ниж-

него течения р. Таз и др.) и северо-восточном (вдоль Усть-Енисейской области) направлениях. Именно на пересечении глубинных разломов отмечается максимальная мощность фанерозойского осадочного чехла (16—20 км), а также подъем поверхности Мохо до 34—35 км, существенное сокращение толщины гранитного слоя, активизация новейших тектонических движений и интенсификация глубинного теплового потока (60—63 мВт/м²).

Учитывая общую геолого-геофизическую ситуацию, можно предположить, что Уренгойский астенолит простирается далеко на север вдоль зон глубинных разломов (Колтогорско-Уренгойской зоны и Обской губы) через Карское море (возможно, с перерывом в зоне Северо-Карского мегавала) до желоба Святой Анны. Это подтверждается уменьшением мощности земной коры в Карском море до 28 км, повышенным тепловым потоком на п-ове Ямал, интенсивными новейшими и четвертичными движениями. Характерно, что повышенная газонасыщенность пластовых вод в Западной Сибири фиксируется севернее Сибирских увалов (см. рис. 1), примерно вдоль предполагаемого Уренгойского астенолита, вплоть до п-ова Ямал и западной части Гыданского полуострова [2]. На севере Западной Сибири в зоне Уренгойского астенолита, хотя процесс деформации земной коры здесь, возможно, приостановился, активная глубинная эмиграция газоконденсатных флюидов продолжается, что обеспечивает аномальные пластовые давления, высокую газонасыщенность пластовых вод и сохранение уникальных газовых и газоконденсатных залежей.

Анализ геологического развития плиты, а также новейших и современных движений, структуры чехла, коры и верхней мантии, уровня глубинных тепловых потоков, степени катагенных и гипергенных преобразований, роли метатекнеза, физико-химического состояния скоплений УВ южнее Сибирских увалов и сравнение ее с северными районами и другими нефтегазоносными бассейнами страны и мира позволяет предположить, что последняя активизация верхней мантии с образованием астенолитов и мантийных диапиров завершилась здесь в апте — позднем мелу. В течение палеогена — неогена происходило затухание глубинной эмиграции тепловых потоков, флюидов, гидротерм. Сформированные ранее скопления углеводородов дифференцировались по фазовому состоянию, плотности, теряли газовые фракции и легкие УВ, а поскольку их восполнение за счет глубинной эмиграции сокращалось, в южных районах плиты преимущественно возникали скопления жидких разностей УВ. Однако процесс поступ-

ления глубинного тепла и флюидов не прекратился, о чем свидетельствуют наличие газовых шапок, повышенные температура и газонасыщенность нефтей, связанных с зонами разломов (Самотлор, Красноленинский свод и др.).

Продолжающиеся подвижки и глубинная эмиграция флюидов по зонам нарушений подтверждаются существенным увеличением дебитов скважин в зонах разломов. Так, на Шушминской площади Шаимского свода основная добыча нефти из тюменской свиты приурочены к зонам разломов. По материалам ЗСГЭ ГП «Тюменьнефтегеофизика» (Л. Л. Трусков, 1991), высокопродуктивные скважины (до 20 т/сут) Южно-Шушминской площади, расположенные в зоне разломов, дали 79,3 % накопленной добычи нефти, причем суммарная площадь этой зоны составляет всего 9,4 % от общей площади месторождения. Сделан вывод о том, что высокая продуктивность приурочена к зонам, испытавшим тектоническое дробление и последующее вторичное изменение коллекторов в процессе метатекнеза и гидротермального преобразования. Трассирование тектонически напряженных зон опирается на данные сейсморазведки, ГИС и аэрокосмических исследований. Важно отметить, что эти зоны имеют диагональную перекрестную ориентировку, не подчинены общему зональному простиранию структур; по-видимому, их генетическая природа связана с планетарной трещиноватостью.

Не менее интересные данные получены на Талинском месторождении Красноленинского свода. Его разработка осложнена из-за неоднородности геологического строения и широкого диапазона изменения коллекторов продуктивного нижнеюрского шеркалинского горизонта, залегающего на породах фундамента. Различия пород, а также нефтей, пластовых температур и давлений генетически обусловлены вторичными процессами, подчиненными интенсивной разломной тектонике, которая обеспечивает проникновение глубинных флюидов, содержащих гелий, водород и CO₂. На месторождении выделено 79 разновозрастных разломов, 33 из которых активизировались в новейшее время, продолжают развиваться и в современную эпоху, причем именно с молодыми разломами связано 83 % наиболее высокопродуктивных скважин. Пластовые температуры, давления и содержание CO₂ в зонах «молодых» разломов выше, чем в зонах «старых». С этими явлениями связываются и резкие улучшения фильтрационно-емкостных свойств коллекторов вдоль разрывов. К «горячим» разрывам приурочены гидрогеологические инверсии (смена хлоридно-кальциевых вод на гидрокарбо-

натно-натриевые), разгазирование пластовых нефтей, повышение их плотности, появление свободной газовой фазы, а также более активный рост структур.

Детальные комплексные исследования Талинского месторождения (Р. А. Абдулин, 1991) показали, что ширина зон наиболее интенсивного дробления пород на уровне шеркалинского горизонта составляет 50—200 м, амплитуда 10—15 м. Эти субвертикальные зоны разрывов, по данным космических съемок, проявляются и на земной поверхности. Большая часть разрывов ориентирована диагонально, т. е. в северо-западном и северо-восточном направлениях; ортогональные системы имеют подчиненное значение. Частота встречаемости в шеркалинском горизонте в среднем составляет 1—2 разрыва на 1 км сейсмопрофилей; с зонами повышенной трещиноватости связаны наибольшие дебиты (до 308—345 м³/сут на 14—18-миллиметровых штуцерах. Исключительно высокая проницаемость пород шеркалинского горизонта связывается с зонами трещиноватости и воздействия глубинных гидротерм, насыщенных углекислотой, обеспечивающих формирование кавернозности и линз вторичных кварцевых песчаников.

К аналогичным выводам по ряду районов Западной Сибири пришли специалисты ВНИГРИ [2]. Ими установлено, что в результате периодического выноса глубинных флюидов с высоким содержанием CO₂ и других компонентов по зонам разломов формируются «карбонатные столбы», обладающие повышенной проницаемостью и аномальными пластовыми условиями, свидетельствующими о влиянии ювенильных парогазовых флюидов. Детальное изучение проницаемости и петрографии продуктивных горизонтов указывает на довольно редкое совпадение зон повышенной проницаемости со сводами локальных структур. Для многих структур характерно наличие линейных зон высокой проницаемости, занимающих различное положение по отношению к своду поднятия. Они располагаются на их склонах или протягиваются через все поднятие. Некоторые линейные зоны находятся между структурами. Степень выраженности линейной ориентировки этих зон зависит от глубины песчаных горизонтов; наиболее четко она проявлена в юрских отложениях. В вышележащих образованиях ориентировка сохраняется, но линейность постепенно расплывается и коллекторы все больше подчиняются контурам поднятий, занимая сводовые части структур. Наиболее хорошо это прослеживается в газоносных песчаниках сеномана северных районов, где

лишь на Ямбургской площади выявлена линейная субмеридиональная зона.

Возникновение наложенных линейных зон преобразованных коллекторов сопровождается изменением минеральных ассоциаций и состава пластовых вод. Однако гидрохимические аномалии сохраняются только в тех областях, где глубинная эмиграция гидротерм продолжается и в настоящее время или происходила недавно. Это относится к северным областям, а также Шаимскому и Красноленинскому районам. Так, в газовых залежах сеномана на севере аномальные воды резко отличаются от фонового состава вод подстилающих отложений повышенной минерализацией и высоким коэффициентом Na/Cl. Минерализация сеноманских вод на Тазовском и Медвеьем месторождениях в 2 раза, а на Уренгойском в 1,5 раза выше, чем в более глубоких горизонтах.

В одном из докладов на Кудрявцевских чтениях [7] была рассмотрена обоснованная модель абиогенного происхождения нефти в Западной Сибири. Отмечалось отсутствие зависимости размещения и фазового состояния залежей УВ от литофациального состава вмещающих отложений. Размещение газовых залежей в усть-тазовской серии мощностью 50 м под маломощными (1—2 м) невыдержанными покрывками можно объяснить лишь современным их формированием при вертикальной миграции. Доказана несостоятельность идеи образования газовых скоплений в процессе дегазации пластовых вод, т. к. пластовые воды вмещающих толщ недонасыщены газом; приведены и другие факторы, противоречащие органической концепции. Клиноформенные линзы ачимовской толщи накапливались в бассейне в сходных условиях, однако на севере в газоносной области развиты газоконденсаты, а южнее в нефтеносной — нефтяные скопления, причем залежи приурочены к зонам интенсивной разломной тектоники. На многих месторождениях севера на глубине 2—3 км в пластово-сводовых ловушках наблюдаются значительные колебания давления. Зачастую давление вблизи ГВК превышает таковое в своде. Эта неуровновешенность также подтверждает новейшее или, скорее, современное формирование залежей в неокме в процессе вертикальной миграции флюидов по разломам. В северных газоносных областях АВПД отмечается с глубины 2—3,5 км, в нефтеносных — с гораздо больших глубин. В изолированных нефтеносных песчаниках Приобского месторождения пластовые давления близки к гидростатическим, что свидетельствует о более раннем его образовании и уравнивании пластовых условий.

В северных газоносных областях небольшие нефтяные залежи фиксируются под более мощными экранами, чем газовые и газоконденсатные. А. Л. Наумов, Т. М. Онищук [7] этот «парадокс» объясняют большей миграционной способностью нефти. По-нашему мнению, это явление обусловлено современным активным глубинным подтоком флюидов, что компенсирует эмиграцию газовой фазы в вышележащие горизонты и атмосферу и обеспечивает сохранение объемов газовых флюидов под маломощными экранами. Жидкие же разности УВ, накапливающиеся в чехле в процессе дифференциации парогазовых флюидов, сохраняются и постепенно увеличиваются в объеме под более надежными экранами, которые для легких разностей не являются преградой.

По материалам опробирования высоко-разрешающей объемной сейсморазведки, в Западной Сибири [1] установлена высокая эффективность картирования малоразмерных ловушек сложного строения, мозаичных вторичных коллекторов баженовской свиты, зональных покрышек над залежами нефти в этой свите, а также зон разломов, служащих проводящими каналами залежей. Автор интерпретирует проводящие каналы как сейсмофации деструкции и гидротермального метасоматоза пород. Характерно, что в зонах, где разломы интенсивно нарушили баженовскую свиту и перекрывающие породы нижнего мела, свита не содержит вторичных коллекторов, не отмечается здесь залежей и АВПД. Если надежная покрышка в подачимовской свите не прорвана разрывами и они достигли лишь баженовской свиты, то флюиды и гидротермы образуют сначала вторичные пластовые резервуары, а затем залежи жильного типа, как на Салымской площади. Объемная сейсморазведка показала, что на последней палеорельеф фундамента в предъюрское время представлял собой всхолмленную поверхность с относительными превышениями до 700 м. Зонам высокоамплитудных выступов фундамента соответствуют отрицательные магнитные и гравитационные аномалии; по данным бурения, в фундаменте вскрыты гранитоиды. Высокоразрешающая объемная сейсморазведка позволяет надежно проследить зоны разломов как в осадочном чехле, так и в гранитах. Р. М. Бембель справедливо отмечает, что роль разломов и тектонической субвертикальной трещиноватости явно недооценивалась при нефтеразведочных работах, а отсутствие относительных смещений соседних блоков часто рассматривалось как отсутствие влияния разломной тектоники. Зоны предполагаемых разрывов, по данным дистанционных мето-

дов, необходимо картировать в недрах с помощью сейсморазведки.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Для осуществления обоснованного прогноза нефтегазоносности изучаемого региона, оконтуривания залежей по степени перспективности, оценки фазового состояния предполагаемых скоплений УВ по площади и разрезу необходим комплексный анализ ряда основных показателей. К ним относятся: время, границы, глубина и мощность активизированной верхней мантии (астеносферы); толщина консолидированной коры, структура поверхности Мохо; этапы активизации астеносферы в фанерозое; уровень интенсивности современного теплового потока в регионе исследования, этапы его активного проявления в фанерозое; степень интенсивности новейшей и современной геодинамики, направленность региональных тектонических движений; интенсивность современной эмиграции глубинных флюидов, их состав; АВПД и повышенная газонасыщенность пластовых вод по площади и разрезу.

Кроме того, составляются карты (схемы) современного тектонического районирования осадочного чехла с учетом его геологической истории и структуры кристаллического фундамента; карты (схемы) региональной, зональной и локальной разломной тектоники по материалам геолого-геофизических и дистанционных исследований с учетом глубинных тектонических процессов и планетарной трещиноватости; производится расчленение осадочного чехла (вплоть до кристаллического фундамента) на структурно-формационные системы и комплексы с выделением основных горизонтов коллекторов, региональных и локальных экранов УВ; строятся карты (схемы) распространения по площади и разрезу первичных — седиментационных и вторичных — тектонометасоматических коллекторов; карты (схемы) распространения типов ловушек и прогнозируемых скоплений УВ по их фазовому состоянию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бембель Р. М. Высокоразрешающая объемная сейсморазведка. — Новосибирск: Наука, 1991.
2. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристова, Е. Г. Бро и др. — Л.: Недра, 1976 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 361).
3. Гиршгорн Л. Ш. Строение осадочного чехла севера Западной Сибири по данным сейсмогеологического анализа: Автореф. дис... д-ра геол. — минер. наук. — М., 1989.
4. Егоркин А. В., Костюченко С. Л. Неоднородность строения верхней мантии // Глубинное строение территории СССР. М., 1991. С. 135—143.
5. Кропоткин П. Н. Дегазация Земли и генезис угле-

- водородов // Журнал Всесоюз. хим. общ-ва. 1986. Т. XXXI. № 5. С. 60—67.
6. *Медведева А. М., Аксенова А. Г.* Экспериментальное изучение переноса спор и пыльцы нефтью через пористую среду // Фазовые равновесия и миграция углеводородных систем. М., 1986. С. 101—104.
 7. *Наумов А. Л., Онищук Т. М.* Модель abiогенного происхождения нефти по материалам Западной Сибири // Исследования и разработки по неорганическому направлению нефтяной геологии. Л., 1989. С. 116—127.
 8. *Особенности разведки и освоения разнотипных залежей Западной Сибири / В. П. Балин, Р. Н. Медведский, И. И. Нестеров* // Геология нефти и газа. 1989. № 6. С. 2—10.

9. *Постседиментационные преобразования пород-коллекторов / К. Р. Чепиков, Е. П. Ермолова, Н. А. Орлова и др.* — М.: Наука, 1972.
10. *Современная геодинамика и нефтегазоносность / В. А. Сидоров, М. В. Багдасарова, С. В. Атанасян и др.* — М.: Наука, 1989.
11. *Шарданов А. Н.* Некоторые факторы образования и размещения скоплений УВ и критерии их прогноза // Сов. геология. 1990. № 10. С. 9—16.
12. *Шарданов А. Н.* Тектоническое районирование Западно-Сибирской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 2. С. 71—81.

Принята редколлегией 25 января 1993 г.

Из редакционной почты

УДК 550.2

© Б. Ф. Шарманов, 1993

Поправка в гипотезу

Б. Ф. ШАРМАНОВ

В потоке разнообразной информации промелькнула статья, в которой изложена новая гипотеза мироздания [3]. Таких гипотез немного и авторы всех их, начиная с И. Канта и П. Лапласа, известны по учебникам. Однако же тайна мироздания остается тайной и до настоящего времени.

В новой каволюционной гипотезе мироздания (КГМ) Большой взрыв, звездная и планетная космогония, образование Луны, праокеана, дрейф материков представляют как единая цепь взаимосвязанных явлений. Ничего подобного в предыдущих гипотезах не было, хотя причинная связь столь разноплановых событий безусловно должна быть и она есть: никакие события не совершаются без причины.

В основе КГМ — космогоническая концепция В. А. Амбарцумяна. Предполагается, что планеты поочередно «выстреливаются» из Солнца в виде солитонов — сгустков раскаленного вещества на расстояние r_0 и затем удаляются от него по спирали, описываемой, в первом приближении, формулой:

$$R_n = r_0 a^{ktn}. \quad (1)$$

Все планеты при выходе на самостоятельную орбиту практически за несколько часов принимают сферическую форму и образуют свои ядра с соответствующим уменьшением первоначального диаметра. По гипотезе профессора Астрономического института в Кембридже Р. Литтлтона, уменьшение радиуса Земли при образовании ядра составило 100 км. Раскаленное состояние Земли в

момент ее образования убедительно доказано в серии публикаций [2]. Возраст Земли по КГМ — 4,8 млрд лет, а репрезентативный ее возраст — 4,6 млрд лет, 0,2 млрд лет потребовалось для остывания до солидуса.

Формула (1) для Солнечной системы выражает закон планетных расстояний как функцию времени. Для всех других планет, кроме Марса, Венеры и Меркурия — это закон спутниковых расстояний. Константы, входящие в формулу, определены методами наименьших квадратов и последовательных приближений. При решении этой задачи я никогда не считал найденные значения констант окончательными и потому с глубоким удовлетворением воспринял публикацию Ю. С. Кононова [1], в которой он после незначительной корректировки констант выявил весьма интересные закономерности в соотношениях возрастов планет, определяемых по формуле (1). Однако и это уточнение нельзя считать окончательным, поскольку примененные в данном случае мощные математические методы не свободны от ошибок в исходных данных. Предлагается еще одна попытка уточнения констант.

В газетной статье В. Лаговского, составленной на уровне добротной научной публикации, содержится формула А. Злобина, которую он вывел при анализе геометрии древнейшей на Земле циклопической постройки Стоунхендж на юге Англии. Уникальность этой формулы заключается в том, что впервые в истории математики удалось найти соотношение между фундаментальными

ми постоянными: «пи», «е», «фи», «j». Такие сведения содержит это гигантское, построенное свыше 4000 лет назад, сооружение.

Оказалось, что формула А. Злобина входит, как патрон в патронник, в формулу (1) и определяемые при этом константы близки к тем, что установлены методом наименьших квадратов. Трансформированная формула выглядит так:

$$R_n = j\Phi / \pi(e - 1)^{\Phi n}, \quad (2)$$

а после подстановки числовых значений:

$$R_n = 0,1983 \times (1,7183)^{0,618}.$$

Здесь R_n — радиус-вектор n -объекта на спирали в а. е.,

$$\pi = 3,1416, e = 2,7183,$$

$\Phi = 0,6180$ — «золотая пропорция», число Фибоначчи,

$j = 1,0079$ — точная атомная масса водорода в относительных единицах,

t — время, млрд эфемерических лет.

Расчеты с этими значениями возраста планет и скоростей их убегания от Солнца приведены в таблице.

Маловероятно, что удивительное совпадение всех трех констант спирали, вычисленные МНК и по формуле А. Злобина — простая случайность. Тем не менее и это решение не считаю окончательным. Например, анализ спутниковых систем планет-гигантов показывает, что r_0 напрямую зависит от массы планет примерно так:

$$r_0 = 0,0162 M + 87,1, \quad (3)$$

где r_0 — начальный радиус, тыс. км, M — масса планеты, 10^{27} г.

Отсюда следует, что Луна была выброшена на расстояние 13,5 земных радиусов и затем удалялась от Земли со средней скоростью 9 см/год в течение 3,2 млрд лет.

Закономерность, выявленная Ю. С. Кононовым, при расчетах с новыми константами сохраняется, но имеет иную аппроксимирующую зависимость, что выражает ее глубокий смысл. Не исключено, что его вариант ближе к истине.

Выпадение из этой закономерности Меркурия и, главное, значительный эксцентриситет его орбиты предполагают следующий парадоксальный вывод: возможно Меркурий не планета, а спутник Венеры, вышедший, подобно Плутону, на гелиоцентрическую орбиту, поскольку Венера не удержала его в сфере своего притяжения. Естественно, такое предположение можно рассматривать только как информацию для размышления.

Любопытно, что КГМ и библейская версия мироздания не противоречат друг другу, при условии, что каждый Божий день составляет около 3 млрд лет.

Библия — древнейший документ, непоз-

Возраст планет и скорости их убегания

Планета	Среднее расстояние от Солнца, а. е.	Возраст планет, млрд лет	Средняя скорость убегания, км/год	Максимальное расхождение с теоретическими координатами, км
Меркурий	0,387	2,00	0,019	0,03
Венера	0,723	3,87	0,035	0,05
Земля	1,000	4,84	0,490	0,09
Марс	1,524	6,10	0,076	0,80
Веста	2,362	7,88	—	—
Церера	2,768	—	—	—
Юпитер	5,203	9,80	0,256	120
Сатурн	9,539	11,60	0,470	400
Уран	19,182	13,70	0,950	1110
Нептун	30,058	15,00	1,480	7000

нанной еще информационной ценности и потому до сих пор не востребованный наукой. Детальное сопоставление процессов происхождения и развития Вселенной — тема отдельной статьи, но один момент, возможно имеющий отношение к строениям Стоунхенджа и других циклопических сооружений, стоит привести.

Согласно Библии, Бог создал мужчину и женщину на шестой день своего творчества. Куда делась эта парочка — неизвестно. На протяжении многих веков данное обстоятельство представлялось, как явное противоречие в Библии, подрывая доверие к ней. В предлагаемой трактовке — это документальное свидетельство Библии о том, что человек появился в Космосе на сотни миллионов лет раньше Адама и Евы, которые были созданы лишь на седьмой день. Дальнейшее обустройство Земли происходило при непосредственном участии, той пары потомков, которые по свидетельству Библии появлялись как сыны Божии и целенаправленно улучшали человеческую породу на Земле. К сему, цитата из Библии: «В то время были на земле исполины, особенно же с того времени, как сыны Божии стали входить к дочерям человеческим и они стали рождать им. Это сильные, издревле славные люди». Гл. 6 «Бытие».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кононов Ю. С. Некоторые особенности количественных характеристик геокосмических взаимосвязей // Отчеств. геология, 1992, № 10, С. 84—87.
2. Кузнецов А. А. Системные признаки и вопросы происхождения Земли // Отчеств. геология, 1992, № 10, С. 79—85.
3. Шарманов Б. Ф. О природе сил, двигающих материки // Сов. геология. 1990. № 9. С. 100—106.

Принята редколлегией 21 сентября 1993 г.

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Клубов Б. А.
Природные битумы Крконошского предгорного бассейна 3

Катаев В. Н.
Геологические условия и этапы развития карста в нефтегазоносных толщах Западного Прикаспия 9

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Конкин В. Д., Букинга О. Б., Ручкин Г. В., Кузнецов В. В.
Рудоносные углеродистые толщи полиметаллических месторождений 16

Шарков А. А.
Перспективы развития марганцеворудной базы Российской Федерации 23

Степанов В. А.
Золото-ртутные месторождения — новый источник золота России 29

Рудакова Г. В.
Градиентно-векторные концентрационные модели рудных тел Дарасунского месторождения золота 34

Малых А. В.
Геолого-кинематическая модель формирования структуры Непского месторождения калийных солей Восточной Сибири 40

Савченко Г. А., Полуяринов Г. П., Ветров В. И.
Некоторые особенности пластово-инфильтрационного месторождения Уванас 44

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Винниченко Г. П., Кухтиков М. М.
Вахшский разлом и проблема геологической границы между Памиром и Тянь-Шанем 48

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Казимировский М. Э., Зорина Л. Д., Куликова З. И.
Эволюция палеозойского ультраосновного и основного магматизма Дарасунского рудного района 54

Колясников Ю. А.
Особенности формирования пирокластических потоков в континентальных и подводных условиях 61

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Горячев Ю. П.
Система интерпретации аэромагнитных данных на персональных ЭВМ и опыт ее использования на Терско-Каспийском объекте 67

ДИСКУССИИ

Шарданов А. Н.
Зональность размещения скоплений нефти и газа в Западной Сибири 73

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Шарманов Б. Ф.
Поправка к гипотезе 81
К 80-летию Николая Андреевича Беляевского 83

Художественный редактор Е. А. Карпенко

Редакция: Р. В. Добровольская, Л. Д. Овчинникова, Г. В. Вавилова, Л. Б. Кожемякина

Сдано в набор 30.08.93. Подписано в печать 05.03.94. Формат 185×270 Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47

Полиграфическая база ЦНИГРИ
113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296

Contents

ENERGY RESOURCES

- Klubov B. A.*
Natural bitumens of Konoshski premontane basin 3
- Katayev V. N.*
Geological conditions and stages of karst development in oil/gas strata of Western Caspian 9

METALS AND NON-METALS

- Konkin V. D., Bukingā O. B., Ruchkin G. V., Kuznetsov V. V.*
Ore-bearing carboniferous strata of polymetallic deposits 16
- Sharkov A. A.*
Prospects of Russian manganese ore base development 23
- Stepanov V. A.*
Au-Hg deposits: a new Russian gold source 29
- Rudakova G. V.*
Gradient-vector concentration models of orebodies constituting Darasunskoye gold deposit 34
- Malykh A. V.*
Geological-kinematic model of Nepskoye potassium salts deposit (Eastern Siberia) structure's formation 40
- Savchenko G. A., Poluarshinov G. P., Vetrov V. I.*
Some features of infiltration deposit Uvanas 44

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Vinnichenko G. P., Kukhtikov M. M.*
Vahshki fault and a problem of the geological boundary between Pamir and Tien Shan 48

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Kazimirovski M. E., Zorina L. D., Kulikova Z. I.*
Evolution of Paleozoic ultrabasic and basic magmatism of Darasunsky ore region 54
- Kolyasnikov Yu. A.*
Features of pyroclastic flow formation in continental and subsea conditions 61

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Goryachev Yu. P.*
A system of aeromagnetic data interpretation on personal computers and experience of its use at Tersko-Caspian target 67

DISCUSSIONS

- Shardanov A. N.*
Zonality of oil and gas accumulations distribution in Western Siberia 72

EDITORIAL CORRESPONDENCE

- Sharmanov B. F.*
A correction to a hypothesis 81
- About 80th birthday of N. A. Belyaevski 83

