

ПРОБЛЕМА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ПАЛЕОЗОЯ  
НА ЮГО-ВОСТОКЕ  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ  
НИЗМЕННОСТИ

---



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 300

ПРОБЛЕМА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ПАЛЕОЗОЯ  
НА ЮГО-ВОСТОКЕ  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ  
НИЗМЕННОСТИ

Ответственные редакторы

*А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск . 1976

Авторы: М. А. АЛЕКСЕЕВА, О. И. БОГУШ, О. П. ВЫШЕМИРСКАЯ, В. С. ВЫШЕМИРСКИЙ, Е. Ф. ДОНЬНИЦЫН, А. М. ДЫМКИН, А. К. ЖУТОВТ, А. С. ЗИНГЕР, В. Н. КРЫМОВА, Э. А. ЛЕСНОВА, Г. М. ПАРПАРОВА, С. М. РЫЖКОВА, З. Я. СЕРДЮК, А. А. ТРОФИМУК, В. Ф. ШУГУРОВ, О. В. ЮФЕРЕВ, Л. В. ЮШИНА, Л. С. ЯМКОВАЯ.

УДК 553.98:551.73(571.1)

В книге доказываются широкое распространение и высокая перспективность на нефть и газ промежуточного тектонического комплекса, залегающего между складчатым фундаментом и платформенным чехлом. Рассматриваются тектонические, литолого-фациальные и, более детально, геохимические критерии нефтегазоносности, основанные на изучении нефтей, битуменов, органического вещества, рассеянного в породах и подземных водах. Используется большой аналитический материал, включающий хроматографию, изотопы углерода, оптическую активность, углепетрографию, ИКС, термографию и др.

Книга рассчитана на геологов-нефтянников.



Решениями XXIV съезда КПСС Западной Сибири отводится важнейшая роль в быстром увеличении добычи нефти и газа. Высокие темпы развития нефтяной и газовой промышленности Западной Сибири, беспрецедентные в мировой практике освоения новых нефтегазоносных провинций, уже выдвинули этот район на первое место в стране по добыче нефти. Для выполнения даже ближайших планов дальнейшего развития нефте- и газодобывающей промышленности уже сейчас требуется глубокое изучение и рациональное использование всех природных ресурсов этой нефтегазоносной провинции.

В центральных и северных районах Западной Сибири уже разведаны огромные запасы нефти и газа. И они непрерывно увеличиваются, главным образом за счет открытия крупных и гигантских высокорепрезентативных месторождений. Однако для обеспечения планируемого прироста добычи нефти и газа совершенно необходимо выявление и освоение ресурсов также и южных районов (Томская, Новосибирская и Омская области). Эти районы, несомненно, перспективны на нефть и газ, но результаты многолетних поисково-разведочных работ пока скромные. Прирост запасов осуществляется медленно и главным образом за счет небольших месторождений.

Очевидно, в отношении южных районов Западной Сибири назрела необходимость резкого расширения фронта поисково-разведочных работ и ориентирования большей части их на новые территории, новые комплексы отложений и новые типы залежей. Среди таких новых объектов наибольший интерес представляют осадочные и вулканогенно-осадочные толщи промежуточного тектонического этажа Западно-Сибирской плиты, имеющие в основном палеозойский возраст.

Проблема нефтеносности палеозоя имеет столь же давнюю историю, что и проблема нефтеносности мезозоя. Перспективность тех и других впервые обосновывалась еще более сорока лет назад. Причем, если И. М. Губкин считал перспективными и мезозойские, и палеозойские отложения [47, 48], то Н. С. Шатский — только палеозойские [159].

На первых этапах нефтепоисковых работ в Западно-Сибирской низменности многие геологи в течение продолжительного времени перспективы нефтеносности связывали в большей мере с палеозойскими отложениями, чем с мезозойскими. Основания к этому они видели в том, что по обрамлению низменности проявления нефти и газа, а также косвенные признаки нефтегазоносности отмечались преимущественно для палеозоя и триаса [113]. Первые глубокие скважины, казалось, подтверждали или, во всяком случае, не опровергали этого предположения: скопления битумов (Тюменская опорная скважина, Ярская-3 и др.), газа (Березово) и нефти (Колпашево, Назино и др.) обнаруживались главным образом в палеозойских образованиях, в коре выветривания на их поверхности и в нижних горизонтах мезозоя.

Однако в 60-е годы по мере развития нефтегазопроисковых работ, с одной стороны, открывались все новые и новые крупные месторождения нефти и газа в разных частях мезозойского разреза и устанавли-

ливались ясно выраженные нефтепроизводящие качества мезозойских отложений, а с другой стороны, постепенно складывалось представление о том, что осадочные породы палеозоя на значительных территориях низменности подверглись сильному метаморфизму и пересечены интрузиями.

В связи с этим подавляющее большинство исследователей Западной Сибири утратило интерес к палеозойским отложениям. Даже притоки нефти, полученные из верхней части палеозойского комплекса и базальных горизонтов мезозоя, стали объяснять миграцией из мезозойских

мнения, в соответствии с которыми все нефтяные залежи в мезозое Западной Сибири сформировались благодаря вертикальной миграции либо из палеозойских нефтепроизводящих отложений [63, 93], либо сквозь фундамент из подкоровых зон [87]. И в том и в другом случае палеозойские отлож

нефть и газ. Естественно, что данные представления, опирающиеся на отрицание нефтепроизводящих свойств у всех мезозойских отложений, не получили распространения, поскольку они входят в противоречие с огромным фактическим материалом. Возможность проявления самостоятельных циклов нефтеобразования как в мезозое, так и в палеозое в 60-е годы предполагалась лишь в некоторых опубликованных работах [50, 139], и эти взгляды разделялись лишь отдельными исследователями.

В 1970 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР были получены первые данные, свидетельствующие в пользу палеозойского происхождения некоторых нефтей из западной части Томской области: сравнительно тяжелый углерод, специфические оптические свойства [32]. Эти материалы вызвали интерес у Новосибирского и Томского геологических управлений, одобривших постановку работ по изучению перспектив нефтеносности палеозоя и оказавших содействие в сборе фактического материала. Крупные притоки нефти, полученные из палеозойских известняков на Верх-Тарской площади (март, 1971 г.), а затем и на ряде других площадей, усилили внимание к этой проблеме.

В конце 1971 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР был завершен первый этап исследования нефтегазоносности палеозоя, проведенного в основном по Новосибирской области и прилегающим к ней районам Томской области. В отчете и в ряде публикаций, подготовленных на его базе [36, 38, 85, 109, 142], была доказана генетическая самостоятельность нефтеобразования в палеозое, обоснованы высокие перспективы этого комплекса, оценены прогнозные запасы и выделен наиболее перспективный район, простирающийся в субмеридиональном направлении от Межовского свода до Нижне-Вартовского.

Поисково-разведочные работы частично уже подтвердили эти прогнозы: на Верхне-Комбарской площади из палеозоя был получен промышленный фонтан газа, а затем небольшой приток чистого парафина, притоки нефти были получены на Останинской, Калиновой, Малоичской, Урманской площадях. Причем в двух последних случаях дебиты превышали 100 т/с.

На втором этапе исследования обрабатывались материалы почти по всей территории Томской области и северной части Новосибирской (рис. 1). Этот район ограничивался таким образом, чтобы в него вошли крупные территории развития промежуточного тектонического комплекса, сравнительно хорошо изученные бурением. По этому району проведены все геохимические исследования и оценены масштабы нефтеобразования. Однако для более полной характеристики вещественного состава и стратиграфической принадлежности комплекса, а в меньшей мере и при изучении других вопросов, использовались материалы по всей территории юго-востока Западно-Сибирской плиты, вклю-

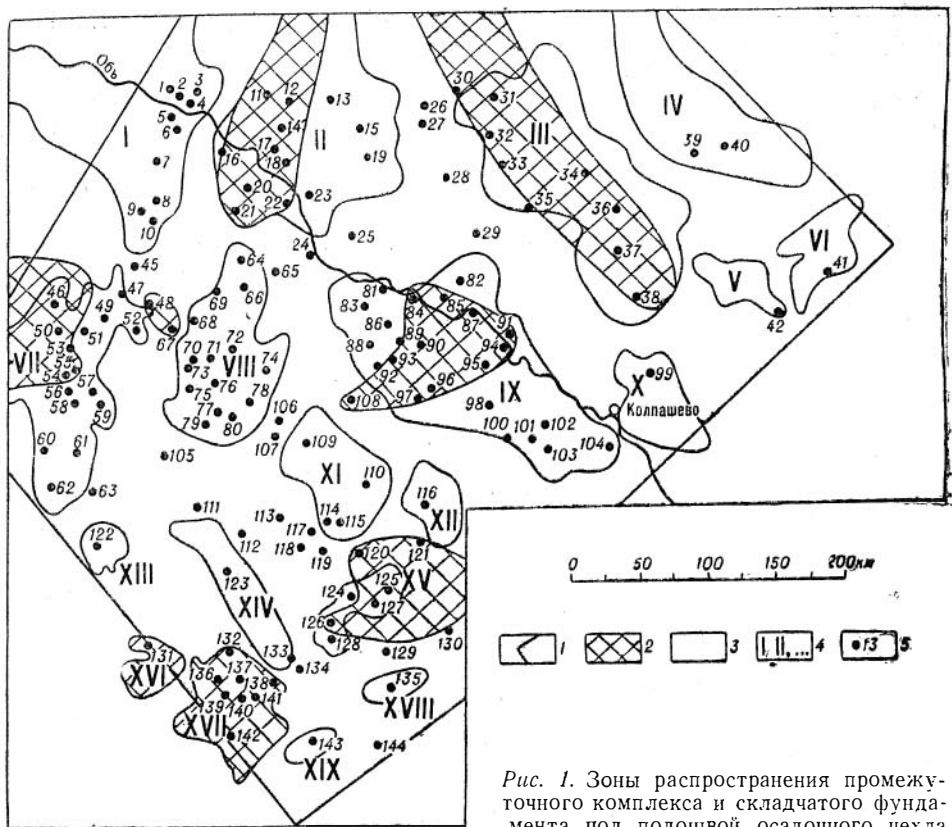


Рис. 1. Зоны распространения промежуточного комплекса и складчатого фундамента под подошвой осадочного чехла.

1 — граница исследованной территории; 2 — зоны распространения складчатого фундамента; 3 — зоны распространения промежуточного комплекса; 4 — номера и контуры крупных поднятий по мезозойскому реперам; 5 — разведочные площадки, на которых скважинами вскрыты доплатформенные образования. Крупные мезозойские поднятия: I — Нижневартовский свод, II — Александровский свод, III — Пайдугинский свод, IV — Ажарминский мегавал, V — Ингузское поднятие, VI — Северо-Кетское поднятие, VII — Каймысовский свод, VIII — Васюганский свод, IX — Сенькино-Сильгинский свод, X — Моховское куполовидное поднятие, XI — Пудинский свод, XII — Горелоярское куполовидное поднятие, XIII — Игольское куполовидное поднятие, XIV — Лавровский вал, XV — Казанский вал, XVI — Бочкаревское куполовидное поднятие, XVII — Межовский свод, XVIII — Западно-Калгачское куполовидное поднятие, XIX — Ново-Троицкое куполовидное поднятие. Разведочные площадки: 1 — Советская, 2 — Соснинская, 3 — Стрежевая, 4 — Медведевская, 5 — Южно-Соснинская, 6 — Малореченская, 7 — Комсомольская, 8 — Квартовая, 9 — Кедровская, 10 — Матюшинская, 11 — Северная, 12 — Таежная, 13 — Наньянская, 14 — Чебачья, 15 — Мыгатынская, 16 — Александровская, 17 — Лукашкин-Ярская, 18 — Назинская, 19 — Вартовская, 20 — Полуденная, 21 — Ильяская, 22 — Амбарская, 23 — Никольская, 24 — Трассовая, 25 — Мурасовская, 26 — Эмторская, 27 — Линейная, 28 — Киев-Еганская, 29 — Вертолетная, 30 — Сибкраевская, 31 — Чимулякская, 32 — Мало-Чимулякская, 33 — Пульсеецкая, 34 — Кананакская, 35 — Тымская, 36 — Пайдугинская, 37 — Береговая, 38 — Куржинская, 39 — Западная, 40 — Ажарминская, 41 — Вездеходная, 42 — Мартовская, 43 — Ярская, 44 — Карбинская, 45 — Ледовая, 46 — Аэросейсмическая, 47 — Оленья, 48 — Ломовая, 49 — Озерная, 50 — Весенняя, 51 — Катыйгинская, 52 — Черемшанская, 53 — Первомайская, 54 — Волковская, 55 — Лонтын-Яхская, 56 — Западно-Кельватская, 57 — Кельватская, 58 — Шахматная, 59 — Ново-Васюганская, 60 — Карандашевская, 61 — Моисеевская, 62 — Крапивинская, 63 — Восточно-Моисеевская, 64 — Айгольская, 65 — Передовая, 66 — Северо-Васюганская, 67 — Пионерская, 68 — Средне-Васюганская, 69 — Кильсинская, 70 — Пулгалымская, 71 — Средне-Нюрольская, 72 — Усть-Пулгалымская, 73 — Ключевская, 74 — Мыльджинская, 75 — Колотушная, 76 — Гужинская, 77 — Чарымовская, 78 — Южно-Мыльджинская, 79 — Речная, 80 — Верхне-Салатская, 81 — Усть-Тымская, 82 — Можанская, 83 — Тростниковая, 84 — Киндальская, 85 — Тибенакская, 86 — Северо-Сильгинская, 87 — Каргасокская, 88 — Снежная, 89 — Усть-Сильгинская, 90 — Кочевильская, 91 — Нарымовская, 92 — Западно-Сильгинская, 93 — Белоярская, 94 — Парабельская, 95 — Колчанская, 96 — Шенькинская, 97 — Западно-Сенькинская, 98 — Верхне-Карзинская, 99 — Северо-Коллашевская, 100 — Шудельская, 101 — Тайжинская, 102 — Инкинская, 103 — Овражная, 104 — Колпашевская, 105 — Фестивальная, 106 — Кынкская, 107 — Шингинская, 108 — Соболиная, 109 — Лугинская, 110 — Юбилейная, 111 — Майская, 112 — Урманская, 113 — Тамбаевская, 114 — Останнинская, 115 — Мирная, 116 — Чинжарская, 117 — Западно-Останнинская, 118 — Нижне-Табанганская, 119 — Клиновная, 120 — Роголевская, 121 — Верхне-Комбарская, 122 — Игольская, 123 — Водораздельная, 124 — Казанская, 125 — Сомовская, 126 — Таволгинская, 127 — Олимпийская, 128 — Ракитинская, 129 — Пограничная, 130 — Парбинская, 131 — Камышинская, 132 — Братская, 133 — Малонская, 134 — Верх-Тарская, 135 — Западно-Калгачская, 136 — Северо-Межовская, 137 — Ургульская, 138 — Бергульская, 139 — Межовская, 140 — Восточно-Межовская, 141 — Веселовская, 142 — Тартасская, 143 — Ново-Троицкая, 144 — Тейнская.

чающей полностью Томскую, Новосибирскую и Омскую области, а отчасти и по другим областям Западной Сибири.

В обработке материалов на втором этапе приняли участие также и сотрудники Новосибирского геологического управления (З. Я. Сердюк, М. А. Алексеева), ВНИГРИ (Г. М. Парпарова), ВНИГНИ (Р. Г. Панкина), НВ НИИГГ (А. С. Зингер, А. К. Жутовт), которым авторы — сотрудники Института геологии и геофизики СО АН СССР — выражают свою глубокую признательность.

До самого последнего времени поисковое бурение на палеозойскую нефть на юго-востоке Западно-Сибирской плиты не проводилось. Палеозойские отложения вскрывались на небольшую глубину (10—30 м, иногда до 100 м и более) скважинами, закладывавшимися с целью поисков и разведки месторождений в мезозойских отложениях, главным образом в верхнеюрских. Причем далеко не все из этих скважин проводились до палеозоя. На поверхности промежуточного комплекса широко развита кора выветривания, и многие скважины не доведены до невыветрелых пород. Выход керна из палеозоя очень низкий, в среднем около 10%. Наконец, промежуточный комплекс: представляющий собой образование переходного типа от платформенного к геосинклинальному, значительно дислоцирован. Поэтому корреляция палеозойских частей разрезов скважин, измеряемых лишь первыми десятками метров, как правило, практически нереальна.

Таблица 1

Данные о вскрытии доюрских образований буровыми скважинами

Типы пород	Исследованная территория			Томская, Новосибирская и Омская обл.		
	проходка, м	вынос керна		проходка, м	вынос керна	
		м	%		м	%
Осадочные породы . . . . .	8704	664	7,6	10247	784	7,6
в том числе известняки . . . . .	3154	231	7,4	3335	235	7,1
Эффузивные породы . . . . .	4025	359	8,9	6041	673	11,1
Интрузивные . . . . .	1388	215	15,5	1818	281	15,4
Метаморфические " . . . . .	1653	113	6,8	1831	152	8,3
Кора выветривания . . . . .	427	49	11,4	508	54	10,6
Все породы . . . . .	16197	1400	8,6	20445	1944	9,5

Перечисленные обстоятельства в значительной степени затрудняют изучение строения промежуточного комплекса и его нефтеносности. Особенно важно то, что в настоящее время не представляется возможным составить хотя бы один более или менее детальный разрез этого комплекса. Для этого совершенно необходимо бурение опорных и параметрических скважин, вскрывающих палеозой на глубину хотя бы тысячи метров.

Тем не менее общий объем разнообразных материалов по палеозою изученной территории вполне достаточен для того, чтобы судить об общих чертах этих отложений и о перспективах их нефтеносности. Доюрские образования в изученном районе вскрыты на 144 площадях 310 скважинами, а на всей территории Томской, Новосибирской и Омской областей — на 215 площадях 410 скважинами. Как видно из табл. 1, объем кернового материала, который был полностью обработан авторами, достигает около 2000 м, в том числе по осадочным породам около 800 м. Большая часть этого керна приходится на промежуточный комплекс и значительно меньшая — на фундамент.

Характер основной задачи, стоявшей перед авторским коллективом, обусловил необходимость комплексного изучения промежуточного ком-

плекса и в меньшей мере — фундамента (главным образом с целью выделения площадей его развития). В связи с этим авторами был выполнен значительный объем разнообразных определительских и аналитических работ, перечисленных ниже.

1. Полевое описание керна 310 глубоких скважин с отбором образцов пород . . . . .	4000
2. Палеонтологическое изучение шлифов . . . . .	115
3. Петрографическое описание шлифов . . . . .	2500
4. Гранулометрический анализ пород в шлифах . . . . .	190
5. Гранулометрический анализ пород методом АзНИИ . . . . .	180
6. Иммерсионный анализ аутигенных и аксессуарных минералов тяжелой фракции из протол . . . . .	415
7. Определения карбонатности пород . . . . .	225
8. Валовой химический анализ пород . . . . .	57
9. Определения плотности глинистых пород . . . . .	130
10. Определения пористости песчаных и карбонатных пород . . . . .	140
11. Определения газопроницаемости тех же пород . . . . .	45
12. Анализ эпигенетических преобразований песчаников . . . . .	94
13. Полуколичественный спектральный анализ пород . . . . .	830
14. Химические определения форм железа и серы в породах . . . . .	250
15. Электронно-микроскопический анализ глинистых фракций . . . . .	21
16. Рентгено-структурный анализ тех же фракций . . . . .	32
17. Термический анализ глинистой составляющей пород (цементов, песчаников и алевролитов, основной массы аргиллитов, нерастворимых остатков карбонатных пород и т. п.) . . . . .	210
18. Термический анализ карбонатных пород . . . . .	275
19. Определения органического углерода в породах . . . . .	370
20. Термографический анализ органического вещества . . . . .	60
21. Углепетрографическое изучение концентратов рассеянного органического вещества и углистых включений . . . . .	15
22. Холодная экстракция хлороформенного битумоида . . . . .	465
23. Содержания углерода и водорода в битумоидах . . . . .	153
24. Содержания серы в битумоидах . . . . .	253
25. Групповой анализ битумондов . . . . .	107
26. Изучение ИКС битумондов . . . . .	40
27. Определения оптической активности масляных битумондов . . . . .	49
28. Определения изотопного состава углерода битумондов . . . . .	104
29. Вакуумная разгонка нефтей на температурные фракции . . . . .	61
30. Вакуумная разгонка масел нефтей . . . . .	10
31. Групповой анализ нефтей . . . . .	22
32. Выделение из нефтей бензола, толуола и нормальных алканов, выкипающих до 220°С . . . . .	10
33. Углеводородный состав масел нефтей во фракциях 200—350°С и >350°С . . . . .	10
34. Выделение нормальных алканов из парафино-циклопарафиновых фракций 200—350°С и >350°С . . . . .	6
35. Определения содержаний углерода и водорода во фракциях нефтей . . . . .	70
36. Определения содержаний серы в нефтях и их фракциях . . . . .	472
37. Измерения оптической активности фракций нефтей . . . . .	460
38. Измерение показателя преломления фракций нефтей . . . . .	430
39. Определения изотопного состава углерода в нефтях . . . . .	130
40. То же, во фракциях нефтей и индивидуальных углеводородах . . . . .	187
41. Определения растворимых органических веществ в подземных водах . . . . .	350

Авторы благодарят инженеров, техников и лаборантов, оказавших значительную помощь в выполнении перечисленных выше определительских и аналитических работ.

В данной книге «Введение» составлено В. С. Вышемирским при участии З. Я. Сердюк, глава «Биостратиграфия» — О. В. Юферевым и О. И. Богуш, глава «Распространение промежуточного комплекса» — В. С. Вышемирским при участии З. Я. Сердюк и В. Ф. Шугурова, глава «Литология» — З. Я. Сердюк при участии В. С. Вышемирского и В. Ф. Шугурова, глава «Геохимические фации» — В. С. Вышемирским и В. Ф. Шугуровым, глава «Катагенез осадочных толщ» — В. Ф. Шугуровым при участии О. П. Вышемирской, В. С. Вышемирского, Г. М. Парпаровой и Л. В. Юшиной, глава «Магматизм» — А. М. Дымкиным при участии М. А. Алексеевой и Э. А. Лесновой, глава «Методика геохимических исследований» — всеми авторами двух последующих глав, Е. Ф. Доильницыным и А. П. Перцевой, глава «Геохимия нефтей» — В. С. Вышемирским при участии С. М. Рыжковой, Л. В. Юшиной, Л. С. Ямковой. В главе «Геохимия рассеянного органического вещества и битумоидов» раздел по органическому веществу составлен В. С. Вышемирским и В. Ф. Шугуровым при участии Г. М. Парпаровой, а по битумоидам — В. С. Вышемирским при участии В. Н. Крымовой и С. М. Рыжковой. Глава «Органическое вещество подземных вод» составлена В. С. Вышемирским, А. К. Жутовт и А. С. Зингером, глава «Рельеф поверхности доюрских образований» — В. С. Вышемирским, глава «Перспективы нефтегазоносности» и «Заключение» — А. А. Трофимуком и В. С. Вышемирским.

Значительное содействие в выполнении данной работы было оказано Томским и Новосибирским геологическими управлениями и их экспедициями, предоставившими авторам полную возможность сбора всех необходимых материалов и активно участвовавшими в обсуждении программы исследований и текущих результатов работ. Авторы весьма признательны этим производственным коллективам и их руководителям — И. А. Иванову, Г. П. Худорожкову, Н. Г. Рожку, Н. П. Запывалову и др.

В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности палеозойские отложения вскрыты буровыми скважинами на глубинах 2,2—3,3 км и в Тургайском прогибе — на глубинах около 1 км. Мощность вскрытого палеозоя незначительна и колеблется от нескольких десятков метров до 166 м в Средне-Васюганской скважине 1-Р и 275 м в Барабинской опорной скважине.

До недавнего времени палеонтологически доказанные породы палеозоя в рассматриваемой части Западно-Сибирской низменности были известны по разрезам всего трех буровых скважин: Барабинской опорной (девон), Рязкинской-5 (нижний карбон) и Средне-Васюганской-1 (средний карбон).

В настоящее время палеозойская фауна встречена в 26 буровых скважинах: в 24 скважинах она представлена фораминиферами, в одной скважине — мшанками и брахиоподами и в одной — радиоляриями и спорами. Кроме того, в некоторых скважинах совместно с фораминиферами встречены определяемые остатки брахиопод и строматопор.

Фораминиферы определялись О. И. Богуш и О. В. Юфревым, мшанки — В. П. Нехорошевым и К. Н. Волковой, строматопоры — В. Г. Хромых, радиолярии — Р. Х. Липман, споры — Е. М. Андреевой, брахиоподы — Р. Н. Бенедиктовой и Р. Т. Грациановой.

Изучение фораминифер с учетом данных по другим группам позволило установить в палеозойских отложениях Западно-Сибирской низменности 4 основных фаунистических комплекса, выдерживающихся в пространстве:

1. Комплекс с фораминиферами из семейств *Neoaeghaesphaera*, *Cribrosphaeroides*.
2. Комплекс с фораминиферами *Quasiendothya kobeitusana* и брахиоподами *Spirifer* ex gr. *tornacensis*.
3. Комплекс с фораминиферами *Mediocris breviscula* и *Globoendothya* ex gr. *globulus*.
4. Комплекс с фораминиферами *Planospirodiscus minimus*.

Кроме того, выделяется еще четыре дополнительных комплекса, возрастное положение которых на сегодня недостаточно ясно.

А. Комплекс с радиоляриями из сем. *Staurosphaeridae*, *Stilosphaeridae*.

Б. Комплекс с *Quasiendothya* sp., *Earlandia minima*.

В. Комплекс с мшанками *Fenestella rudis*.

Г. Комплекс с двустворками *Javorskiella* и др.

#### ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ

#### И ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

#### С РАДИОЛЯРИЯМИ ИЗ СЕМЕЙСТВ

#### STAUROSPHAERIDAE, STILOSPHAERIDAE (ДЕВОН)

В иртышской части Западно-Сибирской низменности Барабинской опорной скважиной в интервале 2235—2470 м вскрыта туфогенно-осадочная толща, по которой скважина прошла 235 м. Т. И. Осыко [97]

в разрезе палеозойских отложений этой скважины выделяет две толщи:

«Нижняя толща, мощностью 77,4 м выделяется на глубине 2470—2392,6 м. В ее основании залегает порода, которая, по О. И. Некрасовой, представляет, по-видимому, часть потока или покрова андезито-базальтовой лавы, захватившей при своем движении обломки более глубоких и хорошо раскристаллизованных частей покрова (или потока). Основная масса, скрепляющая обломки, полустекловатая, плотная, иногда пористая, в значительной степени ожелезненная. Обломки, захваченные витрофиновой массой, представлены андезито-базальтовыми эффузивными породами, реже кристалло-витрокластическими туфами. Лавовая брекчия постепенно переходит в зеленовато-серый полимиктовый известковистый песчаник с неравномернозернистой структурой.

Выше существенно преобладают плотные аргиллиты алевропелитовой структуры шоколадно-коричневого цвета, иногда слабо карбонатные, с ленточными прослоями кристалло-кластических туфов и туфогенных песчаников... В аргиллитах встречены остатки члеников криноидей, а также девонские споры...

Верхняя толща, мощностью 158 м, пройденная в интервале 2392,6—2234,5 м, представлена туффитами, неравномерно чередующимися с различными туфами, туфогенными песчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами, аргиллитами, реже алевролитами. Аргиллиты и алевролиты имеют резко подчиненное значение в составе толщи.

Туфогравелиты и туфоконгломераты приурочены преимущественно к средней части толщи. Они сложены плотно прилегающими друг к другу обломками размером до 1—3 см, состоящими из андезитовых порфиритов, кристаллокластических туфов, песчано-алевритовых известняков и карбонатизированных аргиллитов, сцементированных кальцитом и целолитом. Аргиллиты обычно зеленовато-серые, зеленые, неравномерно алевритовые, неслоистые и тонкослоистые... К окремненным аргиллитам приурочены скелеты раковин радиолярий» [97, с. 15—16].

Р. Х. Липман из радиолярий определила представителей семейств *Staurosphaeridae* и *Stilosphaeridae*, сходных с комплексом радиолярий из нижнего девона Урала. Поскольку, однако, споры, по Е. М. Андреевой (*Zonotriletes acicularis* Andrejeva, *Zonotriletes acromelus* A., *Zonotriletes arqutalus* A., *Zonotriletes armigerus* A., *Zonotriletes alloplectus* A., *Zonotriletes maculatus* A. и др.), имеют верхнедевонский облик [97], возраст комплекса может быть определен как девонский, не точнее.

Палеонтологически охарактеризованные девонские отложения известны на Межевском антиклинории, где Бочкаревская скв. 1-Р вскрыла кремнистые сланцы с остатками радиолярий, сходных, по заключению Р. Х. Липман, с радиоляриями из аналогичных по составу девонских пород Южного Урала. Аналогичные кремнисто-глинистые породы с остатками радиолярий, чередующиеся с черными аргиллитами и туфогенными породами, встречены туйскими скважинами в пределах Верхне-Демьяновского антиклинория.

«Кремнисто-глинистые породы с остатками радиолярий девонского облика (по заключению Р. Х. Липман), перемежающиеся с эффузивами основного состава и их туфами, вскрыты в сводовой части Александровско-Парабельского антиклинория усть-сильгинскими скважинами 3, 11, 12-Р» [133, с. 115].

Заводоуковская скважина 3-Р на глубине 1288 м, по данным Д. В. Осадчей [96], встретила сильно метаморфизованные и дислоцированные туфы кварцевых порфиритов, диабазовых порфиритов, доломитов, мергелей, глинистых сланцев и органогенных известняков [96]. В одном из прослоев органогенного известняка этой толщи Н. С. Лебедевой были обнаружены паратураммины и нодозарии девонского облика.



Известняки с названным комплексом на рассматриваемой территории вскрыты скважинами на глубину 34—76 м. Известняки серые органические, прослоями фораминиферовые, с водорослями, мшанками, брахиоподами и строматопорами. Известняки среднего — верхнего девона к настоящему времени вскрыты на следующих тектонических структурах.

1. **Верх-Тарское поднятие** (скв. Верх-Тарские-2, 3, 7, 12).
2. **Сенькино-Сильгинский свод** (скв. Усть-Сильгинская-1, Северо-Сильгинская-9).
3. **Средне-Васюганский свод** (скв. Южно-Мыльджинская-27, Мыльджинская-1, Колотушная-260, Чарымовская-80).
4. **Нижне-Вартовский свод** (скв. Медведзская-6).
5. **Лавровский вал** (скв. Тамбаевская-1, Водораздельная-1, Нижне-Табоганская-1).

6. **Тургайский прогиб** (скв. Косолаповская-1, Косолаповская-2СП). К югу от Верх-Тарского поднятия известняки со сходным комплексом однокамерных фораминифер вскрыты скважиной Тенисская-1.

На Верх-Тарском поднятии известняки среднего — верхнего девона палеонтологически наиболее полно охарактеризованы в скв. 7, где они вскрыты в интервале 2745—2821 м. Известняки серые, прослоями фораминиферовые. В интервале 2816,6—2820,4 м в известняках встречены однокамерные фораминиферы, среди которых большую группу образуют виды, широко распространенные в живетском ярусе среднего девона — турнейском ярусе нижнего карбона других областей. К ним относятся *Parathuramina spinosa* Lip., *P. stellata* Lip., *P. suleimanovi* Lip., *Vicinesphaera squalida* Antrop., *Radiosphaera basilica* Reitl. Более узкое вертикальное распространение имеют *Parathuramina paulis* E. Вук и *Cribrosphaeroides?*, неизвестные из отложений моложе нижней части турнейского яруса и в основном характеризующие живетский, франкий и фаменский ярусы европейской части СССР и Средней Азии [20, 102]. Из хованских отложений Русской платформы описаны *Radiosphaera ponderosa* Reitl. и *Calcisphaera rara* Reitl. [105]. Более древний, фаменский, облик комплексу придают присутствующие в нем представители рода *Neoarchaesphaera*: *N. polypora* (Antrop.), известные в верхней части франского и в фаменском ярусе Урала, а также в фамене Тянь-Шаня [102], *Neoarchaesphaera radiata* M. Maclay, имеющиеся в позднем девоне Западной Туркмении [92] и *N. aff. magna* (Sul.), близкая к виду, происходящему из фаменских отложений Колво-Вишерского края [21].

Так как распространение проблематических образований *Radiosphaera ponderosa* Reitl. и *Calcisphaera rara* Reitl. изучено недостаточно, а представители рода *Neoarchaesphaera* не встречаются в отложениях моложе девона, возраст комплекса должен быть определен как девонский, а с учетом времени и неоархесфер — как живетско-верхнедевонский.

Сходный с вышеописанным комплекс однокамерных фораминифер с характерными для девона неоархесферами, архелагенами и условиями на этой же площади встречен в известняках в скв. 2, в интервале 2811—2815 м: *Vicinesphaera* sp., *Parathuramina stellata* Lip., *P. tuberculata* Lip., *P. suleimanovi* Lip., *Lagenamina?* sp., *Uslonia* sp., *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.), *Archaelagena shesmae* (Antrop.), *A. borealis* Prop., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Asterosphaera* sp. Из этого комплекса *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.) является общей с комплексом фораминифер скв. 7; *Archaelagena shesmae* (Antrop.) и *Uslonia* ха-

раактерны для верхнего девона Приуралья и Тянь-Шаня [3, 4, 102]. *Archaelagena borealis* Pron. на Урале встречается в отложениях эйфельского и франского ярусов [103]. Таким образом, характер комплекса не оставляет сомнений в девонском возрасте (в пределах среднего—верхнего девона) содержащих его известняков. В то же время, поскольку *Archaelagena borealis* Pron. на Урале и *Archaelagena shesmae* (Antrop.) на Тянь-Шане не встречаются в отложениях моложе франского яруса, это заставляет предположительно ограничивать возраст известняков средним девонном — франским ярусом верхнего девона.

В скв. Верх-Тарской-12 аналогичные известняки вскрыты на глубине 2750—2814 м. В интервале 2800—2810 м в известняках найдены фораминиферы, сходные с комплексом скв. 2 и 7 (*Vicinesphaera squalida* Antrop., *Parathuramina* sp., *Saccamina* sp., *Bisphaera* sp., *Caligella* cf. *antropovi* (Lip.), *Cribrosphaeroides* sp. и совместно с ними строматопоры *Amphipora* cf. *ramosa* (Phill.), свойственные, по В. Г. Хромых, среднему девону. Находка строматопор подтверждает сделанный выше вывод о среднедевонско-франском возрасте рассматриваемых известняков.

Поскольку в скв. Верх-Тарской-7 в известняках и рамины, не известные в отложениях древнее живетского яруса среднего девона, а виды архелаген, встреченные в скв. Верх-Тарской-2, не найдены до настоящего времени в породах моложе франского яруса верхнего девона, возраст известняков с *Neoarchaesphaera* и *Cribrosphaeroides* в пределах Верх-Тарского поднятия предположительно должен быть определен в объеме живетского яруса среднего девона — франского яруса верхнего девона. В Норильском районе сходный комплекс фораминифер, датируемый В. В. Меннером и Е. А. Рейтлингер [90] как верхнефранский, встречен в верхнекаларгонской подските.

К западу от Верх-Тарского поднятия известняки со сходным комплексом однокамерных фораминифер встречены скв. Тамбаевской-2 (Лавровский вал). В интервале 3023,5—3063,5 м под покровом юры в этой скважине вскрыты известняки органогенные, участками перекристаллизованные, с подчиненными прослоями темно-серых аргиллит. В интервалах 3024—3026,7 и 3063,5—3065,5 м в известняках найдены однокамерные фораминиферы. В интервале 3024—3026,7 м определены *Eovolutina elementa* Antrop., *Archaelagena mirabilis* Pojark., *Parathuramina dagmarae* Sul., *P. spinosa* Lip., *P. stellata* Lip., *P. tuberculata* Lip., *P. spinosa* var. *radiata* Antrop., *P. cf. suleimanovi* Lip., *P. paulis* E. Вук., *Calcisphaera plavskensis* Reitl. и *Umbella* sp.

Средний девон — турнейский ярус нижнего карбона в этом комплексе характеризуют *Parathuramina spinosa* Lip., *P. tuberculata* Lip., *P. cf. suleimanovi* Lip., *Calcisphaera plavskensis* Reitl., *Umbella* sp. Следующие виды в других областях неизвестны за пределами среднего — верхнего девона: *Parathuramina paulis* E. Вук., *P. dagmarae* Sul., *P. spinosa* Lip. var. *radiata* Antrop., *P. cf. subvasta* E. Вук., *Archaelagena mirabilis* Pojark. При этом почти все они происходят из живетского яруса среднего девона, франского и фаменского ярусов верхнего девона, что и определяет возраст рассматриваемых известняков.

В этой же скважине в интервале 3063,5—3065,5 м из фораминифер определены *Uslonia* sp., *Petchorina schezhimovensis* Reitl., *Irregularina* aff. *karlensis* Viss., *Bithuramina* sp., *Eovolutina magna* Pojark. и *Bisphaera minima* Bir. Из форм, общих для верхнего девона — турне, здесь встречена лишь *Bisphaera minima* Bir. Все остальные виды фораминифер девонские, не встречающиеся в более молодых отложениях. Из них *Uslonia* и *Bithuramina* описаны из верхнего девона Средней Азии и европейской части СССР [102]. *Petchorina schezhimovensis* Reitl., *Eovolutina magna* Pojark. в основном не известны за пределами живетского

и франского ярусом [102]. Близкое распространение имеет *Irregularina* aff. *karlensis* Viss., родственная виду, происходящему из живетских — верхнедевонских отложений европейской части СССР. Преобладание в комплексе девонских форм и смешанный живетско-франско-фаменский характер комплекса с преобладанием в нем живетско-франских видов позволяют предположительно оценивать его возраст в пределах этих ярусов. Этот вывод, а также характер комплекса фораминифер в этой же скважине в интервале 3024—3026,7 м позволяет предполагать фаменский возраст последнего. По составу фораминифер комплекс, встреченный Тамбаевской скважиной 2-Р в интервале 3024—3026,7 м, сходен с таковым в верхней толще верхнекаларгонской подсыты, вскрытой бурением на западном и восточном берегах оз. Пясино.

К югу от Верх-Тарского поднятия, в Тенинской скважине (глубина 2505 м, интервал 2542—2543 м, глубина 2574 м) встречены микрозернистые, фораминиферовые, участками перекристаллизованные известняки. Фораминиферы в них однокамерные, представлены комплексом, однотипным рассмотренному выше для Лавровского вала и Верх-Тарского поднятия. Из форм, свойственных среднему — верхнему девону, здесь встречены *Neoarchaesphaera?* sp. и *Cribrosphaeroides* sp. Кроме того, в комплексе найдены многокамерные формы, напоминающие септагломоспиранелл, присутствие которых свидетельствует в пользу принадлежности заключающих их известняков к верхнему девону, скорее к верхней его части.

На Сенькино-Сильгинском своде известняки с *Neoarchaesphaera* и *Cribrosphaeroides* пройдены скважинами Усть-Сильгинской-1 и Северо-Сильгинской-9. В скв. Усть-Сильгинской-1 под покровом юры в интервале 2538—2578 м вскрыты серые и светло-серые мелко- и криптозернистые известняки, прослоями органогенные. В интервале 2568—2569 м известняки сгустково-фораминиферовые с *Vicinesphaera squalida* Antrop., *Parathurammina crassithecica* Antrop., *P. ex. gr. cushmani* Sul., *Neoarchaesphaera polypora* Antrop., *Cribrosphaeroides* aff. *ovalis* Pojark. Из них верхний девон — турне (преимущественно нижнюю часть последнего) характеризуют *Parathurammina crassithecica* Antrop., *P. tuberculata* Lip. и *Cribrosphaeroides* aff. *ovalis* Pojark. [13, 102]. В пользу девонского возраста комплекса свидетельствует присутствие в нем *Neoarchaesphaera polypora* (Antrop.).

В Северо-Сильгинской скв. 9-Р сходные известняки вскрыты на глубине 2607,5—2639 м. В интервале 2611—2613 м в них найдены многочисленные однокамерные фораминиферы. Совместное присутствие в этом комплексе *Parathurammina bykovaе* Pojark. (живетские отложения Башкирии и Тянь-Шаня) и *Parathurammina dagmarae* Sul. (в основном верхний девон европейской части СССР и Тянь-Шаня) свидетельствует в пользу девонского возраста известняков, в пределах среднего — верхнего девона.

В юго-восточной части Средне-Васюганского свода скв. Мылджинская 1-Р палеозойские известняки вскрыла на глубине 2525—2563 м. Известняки буровато-серые и темно-серые, крипто-, тонко- и мелкозернистые, прослоями доломитизированные. В них встречены обломки иглокожих, остракод, гастропод, трилобитов, водорослей и фораминифер. Из фораминифер определены *Semitextularia?* sp. (средний — верхний девон [20]), из остракод — *Eridiconcha?* sp. (средний девон — турне), свидетельствующие в пользу средне-верхнедевонского (?) возраста заключающих их пород.

На Нижне-Вартовском своде скв. Медведевская 6-Р в интервале 2700—2734 м вскрыла серые и светло-серые разномелкозернистые, прослоями глинистые известняки с единичными мелкими обломками кремней и эффузивов. В интервале 2709—2715 м в обломочном известняке с криноидеями найдены единичные сильно перекристаллизованные однока-

Распространение органических остатков в средне-верхнедевонских

Сква

Вид	Сква					
	Фроловская-1			Тамбаев- ская-2	Тамбаев- ская-1	Верх-Тар- ская-2
	-	-	-	3024— 3027 м	3063— 3065 м	2811— 2815 м
1	2	3	4	5	6	7
<i>Asterosphaera</i> sp. nov.						sp.
<i>Radiosphaera basilica</i> Reitl.						+
<i>R. ponderosa</i> Reitl.						
<i>Calcisphaera plavskensis</i> Reitl.				+		
<i>C. rara</i> Reitl.						
<i>Umbella</i> sp.						
<i>Radiina</i> sp.						
<i>Nodosinella</i> sp.						
<i>Nodosaria</i> aff. <i>tricostata</i> E. Byk.			+			
<i>Eonodosaria?</i> sp.						
<i>Girvanella</i> sp.						
<i>Renalcis?</i> sp.						
<i>Saccamina?</i> sp.						
<i>Archaeosphaera</i> sp.	+					
<i>Neoarchaeosphaera polypora</i> Antrop.						+
<i>N.</i> aff. <i>magna</i> (Sul.)						
<i>N. radiata</i> M. Maclay						
<i>N.</i> sp.						
<i>Rauserina</i> sp.						
<i>Eovolulina magna</i> Pojark.					+	
<i>E. elementa</i> Antrop.				+		
<i>Vicinesphaera squalida</i> Antrop.						
<i>V.</i> sp.				+		+
<i>Parathurammina paulis</i> E. Byk.		+	+	+		
<i>P. crassitheca</i> Antrop.				+		
<i>P. suleimanovi</i> Lip.				cf.		+
<i>P. dagmarae</i> Sul.				+		+
<i>P. tuberculata</i> Lip.				+		+
<i>P.</i> ex gr. <i>tuberculata</i> Lip.						
<i>P. stellata</i> Lip.				+		+
<i>P. spinosa</i> Lip.				+		
<i>P. spinosa</i> Lip. var. <i>radiata</i> Antr.				+		
<i>P.</i> cf. <i>subvasta</i> E. Byk.				+		
<i>P.</i> ex gr. <i>cushmani</i> Sul.						
<i>P.</i> sp.	+	+	+			
<i>Bithurammina</i> sp.					+	
<i>Irregularina karlensis</i> Viss.	+		+			
<i>I.</i> aff. <i>karlensis</i> Viss.					+	
<i>I.</i> sp.						
<i>Ustonia</i> sp.					+	+
<i>Uralinella</i> aff. <i>bicamerata</i> E. Byk.			+			
<i>Petchorina schezhimovensis</i> Reitl.					+	
<i>Parastegnammina pseudocamerata</i> Pojark.						
<i>Bisphaera elegans</i> Viss.						
<i>B. malevkensis</i> Bir.	+					
<i>B. irregularis</i> Bir.						
<i>B. minima</i> Bir.					+	
<i>B. parva</i> E. Byk.			+			
<i>B.</i> sp.						
<i>Cribrosphaeroides</i> aff. <i>ovalis</i> Pojark.						
<i>Cr.</i> sp.						
<i>Auroria?</i> sp.						
<i>Eotuberitina? teplovkensis</i> (E. Byk.)			+			
<i>E.</i> sp.						
<i>Caligella</i> cf. <i>antropovi</i> Lip.						
<i>Cribrosphaera</i> aff. <i>crassa</i> Pron.		+				
<i>Tubeoporina gloriosa</i> Pron.		+				



1	2	3	4	5	6	7
<i>Archaelagena shesmae</i> Antrop. . . . .						+
<i>A. aff. shesmae</i> Antrop. . . . .						+
<i>A. mirabilis</i> Pojark. . . . .				+		
<i>A. borealis</i> Pojark. . . . .						+
<i>A. sp.</i> . . . . .			+			
<i>Earlandia</i> ex gr. <i>elegans</i> (Raus. et Reittl.) . . . . .			+			
<i>E. sp.</i> . . . . .						
<i>Turritellessa</i> sp. . . . .			+			
<i>Semitextularia?</i> sp. . . . .						
<i>Multiseptida</i> ex gr. <i>corallina</i> E. Byk. . . . .			+			
<i>Nanicella</i> cf. <i>tchernyshevae</i> Lip. . . . .						
<i>N. cf. porrecta</i> E. Byk. . . . .						
<i>Moravamminidae</i> . . . . .						
<i>Mucrospirifer</i> sp. . . . .						
<i>Amphipora</i> cf. <i>ramosa</i> (Phill.) . . . . .						

мерные фораминиферы, из которых предположительно определены *Parathuramina?* sp. и *Cribrosphaeroides?* sp. Поскольку распространение последнего рода в основном приходится на живетский ярус среднего девона и верхний девон, рассматриваемые известные условно могут быть сопоставлены со средне-верхнедевонскими известняками Сенькино-Сильгинского свода, Лавровского вала и Верх-Тарского поднятия.

В Тургайском прогибе, к юго-востоку от г. Кургана, разновозрастные отложения вскрыты Косолаповской скв. 1-Р в интервале 954,05—966,25 км. В интервале 954,05—957,65 км скважиной встречены известняки с криноидеями, брахиоподами, гастроподами, водорослями *Nodosinella* sp. и проблематическими остатками, видимо, харовыми, типа трохилисков, сходными с таковыми в верхней части среднего — низах верхнего девона Кузбасса. В интервале 962,45—966,25 м известняки алевритистые, органогенные, с фораминиферами, остракодами, криноидеями, брахиоподами и водорослями. Отсюда определены фораминиферы *Archaeosphaera* sp., *Vicinesphaera* sp., *Parathuramina* sp., *Rauserina* sp., *Nanicella* cf. *tchernyshevae* Lip., *N. cf. porrecta* E. Byk., *Moravamminidae* (?), *Eonodosaria* sp. и водоросли *Girvanella* sp. Отсюда же из брахиопод Р. Т. Грациановой определен *Microspirifer* sp. (средний девон — нижняя часть турнейского яруса нижнего карбона). Присутствие в комплексе довольно многочисленных наницелл указывает на девонский, скорее всего франский, возраст заключающих отложений. Комплекс с наницеллами сходен с комплексом, описанным В. В. Меннером и Е. А. Рейтлингер в разрезах среднефранских отложений Нижнеленского района Верхоянской области [90].

Из приведенного обзора следует, что известняки с *Neoarchaeosphaera* и *Cribrosphaeroides* имеют средне-верхнедевонский возраст.

На Верх-Тарском поднятии и в Тургайском прогибе известняки живетско-франские и франские. Живетско-франский возраст известняков Верх-Тарского поднятия определяется присутствием в них неоархесфер, архелаген (*Neoarchaeosphaera polypora* (Antrop.), *N. radiata* M. Maclay, *N. aff. magna* (Sal.), *Archaelagena shesmae* (Antrop.), *A. borealis* Pron.) и строматопор *Amphipora* cf. *ramosa* (Phill.).

В Тургайском прогибе франские отложения установлены по комплексу наницелл и мораваммин, сходному с таковым в средне-верхнефранских породах Нижнеленского района Верхоянской области.

Средне-верхнедевонский возраст известняков Лавровского вала определяется присутствием *Parathuramina paulis* E. Byk., *P. dagmarae* Sul., *P. spinosa* Lip. var. *stellata* Antrop., *P. cf. subvasta* E. Byk., *Archae-*

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	+											
		+										
				+								
		sp. +	+									
											+	
											+	
											+	
											+	

*lagen mirabilis* Pojark. и др. В отличие от Верх-Тарского поднятия и Тургайского прогиба здесь меньше живетско-франских форм и появляются паратураммины, общие для среднего девона — турнейского яруса нижнего карбона. В то же время многокамерных фораминифер, свойственных другим областям верхней части фаменского яруса, в этом комплексе нет. В связи с этим возраст известняков Лавровского вала должен быть определен как средне-верхнедевонский, не моложе нижней половины фаменского яруса. Более молодой возраст имеют известняки, вскрытые Тенисской скважиной. Присутствие в них многокамерных фораминифер свидетельствует в пользу принадлежности заключающих их отложений к верхней части верхнего девона.

В пределах Нижне-Вартовского и Средне-Васюганского сводов известняки среднего — верхнего девона начинают замещаться доломитами (скв. Мыльджинская-1) и в них появляется обломочный материал (обломки кремней, эффузивов в скв. Медведевской-6). Фауна в этой фации представлена криноидеями, разнообразие и количество однокамерных фораминифер здесь резко уменьшается, появляются семитекстулярии и из остракод — эридоконхи (табл. 2).

К югу от Верх-Тарского поднятия возможным возрастным аналогом известняков с *Neoarchaesphaera* и *Cribrosphaeroides* является туфогенно-осадочная толща с радиоляриями и спорами, вскрытая Барабинской опорной скважиной.

Наблюдаемые фациальные и возрастные отличия свидетельствуют о неоднородности комплекса с *Neoarchaesphaera* и *Cribrosphaeroides* и возможности в дальнейшем выделения в нем по меньшей мере трех частей: а) живетско-франской с неоархесферами, архелагенами и наницеллами, б) франско-нижнефаменской с паратурамминами и архелагенами и в) фаменской или верхнефаменской с *Cribrosphaeroides* и многокамерными фораминиферами.

#### ИЗВЕСТНЯКИ С *QUASIENDOETHYRA* SP., *EARLANDIA MINIMA* (ПЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ФАМЕНА — ТУРНЕ)

Известняки с фауной, переходной от девона к карбону, возраст которых из-за недостатка палеонтологических данных в настоящее время точнее установлен быть не может, вскрыты буровыми скважинами Нижне-Табганской-1 и Останинской-435. Скв. Нижне-Табганская-1 расположена на северо-восточном крыле Лавровского вала.





В интервале 3005—3045 м скважиной встречены серые и светло-серые органогенные известняки, в верхней части которых (интервал 3005—3007 м) обнаружены фораминиферы *Archaeosphaera* sp., *Vicinesphaera squalida* Антроп., *V. grandis* Reitl., *Eovolulina* sp., *Parathuramina* ex gr. *dagmarae* Sul., *P. aff. bella* Reitl., *Bisphaera elegans* Viss. (много), *Parastegnammina?* sp., *Irregularina karlensis* Viss., *Paracaligelloides?* sp., *Septaglomospiranella?* sp., *Quasiendothya?* sp. (ex gr. *communis* Raus.), *Radiosphaera basilica* Reitl., *R. spinosa* Reitl., *Calcisphaera plavskensis* Reitl., *Radina graciosa* Reitl., *Astrosphaera pulchra* Reitl. Однокамерные фораминиферы приведенного комплекса представлены видами, распространенными в других областях от живетского яруса среднего девона до турнейского яруса нижнего карбона. Более определенные данные о возрасте комплекса дают многокамерные фораминиферы (*Septaglomospiranella?* sp., *Quasiendothya?* sp., (ex gr. *communis* Raus.), распространение которых ограничено верхней частью фаменского яруса — нижним турне, что и определяет возраст рассматриваемых отложений.

Восточнее Лавровского вала и севернее Верх-Тарского поднятия известняки верхнего девона — нижнего карбона вскрыты Останинской скв. 435. В интервале 2910—2912,5 м в известняках найдены фораминиферы, из которых определены *Parathuramina?* sp., *Caligella* sp., *Earlandia* cf. *minima* (Bir.). Первые две формы обычно не встречаются в отложениях моложе турнейского яруса нижнего карбона. *Earlandia minima* (Bir.) описана из зоны *Septatournayella rauserae*, верхнего турне Русской платформы, Урала, Тянь-Шаня, турне — визе Северного Хараулаха. Эти данные позволяют условно определить возраст рассматриваемых отложений в пределах верхней части фаменского яруса верхнего девона — турнейского яруса нижнего карбона, не точнее (табл. 3).

ОТЛОЖЕНИЯ С *QUASIENDOTHYRA KOBEITUSANA*  
И *SPIRIFER* EX GR. *TORNACENSIS*  
(НИЖНИЙ ТУРНЕ)

Породы, в одних из которых найдены фораминиферы *Quasiendothya kobeitusana* (Raus.), в других — брахиоподы *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Коп. и другие характерные для нижнего турне формы, в Западно-Сибирской низменности вскрыты лишь двумя буровыми скважинами: Косолаповской-2 СП на одноименной площади в Тургайском прогибе и Рявкинской-5 в Петропавловской области.

На Косолаповской площади встречены известняки с фораминиферами. Отсюда Н. П. Малаховой и Б. И. Чувашовым определены *Quasiendothya kobeitusana* (Raus.) — вид-индекс одноименной зоны, что определяет возраст заключающих их отложений как нижнетурнейский.

Палеонтологически наиболее полно нижний турне охарактеризован в разрезе скв. Рявкинской-5. Расположенная в восточной части Петропавловской области, в районе станции Булаево, эта скважина в интервале 1560—1804 м вскрыла терригенно-карбонатную толщу, представленную переслаиванием серых и темно-серых мелкокристаллических известняков с прослоями аргиллитов, алевролитов, реже песчаников. Известняки часто содержат обильную фауну.

В интервале 1625—1627 м в керне встречены хорошей сохранности брахиоподы, из которых Р. Н. Бенедиктовой определены *Spirifer sibiricus* Leb., *Sp.* ex gr. *tornacensis* Коп., *Cyrtospirifer jeffersonensis* Well., *Plicochonetes elegans* (Коп.), *Productus* sp., сходные с комплексом брахиопод кассинского горизонта нижнего турне Центрального Казахстана (табл. 4).





ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ С МШАНКАМИ  
*FENESTELLA RUDIS*  
(ТУРНЕ — ВИЗЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ)

В верхней части терригенно-карбонатной толщи, вскрытой скв. Рязькинской-5, в интервале 1566,9—1573,1 м найдены многочисленные мшанки, среди которых В. П. Нехорошевым определены *Fistulipora* cf. *incrustans* (Phil.), *Fenestella* aff. *tenax* Ulrich, *F. rudis* Ulrich, *F. donatica* (Leb.) var. *kasachstanica* Nech., *Hemitrypa* aff. *burulica* Nik. и др. Так как приведенные в этом комплексе виды распространены в бухтарминской—ульбинской свитах Рудного Алтая, а также в фоминском, подьяковском и верхтомском горизонтах Кузбасса, возраст заключающих этот комплекс отложений должен рассматриваться как турнейско-визейский, не точнее (см. табл. 4).

ОТЛОЖЕНИЯ С *MEDIOCRIS BREVISCOLA*,  
*GLOBOENDOTHYRA* EX GR. *GLOBULUS* (ВИЗЕ)

Палеонтологически охарактеризованные визейские отложения в южной части Западно-Сибирской низменности установлены двумя буровыми скважинами: Южно-Демьянской-1 и Верхне-Салатской-21.

Скважиной Южно-Демьянской-1 в интервале 2510—2552 м вскрыта толща известняков с подчиненными прослоями аргиллитов. Известняки органогенные, серые и темно-серые, мелкозернистые и прослоями алевритистые. Аргиллиты светло-серые и темно-серые, с прослоями спонголитов. В интервале 2525,5—2530,5 м в известняках найдены фораминиферы *Mediocris breviscula* (Gan.), *Mediocris?* sp., *Endothyra* sp., *Ammodiscus?* sp., *Brunsia* sp. Из них *Mediocris breviscula* (Gan.) в других областях распространен в визейском и башкирском ярусах [13]. Нахождение этого вида в одном комплексе с *Brunsia*, не выходящим за пределы нижнего карбона, и архесферами свидетельствует о нижнекаменноугольном (визейском) возрасте комплекса и содержащих его отложений.

Скв. Верхне-Салатская-21 на глубине 2624 м вошла в породы палеозоя, по которым шла до забоя на глубине 2673 м. В интервале 2624—2630 м вскрыты песчаники и алевролиты, глубже — серые и светло-серые криптозернистые известняки, прослоями органогенные. В известняках найдены характерные для визейского яруса фораминиферы *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Endostaffella* sp., *Eostaffella* sp., *Permodiscus* sp., *Propermodiscus* sp.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
С *PLANOSPIRODISCUS MINIMUS*  
(НИЖНЯЯ ЧАСТЬ БАШКИРСКОГО ЯРУСА)

В северной части Средне-Васюганского свода Средне-Васюганской скв. 1-Р под покровом юры в интервале 2458—2624 м вскрыты палеозойские отложения, которые по литологическому составу расчленяются на четыре пачки (сверху вниз).

1-я пачка (интервал 2462,99—2565,24 м). Известковистые аргиллиты с прослоями алевролитов. В интервале 2462,99—2467,99 м и 2531,55—2540,35 м встречены *Archaediscus krestovnikovi* var. *krestovnikovi* Raus., *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), *Planoarchaediscus stilus* (Grozd. et Leb.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.).

2-я пачка (интервал 2590,3—2594,3 м). Известняк крупнодетритусовый, в нижней части глинистый, с фораминиферами, мшанками, спикулами губок и обломками иглокожих. Из фораминифер отсюда определены *Archaediscus krestovnikovi* var. *krestovnikovi* Raus., *A. velgurensis* Grozd. et Leb., *A. vischerensis* Grozd. et Leb., *A. donetzoanus* Sosn., *Planospirodiscus minimus* (Grozd. et Leb.), *Asteroarchaediscus* ex gr. *rugosus* (Raus.), *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), *N. gregori* (Dain), *N. parvus* (Raus.), *N. incertus* (Grozd. et Leb.), *Planoarchaediscus stilus* (Grozd. et Leb.), *Endothyra prisca* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *Tetrataxis* sp.

3-я пачка (интервал 2596,76—2597,76 м). Средне- и крупнозернистые известковистые песчаники и обломочные известняки. Из фораминифер встречены *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus* sp., *Endothyra?* sp., *Brunsia?* sp.

4-я пачка (интервал 2620,72—2623,32 м). Известковистые аргиллиты с фораминиферами, мшанками, спикулами губок и остатками иглокожих. Из фораминифер отсюда определены *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *A. cf. donetzius* Sosn., *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.).

Фораминиферы, встреченные во всех четырех пачках, представлены почти одними архедисцидами, среди которых преобладают формы с зазубренной поверхностью внутренних оборотов раковины. Сходные комплексы архедисцид на Таймыре, в Северном Хараулахе и в пределах Колымского массива характеризуют отложения самодийского яруса, которому в Экваториальном биогеографическом поясе отвечает нижняя часть башкирского яруса [14, 165].

В отличие от комплекса фораминифер самодийского яруса Северного высокоширотного (Сибирского) биогеографического пояса, в Экваториальном биогеографическом поясе, в Тимано-Печорской провинции, Колво-Вишерском крае, Донбассе, Большом Каратау сходные сообщества архедисцид встречаются совместно с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и представителями родов *Ozawainella*, *Schubertella*, *Novella*, *Seminovella*.

Совместно с типично башкирским сообществом фораминифер в Тимано-Печорской области, Колво-Вишерском крае, на Урале и в западных отрогах Тянь-Шаня, так же как и в Средне-Васюганской скв. 1, встречаются подчас многочисленные *Archaediscus krestovnikovi* Raus., не известные, как правило, в отложениях моложе нижнебашкирского подъяруса. В отличие от европейской части СССР, Тянь-Шаня и других областей Экваториального биогеографического пояса, архедисцидовый комплекс Средне-Васюганской скважины, Таймыра, Северного Хараулаха и Колымского массива состоит из малых форм, которым сопутствуют единичные эндотиры, эштаффеллы, тетратаксисы и трепейлопсисы.

## ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Палеонтологически охарактеризованные нерасчлененные отложения верхнего палеозоя в пределах изучаемой территории имеются только на Вартовской площади. Они известны также к западу (Викүловская площадь) и к юго-западу (Тебисская площадь).

На Вартовской площади (скв. 331), в интервале глубин 2758,6—2768,0 м, в сероцветных песчано-глинистых доюрских отложениях обнаружены многочисленные остатки двустворок. По В. С. Бочкареву и Ю. С. Папину [15], двустворки с концентрической скульптурой и радиальной струйчатостью отвечают группе родов *Augea*, *Mrassiella* и *Kineraella* фауны М Кузбасса, а экземпляры с радиальной скульптурой — роду *Javorskiella*.

Так как фауна М характеризует алыкаевский горизонт, а род *Javorskiella* широко распространен в пеллециповом песчанике Горловского бассейна и ишановской толще Кузбасса, породы Вартовской площади, содержащие эту фауну, следует относить к верхней части карбона — нижней части перми. Находка совместно с двустворками *Spirorbis* не может служить основанием для отнесения этих отложений только к карбону, как это делается в упоминавшейся выше работе [15].

## Глава II

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Под промежуточным комплексом Западно-Сибирской плиты, в соответствии с современными представлениями о строении фундаментов молодых платформ, понимается толща отложений, залегающая в виде прерывистого тела между складчатым фундаментом и платформенным чехлом. Промежуточные комплексы имеются и на других молодых платформах, в частности на Туранской и Скифской, где они сравнительно хорошо изучены [5, 42 и др.]. В состав промежуточного комплекса входят разнообразные структурные элементы, переходные от геосинклинальных к платформенным и, возможно, платформенные.

Субплатформенные элементы промежуточных комплексов по многим свойствам близки к платформенным чехлам, а субгеосинклинальные — к складчатым фундаментам. Поэтому диагностика промежуточных комплексов и оконтуривание районов распространения их нередко представляет собой сложную задачу. Именно так обстоит дело и на Западно-Сибирской плите, по крайней мере в ее южной части.

Отделение промежуточного комплекса от платформенного чехла на большей части изученной авторами территории производится вполне уверенно благодаря резкому перерыву между ними, широкому распространению коры выветривания, связанной с этим перерывом, литологическим различиям и одновозрастности базальной толщи платформенного чехла (тюменская свита ниже-среднеюрского возраста).

При наличии коры выветривания ее поверхность принимается за поверхность промежуточного комплекса. При этом следует учитывать, что нижние горизонты тюменской свиты иногда представляют собой переотложенную кору выветривания, которую, очевидно, надлежит относить к платформенному чехлу. В отдельных случаях диагностика по керну скважин коры *in situ* и переотложенной коры не вполне уверенная. Поэтому пробы, отобранные и из явно переотложенной коры, и из возможно переотложенной коры, не использовались для геохимического сравнения промежуточного комплекса с базальными горизонтами осадочного чехла.

Там, где тюменская свита налегает на невыветрелые субплатформенные отложения пермо-триаса, они отчетливо различаются по литологическому составу: первая представлена сероцветными песчано-глинистыми отложениями, обогащенными растительным детритом и содержащими линзы и пласты углей, а вторые — красноцветными терригенными породами, переслаивающимися с эффузивами (последние нередко преобладают в разрезе).

Отличия терригенно-карбонатных (в основном карбонатных) отложений среднего девона — среднего карбона от тюменской свиты не менее резкие. К тому же эта часть разреза промежуточного комплекса на многих площадях значительно дислоцирована, тогда как тюменская свита залегает практически горизонтально.

В области развития верхнелазейской части промежуточного комплекса (С<sub>2</sub>—Р), представленной сероцветными песчано-глинистыми породами, нередко обогащенными органическим веществом, иногда трудно провести границу между промежуточным комплексом и осадочным чехлом, например, на Вартовской площади. Существенную помощь оказало здесь наличие эффузивов в промежуточном комплексе и, в меньшей степени, повышенная дислоцированность его.

Разграничить промежуточный комплекс и складчатый фундамент значительно труднее. На юго-востоке Западно-Сибирской плиты с этой целью используются разнообразные материалы и методы: степень эпигенеза осадочных пород, магнито- и гравиметрия, сейсмические методы, характер пликативных дислокаций, степень катагенеза органического вещества, степень битуминозности органического вещества и состав битумоидов.

В течение продолжительного времени строение промежуточного комплекса и складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты изучается главным образом путем интерпретации магнитометрических и гравиметрических данных с учетом степени дислоцированности пород, определяемой по керну скважин. Почти все имеющиеся карты фундамента Западно-Сибирской плиты построены преимущественно по этим материалам.

В большом объеме исследования в данном направлении выполняются в СНИИГГиМСе под руководством В. С. Суркова [55, 133—135 и др.]. По его данным, на рассматриваемой нами территории промежуточный комплекс представлен весьма небольшими по площади и мощности изолированными телами, сложенными осадочно-вулканогенными толщами, испытавшими значительный метаморфизм. Другие исследователи, также опиравшиеся в основном на материалы грави- и магниторазведки, пришли к близким взглядам по этому вопросу [86, 122 и др.], но карты распространения промежуточного комплекса, построенные разными исполнителями, резко различаются между собой и не согласуются с рассматриваемыми ниже данными, полученными другими методами. Весьма показательно, что на последних картах, построенных В. С. Сурковым, промежуточный комплекс занимает значительно большие площади, чем на предыдущих, хотя исходные материалы остались прежними.

Вероятно, все это связано с ненадежностью магнито- и гравиметрических материалов для решения данного вопроса. Как вполне справедливо отмечали В. И. Шрайбман, С. В. Богданова и др., «интенсивность магнитных аномалий в условиях глубоко погруженной поверхности фундамента не отражает петрографического состава фундамента, определяемого данными бурения» [161, с. 19]. С. В. Крылов и А. Л. Крылова недавно выполнили для юга Западно-Сибирской плиты сравнительный анализ данных по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) и гравитационным аномалиям [82]. Теоретическими расчетами и сопоставлением конкретных геофизических материалов они доказали, что, поскольку на этой территории в разрезе нет границы с доминирующим гравитационным эффектом, а имеющиеся границы залегают несогласно друг с другом в связи с инверсией структурных форм с глубиной, «для глубин залегания разных границ и наблюдаемых аномалий силы тяжести не устанавливается сколько-нибудь надежных зависимостей» [82, с. 60]. Эти исследователи показали также, что и остаточные аномалии силы тяжести (разность между наблюдаемыми гравитационными аномалиями и рассчитанными по сейсмическим данным) «не могут быть объяснены влиянием структурного рельефа глубинных границ раздела земной коры» [82, с. 62].

Характер пликативных дислокаций осадочных толщ мог бы служить важным критерием для разграничения складчатого фундамента

и промежуточного комплекса, если бы имелась реальная возможность получить надежные данные относительно строения, размеров и ориентировки пликтивных дислокаций и о взаимоотношениях между дислокациями различных типов. К сожалению, на современном этапе изучения фундамента Западно-Сибирской плиты мы еще очень далеки от такой возможности. Пока о характере пликтивных дислокаций обычно судят по углам наклона слоев в керне палеозойских пород.

На многих площадях в палеозойском керне отмечаются крутые углы наклона слоев: 30—40 и даже до 80°. Данное обстоятельство нередко используется в качестве важного основания для отнесения соответствующих отложений к складчатому фундаменту. Это нельзя признать убедительным по целому ряду причин.

Во-первых, нет уверенности в том, что наклоны слоев повсюду имеют тектоническую природу. Так, на Вартовской площади в одном куске керна наблюдаются наклоны слоев под углами до 40—45°, но в противоположные стороны. Совершенно очевидно, что это косая слоистость при общем пологом залегании пластов, что подтверждается по соседней скважине (углы 5—10°). Подобная картина наблюдалась и на некоторых других площадях. Это явление, возможно, развито значительно шире, но в палеозойском керне, представленном по большинству скважин мелкими разрозненными обломками, косую слоистость можно выявить лишь в очень редких случаях.

Во-вторых, углы наклона слоев зачастую сильно изменяются по разрезу на весьма коротких расстояниях, что можно объяснить либо той же косой слоистостью, либо плейчатостью, и наличие крупных пликтивных дислокаций в таких случаях нельзя считать доказанным. Например, на Южно-Соснинской площади в скв. 1, в интервале глубин 2777—2793 м, т. е. на протяжении 16 м, углы наклона слоев изменяются в следующей последовательности (сверху вниз): 30°; 70; 20; 30—40; 50—70°.

В-третьих, на ряде площадей (Фестивальная, Мыльджинская, Верх-Тарская и др.) наблюдается очень пологое залегание слоев (от нуля до 10—15°), не характерное для складчатых областей. Причем площади и отдельные скважины с пологим и крутым залеганием нередко располагаются рядом друг с другом и существенно не различаются по степени литификации пород. Например, на Северо-Сильгинской площади в скв. 2 аргиллиты залегают под углом 10—20°, а в скв. 7 — от 45 до 70°. На Останинской площади в скв. 438 известняки наклонены под углом 20—25°, а в скв. 429 — 70—80°.

В-четвертых, промежуточный комплекс, представленный в основном образованиями переходного характера, типа краевых прогибов и межгорных впадин, действительно может быть местами значительно дислоцированным и по углам наклона слоев не отличаться от складчатых областей. В раскрытых краевых прогибах и межгорных впадинах, в том числе и в нефтеносных, крупные пликтивные дислокации — явление обычное, хотя и не повсеместное. На платформенных крыльях краевых прогибов и во внутренних зонах межгорных впадин на фоне пологого залегания пород имеются дислоцированные участки, нередко с крутыми падениями слоев, а в прискладчатых зонах краевых прогибов и межгорных впадин резко выраженные складки обычно разобщены пологими депрессиями. Например, в нефтеносных толщах Грозненского района углы падения пород достигают 70—80° и нередко отмечается даже опрокинутое залегание, тогда как непосредственно к северу от грозненских месторождений, между Сундженским и Терским хребтами, совпадающими с крупными антиклиналями, породы залегают весьма полого. Если бы этот район был погребен под мощной горизонтальной толщей и изучался редкой сетью глубоких скважин, то картина распределения углов падения слоев по керну скважин, веро-



ятно, была бы примерно такой же, как и в промежуточном комплексе Западно-Сибирской плиты.

Следует также иметь в виду, что даже в платформенных чехлах известны довольно резкие пликативные нарушения. Например, на северном крыле Жигулевской дислокации углы наклона пород среднего и верхнего карбона, хорошо изученных по естественным обнажениям, достигают 25—30°, а на отдельных участках и до 40—45°. На ряде локальных поднятий Дою-Медведицких и Саратовских дислокаций углы падения в 20—30° отмечаются не только в девонских и каменноугольных отложениях, но даже в мезозойских и палеогеновых. Поэтому не удивительно, если и в субплатформенных чехлах промежуточного комплекса Западно-Сибирской плиты будут встречены существенно дислоцированные породы.

Таким образом, имеющиеся материалы по углам падения палеозойских пород на рассматриваемой территории не противоречат отнесению этих отложений к промежуточному комплексу и не могут служить убедительным основанием для отнесения каких-либо площадей к области развития складчатого фундамента.

Некоторые сейсмические методы исследования, такие, как глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), многократное сейсмопрофилирование, в частности метод общей глубинной точки (ОГТ), являются действенными средствами, позволяющими не только диагностировать складчатый фундамент и промежуточный комплекс, но и судить об их внутренней структуре.

Южная половина Западно-Сибирской плиты является одной из наиболее изученных методами ГСЗ территорий во всем мире. Она пересечена в разных направлениях несколькими профилями ГСЗ, два из которых проходят по изучаемому нами району: один — вдоль р. Оби и второй — вдоль р. Кети (к востоку от г. Колпашево). Результаты этих работ детально рассмотрены Н. Н. Пузыревым и С. В. Крыловым с соавторами [83, 84, 104 и др.].

На профилях ГСЗ выделяется четыре границы, различающихся по величинам граничных скоростей: Ф, I, II, M. Границу Ф авторы профилей геологически интерпретируют в качестве поверхности фундамента, а границу I — поверхности складчатого фундамента. Граница II понимается как свидетельство какой-то неоднородности внутри консолидированной земной коры, а граница M — как основание земной коры (поверхность Мохоровичича).

Граница I характеризуется граничными скоростями 6,0—6,6 км/с, а граница Ф — бимодальным распределением граничных скоростей с максимумами 5,7 и 6,1 км/с. Первый максимум имеет место при наличии ниже по разрезу границы I, т. е. при наличии верхнего структурного этажа фундамента, представляющего собой промежуточный комплекс, а второй максимум — при отсутствии границы I, когда граница Ф совпадает с поверхностью складчатого фундамента. По С. В. Крылову с соавторами, «граница Ф по своей геологической природе является составной: она совпадает с поверхностью второго структурного этажа, если он представлен палеозойскими породами, а там, где последние отсутствуют, — с поверхностью складчатого (геосинклинального) фундамента» [83, с. 23].

Нам представляется, что геологическая интерпретация данных ГСЗ будет более четкой, если границу Ф принимать не за поверхность фундамента вообще, а за поверхность второго структурного этажа фундамента. Тогда эта граница будет не составной, а единой, с граничными скоростями повсюду менее 6 км/с (в основном в пределах 5,4—5,8 км/с). В этом случае на профилях ГСЗ не будет таких мест, в которых отсутствует граница I, что соответствует повсеместному распро-

странению складчатого фундамента как в районах отсутствия второго структурного этажа, так и в районах его распространения. В районах отсутствия второго структурного этажа должна прерываться не граница I, а граница Ф. Здесь и граничные скорости высокие, такие же, как и под границей I в районах развития второго структурного этажа.

Промежуточный комплекс, заключенный между границами Ф и I, в южной половине Западно-Сибирской плиты очень широко распространен, занимая 70% общей протяженности профилей ГСЗ [83]. При этом следует учитывать, что часть этих профилей приходится на Урал, Томь-Колыванскую складчатую область, Енисейский кряж, Кузбасс, Казахскую складчатую область. Непосредственно же в пределах Западно-Сибирской плиты промежуточный комплекс имеется на 80—85% протяженности профилей ГСЗ, что опровергает упоминавшиеся выше результаты интерпретации грави- и магнитометрических данных.

Материалы ГСЗ дают надежную основу для разграничения промежуточного комплекса и фундамента, но для построения карты распространения промежуточного комплекса имеющихся профилей недостаточно, а отработка густой сети профилей экономически нецелесообразна. С другой стороны, если возможная ошибка в отбивке границы Ф не превышает 0,1—0,2 км, то в отбивке границы I она достигает 1—2 км. Поэтому могут оказаться не выявленными районы развития промежуточного комплекса мощностью менее 2 км, в которых этот комплекс может быть высокоперспективным на нефть и газ.

Существенную информацию можно получить с помощью других сейсмических методов. Так, посредством КМПВ отбивается граница f (подошва осадочного чехла—кровля пермо-триаса) и граница Ф, а также получают дополнительные сведения о положении границы I. К сожалению, данные КМПВ в отношении этих глубоких границ проинтерпретированы пока только для районов, расположенных к югу и юго-западу от изучаемой нами территории [84]. Для этих районов совместным использованием ГСЗ и КМПВ доказано широкое развитие промежуточного комплекса и большие его мощности (до 10 км).

Работы по методу ОГТ еще только начинаются. Первые результаты, полученные Новосибирской геофизической экспедицией непосредственно к северу от Межовского свода, показали возможность выявления послойного строения промежуточного комплекса. В этом районе под тюменской свитой прослежена полого залегающая слонстая толща мощностью в несколько километров.

Надежное разграничение складчатого фундамента и промежуточного комплекса может быть выполнено путем изучения степени катагенеза углей и рассеянного органического вещества. В области развития складчатого фундамента естественно ожидать метаморфические изменения органического вещества до стадий антрацитов, метаантрацитов и графитов, в области развития субплатформенных частей промежуточного комплекса—сравнительно низкие стадии катагенеза, от газовой до коксовой, и в области развития субгеосинклинальных частей—умеренно высокие, от коксовой до тощей и в редких случаях—до антрацитовой [31].

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по степени катагенеза органического вещества изложены в главе V. Во всех точках опробования складчатого фундамента фиксируется антрацитовая стадия, а в промежуточном комплексе—от ДГ до К и лишь в одном районе—Т. Пока этих данных недостаточно для построения карты распространения промежуточного комплекса, но все же и они вполне определенно свидетельствуют о более широком развитии данного комплекса, чем это следует из интерпретации грави- и магниторазведки.

Изучение степени эпигенеза осадочных пород на сегодняшний день является, по мнению авторов данной главы, важнейшим средством ди-

агностики промежуточного комплекса и фундамента, поскольку оно реально осуществимо в отношении каждой скважины, вскрывшей доюрские отложения с отбором керна.

Осадочные породы фундамента подверглись существенным метаморфическим изменениям: глинистые минералы нацело преобразованы в мелкокристаллические кварцево-хлоритовые агрегаты с примесью других вторичных минералов, терригенные зерна полностью утратили свою первоначальную форму, подвергнувшись глубокой перекристаллизации. Эти породы явно претерпели геосинклинальный и складчатый этапы развития.

Осадочные породы промежуточного комплекса по характеру преобразования минералов во многих случаях не отличаются от пород нижней части осадочного чехла. Чаще все-таки отмечаются более глубокие изменения, но далеко не такие, какие свойственны складчатым областям вообще и складчатому фундаменту Западно-Сибирской плиты в частности. Так, изменения глинистой составляющей терригенных пород выражены главным образом в частичной гидрослюдизации и хлоритизации, терригенные зерна в основном сохранили свою форму, но преобразования их формы на контактах между ними несколько сильнее, чем в осадочном чехле, и намного слабее, чем в складчатом фундаменте. Если в нижней части осадочного чехла конформные, инкорпуляционные и другие контактовые изменения составляют в основном 15—25% от общего числа контактов между терригенными зернами, то в промежуточном комплексе — 15—30%, а в складчатом фундаменте — всегда 100% (см. гл. V).

В известняках промежуточного комплекса в большинстве случаев не отмечается никаких изменений, вызываемых значительным катагенезом. В некоторых шифах наблюдается частичная перекристаллизация, но не более интенсивная, чем та, которая хорошо известна и в осадочных чехлах. Встречаются также и окремненные известняки, которые в Западной Сибири иногда отождествляются с роговиками и на этом основании относятся к метаморфическим породам. Это, конечно, чистое недоразумение. Роговики, как известно, формируются при контактовом метаморфическом изменении разнообразных пород, преимущественно глинистых, тогда как в промежуточном комплексе Западно-Сибирской плиты, как и в явно платформенных отложениях, например в карбоне и перми Волго-Уральской области, отмечаются именно окремненные известняки, пространственно связанные с неизменными известняками.

Определенные основания для разграничения промежуточного комплекса и складчатого фундамента дают также и магматические породы. Так, гранитные массивы имеются только в пределах складчатого фундамента. Вулканогенные породы промежуточного комплекса и складчатого фундамента различаются по степени вторичных изменений, что показано в главе VI.

Ясные различия в эпигенезе осадочных пород складчатого фундамента и промежуточного комплекса, изученные по большому количеству проб, послужили основой для схематической карты распространения тех и других образований (см. рис. 1), которая согласуется с материалами ГСЗ, КМПВ и ОГТ и подтверждается определениями степени катагенеза органического вещества и характером его битуминизации. Как показано в главах IX и XI, в осадочных породах складчатого фундамента битумоидов значительно меньше, чем в породах промежуточного комплекса. Имеются существенные различия и в составе битумоидов. Кроме того, в породах промежуточного комплекса ясно выражены изменения в степени битуминозности органического вещества и в составе битумоидов, вызванные латеральной миграцией битумоидов к сводам локальных поднятий, выраженных в рельефе доюрской поверхности. В породах складчатого фундамента таких изменений не прослеживается.

В соответствии с картой (см. рис. 1), при общей площади исследования в 233 тыс. кв. км платформенный чехол налегает на промежуточный комплекс на площади в 191 тыс. кв. км (82%), а непосредственно на складчатый фундамент — только на площади 42 тыс. кв. км (18%). По данным ГСЗ, рассмотренным выше, намечаются примерно такие же соотношения.

Вероятно, последующие более детальные работы внесут существенные уточнения в эту карту, но соотношения площадей едва ли изменятся в пользу складчатого фундамента. Скорее наоборот, на нашей карте площадь распространения промежуточного комплекса даже занижена за счет того, что мы могли отнести к складчатому фундаменту локальные зоны изменения пород промежуточного комплекса, связанные с воздействием мелких магматических тел (типа даек), а также гидротерм и динамических напряжений, проявляющихся в зонах глубоких разломов.

Мощность промежуточного комплекса, по данным ГСЗ, весьма значительна. В ряде случаев она достигает 6—10 км [83]. В пределах рассматриваемой нами территории на профилях ГСЗ мощность промежуточного комплекса колеблется в основном от 2 до 5 км: на Нижне-Вартовском своде — 2,5—4,5 км, в районе г. Колпашево — 2—5 км. Непосредственно к югу от нашего района, восточнее г. Барабинска, она достигает 8 км, а в Кыштовской впадине — даже 10 км. Обширная область максимальных мощностей промежуточного комплекса (до 10 км) имеется на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской плиты, за пределами изучаемой нами территории.

Таким образом, строение доюрского основания на рассматриваемой территории представляется не в виде сплошного развития складчатого фундамента, преимущественно герцинского, на поверхности которого имеются мелкие изолированные островки промежуточного комплекса, как это было понято в результате интерпретации грави- и магниторазведки, а в виде мощного и почти сплошного покрова промежуточного комплекса, который местами прерывается сравнительно небольшими выступами складчатого фундамента.

Такая трактовка согласуется со схемой строения фундамента молодых плит, разработанной недавно А. А. Арбатовым, М. С. Бурштаром и Л. Г. Кирюхиным с соавторами на материалах по Туранской и Скифской плитам. Они приходят к следующему заключению: «Фундамент имеет гетерогенное строение и состоит из крупных изометричных блоков — срединных массивов или массивов ранней консолидации, разделенных сравнительно узкими, линейно-вытянутыми системами и зонами палеозойской и раннемезозойской складчатости» [5, с. 15].

Полный стратиграфический объем промежуточного комплекса пока не выяснен. Как показано в предыдущей главе, палеонтологически доказаны средний — верхний девон, нижний и средний карбон, а также более молодые нерасчлененные верхнепалеозойские отложения. Выше лежащие красноцветные терригенные отложения, переслаивающиеся с эффузивами, нередко довольно мощными, по аналогии с Сибирской платформой отнесены к пермо-триасу. Поскольку вся фауна, в том числе и девонская, собрана в самой верхней части промежуточного комплекса, зачастую в нескольких метрах от подошвы осадочного чехла, а общая мощность промежуточного комплекса измеряется несколькими тысячами метров, можно выразить уверенность в том, что нижние горизонты промежуточного комплекса, пока нигде не вскрытые бурением, значительно древнее среднего девона. Вероятно, имеются и нижнепалеозойские отложения.

На обширной территории западной половины изученного района на доюрскую поверхность промежуточного комплекса выходят карбонатные отложения  $D_2$ — $C_1$ . Здесь же на одной площади (Средне-Васюган-

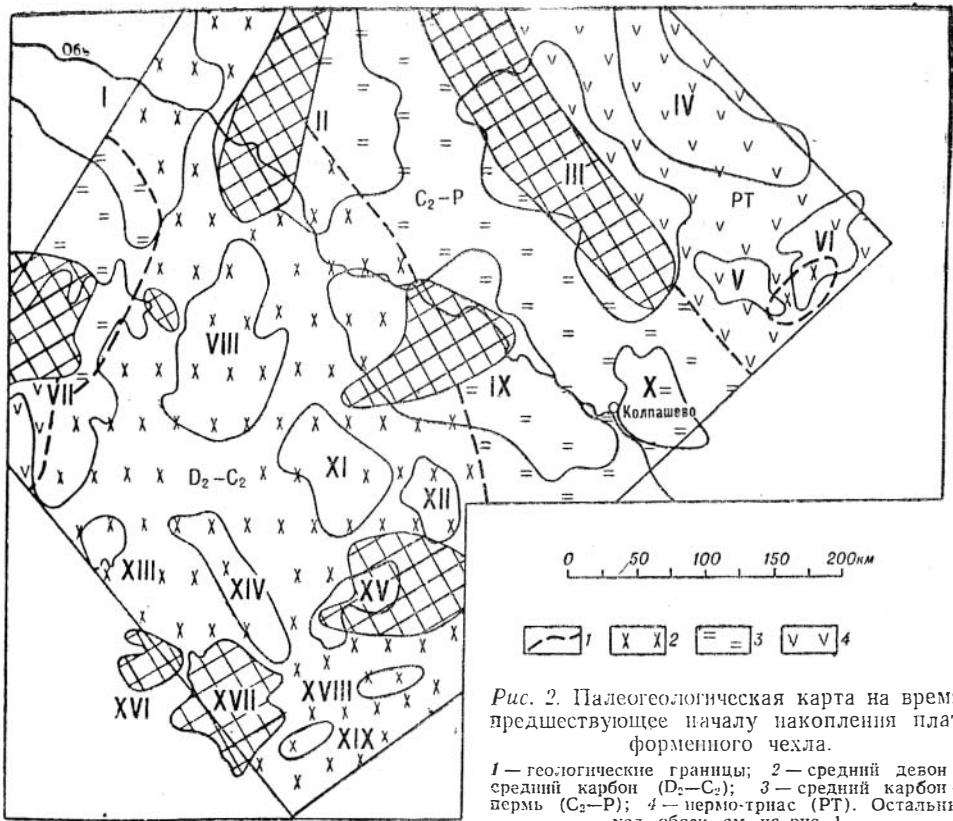


Рис. 2. Палеогеологическая карта на время, предшествующее началу накопления платформенного чехла.

1 — геологические границы; 2 — средний девон — средний карбон ( $D_2-C_2$ ); 3 — средний карбон — пермь ( $C_2-P$ ); 4 — пермо-триас (PT). Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

ской) встречаются карбонатно-терригенные отложения башкирского яруса, которые, возможно, имеют более широкое распространение. Поэтому, на палеогеологической карте (рис. 2) на этой территории показаны отложения  $D_2-C_2$ .

К востоку располагается широкая полоса нерасчлененных верхнепалеозойских отложений, охватывающих возрастной интервал, видимо, в пределах  $C_2-P$ . В северной части этой полосы мощность верхнепалеозойских отложений, вероятно, небольшая. Об этом можно судить по тому, что на Вартовской площади в верхнепалеозойских песчаниках обнаружены мелкие, но весьма многочисленные угловатые обломки известняков, в которых определена девонская микрофауна. Видимо, девонские отложения залегают здесь близ поверхности промежуточного комплекса, и мощность терригенного верхнего палеозоя не превышает первых сотен метров. В южной части рассматриваемой полосы обстановка, возможно, иная. Здесь на Колпашевской площади скв. 3 прошла по верхнему палеозою 195 м, и в керне не обнаружено никаких признаков переотложенных карбонатных пород.

На востоке изученной территории распространены предположительно пермо-триасовые отложения, представленные красноцветными терригенными породами и эффузивами. Возможно, они местами достигают значительных мощностей. Например, на Ярской площади скв. 1 прошла по пермо-триасу около 600 м и не вышла из него. Однако на Мартовской и Вездеходной площадях отсутствуют и пермо-триас, и терригенный верхний палеозой. Здесь тюменская свита лежит непосредственно на известняках среднего палеозоя. Видимо, переход от сероцветных карбонатных отложений девона к красноцветным эффузивно-осадочным, известным на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской плиты [133], осуществляется за пределами нашего района. Возможно также,

что красноцветные девонские отложения имеются и в нашем районе, но на больших глубинах, под сероцветными. Верхнепалеозойские отложения на востоке изученной территории в разрезах имеющихся скважин пока не встречены. Однако скважин здесь очень мало, и судить об отсутствии верхнего палеозоя пока преждевременно.

На западном крае изученной территории выделяются небольшие зоны, в которых осадочный чехол налегает на верхний палеозой и пермо-триас. Вероятно, эти зоны продолжают за границей нашего района.

Пермо-триасовые отложения показаны на палеогеологической карте (см. рис. 2) только на тех площадях, на каких скважинами вскрыты красноцветные терригенные породы с прослоями эффузивов. Возможно, эти отложения развиты значительно шире. На ряде площадей, например на Игольской, Кельватской, Моисеевской, Тайжинской, Инкинской и др., скважины вскрыли под тюменской свитой довольно свежие эффузивы и не вышли из них. При отсутствии осадочных пород судить о возрасте этих эффузивов очень трудно. Они могут быть и пермо-триасовыми, и среднепалеозойскими или верхнепалеозойскими, поскольку неподалеку имеются отложения этих возрастов, содержащие эффузивы примерно таких же типов. После проходки более глубоких скважин этот вопрос, безусловно, будет уточнен и, возможно, на палеогеологической карте появятся новые небольшие поля пермо-триаса, а западное пермо-триасовое поле существенно увеличится.

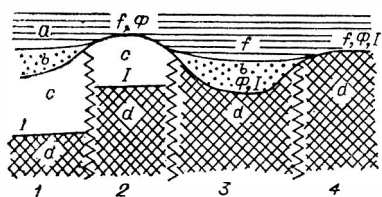


Рис. 3. Схематический сейсмический разрез с разными типами строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты (по С. В. Крылову с соавторами [84]).

1-4 — разнотипные блоки фундамента; а — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол ( $v_{\text{п}} \approx 2-2,5$  км/с); б — слой с  $v_{\text{п}} \approx 4-4,8$  км/с (предположительные триас-нижнеюрская осадочно-вулканическая толща); в — слой с  $v_{\text{п}} \approx 5,0-5,7$  км/с; д — слой с  $v_{\text{п}} \approx 6,0-6,4$  км/с;  $v_{\text{п}}$  — среднепластовая скорость.

Судя по палеогеологической карте (см. рис. 2), в доюрское время в западной половине изученной территории в промежуточном комплексе имелось обширное поднятие, которое в основных чертах сохранилось до современной эпохи. Так, на Средне-Васюганском своде девонские отложения залегают сейчас на меньших глубинах, чем верхнепалеозойские отложения восточнее Сенькино-Сильгинского свода. Нюрольская впадина, ясно выраженная по мезозойским реперам, возникла, очевидно, после формирования промежуточного комплекса. В ее пределах тюменская свита повсюду налегает на девон или девон — нижний карбон. Следовательно, в предъюрское время эта территория располагалась в пределах поднятия. В мезозойское время поверхность промежуточного комплекса здесь испытала погружение. Однако палеозойское поднятие все же сохранилось. Девонские отложения в Нюрольской впадине залегают сейчас примерно на тех же глубинах, что и верхнепалеозойские на Колпашевской площади.

Внутри промежуточного комплекса явных структурных несогласий бурением пока не выявлено, да этого и трудно было ожидать из-за малых глубин вскрытия промежуточного комплекса. Геофизическими методами (ГСЗ и КМПВ) прослеживается одно несогласие. Как показано на рис. 3, заимствованном из работы С. В. Крылова с соавторами [84], триас-нижнеюрские отложения (слой в) на одних блоках фундамента залегают на промежуточном комплексе (слой с), а на других — на складчатом фундаменте (слой d). Опираясь на работу А. Л. Яншина [166], С. В. Крылов и его соавторы слой в относят не к промежуточному комплексу, а к нижнему ярусу осадочного чехла.

Однако триас-нижнеюрских (точнее рэт-лейасовых) отложений, представленных сероцветными терригенными породами с пластами уг-

лей и вулканитов (Челябинский бассейн, Омский грабен), на изучаемой нами территории пока нигде не обнаружено. Если они где-либо встретятся, их действительно нужно будет относить к платформенному чехлу. Что же касается слоя *b*, то он представлен красноцветами пермотриаса, которые в соответствии с той же работой А. Л. Яншина [166], безусловно, являются частью промежуточного комплекса. Следовательно, перерыв в основании слоя *b* располагается внутри промежуточного комплекса. Данные бурения косвенным образом подтверждают этот перерыв. На тех немногих площадях, на каких вскрыты осадочные породы пермотриаса, они залегают весьма полого, тогда как в более древних отложениях, но на других площадях, встречаются самые разнообразные углы падения.

На рассматриваемой территории палеонтологических определений по складчатому фундаменту пока нет. Поэтому о возрастных соотношениях его с промежуточным комплексом приходится судить только по косвенным данным.

Из несомненной гетерогенности фундамента Западно-Сибирской плиты в целом следует, что любая из толщ промежуточного комплекса, кроме пермотриаса, может быть разновозрастной с тем или иным элементом складчатого фундамента, но этого нельзя заранее утверждать в отношении любого района плиты.

В нашем районе мощная карбонатная толща среднего палеозоя, прослеживаемая практически по всей территории распространения промежуточного комплекса, не встречена скважинами ни на одном выступе фундамента. Это дает некоторое основание предполагать, что складчатый фундамент здесь либо древнее, либо моложе среднего палеозоя. С другой стороны, на большей части протяженности всех профилей ГСЗ фиксируется практически горизонтальное залегание промежуточного комплекса на складчатом фундаменте, а выступы фундамента ограничены зонами глубинных разломов. Эти данные свидетельствуют в пользу древней консолидации массивов фундамента, погребенных под мощными палеозойскими толщами промежуточного комплекса, что отмечалось в цитированной выше работе А. А. Арбатова с соавторами [5] в отношении Туранской и Скифской плит. Видимо, и на большей части изучаемой территории развит фундамент догерцинской консолидации.

Верхнепалеозойская толща промежуточного комплекса по литологическому составу сходна с породами складчатого фундамента, вскрытыми в пределах Пайдугинского свода и, в меньшей степени, — Сенькино-Сильгинского свода. Кроме того, на профилях ГСЗ к северо-западу, юго-востоку и востоку от г. Колпашево фиксируются резкие изменения мощностей промежуточного комплекса. Поэтому нельзя исключить того, что верхнепалеозойская толща промежуточного комплекса частично или полностью разновозрастна породам некоторых выступов складчатого фундамента, в частности Пайдугинского и, возможно, Сенькино-Сильгинского. Тогда эти выступы (или отдельные их части) следует рассматривать в качестве районов герцинской складчатости, а верхнепалеозойскую толщу промежуточного комплекса близ этих выступов — в качестве отложений краевых прогибов и (или) межгорных впадин, связанных с герцинидами.

Весьма интересно, что по всей области распространения промежуточного комплекса значительный катагенез органического вещества (стадия Т), характерный для субгеосинклинальной обстановки, предполагается пока только для верхнепалеозойских отложений Колпашевской площади. Возможно, эта площадь располагалась в районе, примыкавшем к герцинской геосинклинали.

## ЛИТОЛОГИЯ

Доюрские образования промежуточного комплекса представлены разнообразными осадочными породами морского и континентального происхождения, а также вулканитами. На большей части территории исследования они характеризуются слабой или средней степенью литификации и эпигенетической преобразованности. В них неплохо сохранились текстурные и структурные особенности исходных осадков, а также фаунистические остатки. В результате палеонтологического изучения последних и с учетом данных комплексного литолого-петрографического исследования керна доюрские образования могут быть подразделены на три толщи: морские отложения среднего девона — среднего карбона, прибрежно-морские и континентальные отложения среднего карбона — перми и континентальные отложения пермо-триаса.

Поскольку по палеозою не проведено ни одной опорной скважины и он вскрыт редкой сетью скважин всего лишь на глубину первых десятков (в отдельных случаях — первых сотен) метров, а отложения на большей части территории существенно дислоцированы, мы не можем судить не только о строении разрезов, но и о мощностях перечисленных толщ, хотя общая мощность промежуточного комплекса в первом приближении известна (см. гл. II). Однако каждая толща вскрыта многими скважинами в разных районах. Это позволяет дать характеристику основных типов пород, слагающих эти толщи, и предварительную оценку их коллекторских свойств.

## СРЕДНИЙ ДЕВОН — СРЕДНИЙ КАРБОН

Отложения этого возраста на территории исследования вскрыты 55 глубокими скважинами, пробуренными на 37 площадях, большинство которых расположено в пределах Нюрольской и Усть-Тымской впадин и на прилежащих к ним Средне-Васюганском и Пудинском сводах (см. рис. 2). Они широкой полосой простираются с юга (Тенисская площадь) на северо-запад (Широтное Приобье) и северо-восток (Никольская площадь).

В составе пород, слагающих этот диапазон палеозойского разреза, преобладают известняки. Несмотря на плохой выход керна по известнякам, все же из многих разрезов скважин была изучена фауна, позволившая палеонтологам О. И. Богуш и О. В. Юфереву датировать вмещающие ее породы средним девонам — средним карбоном. В ряде скважин в толще известняков были встречены прослойки терригенных пород, представленных песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Иногда известняки содержат прослойки кремнистых пород.

Среди осадочных пород этой толщи нередко встречаются магматические образования, выраженные в форме даек и силлов (скв. Верх-Тарская-2, -3, -7, Казанская-3, Тенисская-1, Мыльджинская-1, Айгольская-1, Шахматная-2, Вездеходная-1, Калиновая-1).

## Карбонатные породы

В результате полевого и лабораторного изучения карбонатных пород было установлено широкое развитие известняков, среди которых по структурным и генетическим особенностям можно выделить в основном две разновидности: органогенную и хемогенную.

**Органогенные известняки** вскрыты 38 скважинами, пробуренными



на 25 площадях (Медведевская, Квартовая, Мыльджинская, Средне-Нюрольская, Колотушная, Чарымовская, Верхне-Салатская, Майская, Водораздельная, Шахматная, Останинская, Тамбаевская, Нижне-Табганская, Казанская, Верх-Тарская, Тенисская, Пограничная, Усть-Сильгинская, Северо-Сильгинская и др.). Около 70% скважин, расположенных в зоне развития отложений среднего палеозоя, вскрыли известняки этой разновидности. Среди них встречаются как чисто биоморфные (состоящие из цельных скелетов организмов), так и детритово-биоморфные (состоящие из смеси цельных или слабо поврежденных раковин и их детрита). Последние встречаются гораздо чаще, чем первые. Несомненно, что все они накопились в условиях сравнительно мелководного морского бассейна, существовавшего на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и являвшегося составной частью обширной девон-карбоневой акватории [6].

В связи с небольшим отбором керна и неравномерным распределением его по разрезам скважин, судить о взаимоотношениях выявленных разновидностей органогенных известняков можно лишь в немногих случаях. Некоторые из таких разрезов, а также фотографии шлифов, характеризующих наиболее распространенные разновидности органогенных известняков, приведены на рис. 4—11.

Макроскопический облик органогенных известняков весьма разнообразен. В одних разрезах скважин они представлены светло-серыми пористо-кавернозными слабосцементированными разностями (скв. Верх-Тарская-3, Лугинецкая-160, Водораздельная-1, Мыльджинская-1, Тенисская-1 и др.). В других разрезах они серые и темно-серые, крепко сцементированные, массивные, с беспорядочно ориентированными трещинами, выполненными кальцитом. Ширина трещин иногда достигает нескольких сантиметров. Встречаются и пустые трещины, и заполненные темным вязелиноподобным веществом (скв. Верх-Тарская-12).

Органогенные известняки в скважинах Средне-Нюрольской-45, Останинской-424 и некоторых других темно-серые до черных, кавернозно-трещиноватые и массивные. В разрезе скв. Речной-1 встречены прослои известняков с тонкой горизонтальной слоистостью. Элементы несовершенной горизонтальной и линзовидной слоистости зафиксированы и на Северо-Сильгинской площади (скв. 2, 5, 7 и 9). В одних случаях слоистость обусловлена примесью алевроитово-глинистого материала, в других — скоплениями раковин.

Среди органогенных известняков иногда встречаются псевдобрекчии трещиноватости и выщелачивания, прослои известковых и доломитовых

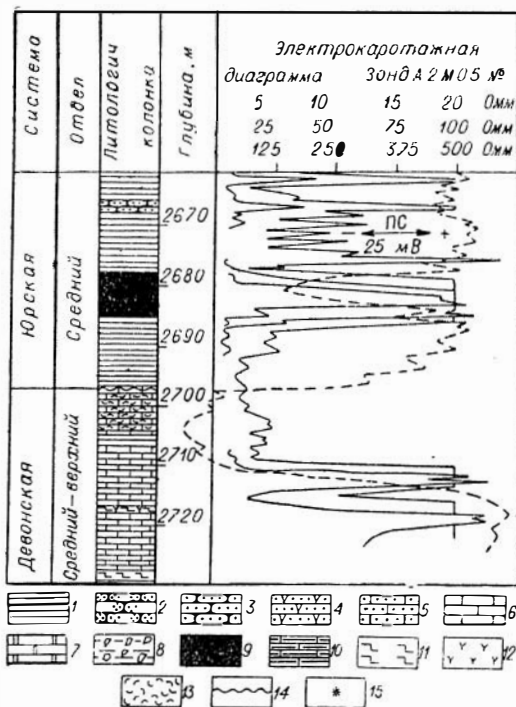


Рис. 4. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Верх-Тарской-3. 1 — аргиллит; 2 — алевролит; 3 — песчаник; 4 — туфопесчаник; 5 — известковый песчаник; 6 — известняк; 7 — доломит; 8 — глинисто-карбонатная брекчия; 9 — уголь; 10 — нефтенасыщенный пласт; 11 — глаубазальт; 12 — диабазовый порфирит; 13 — выветрелые породы; 14 — перерыв в осадконакоплении; 15 — места находок фауны.

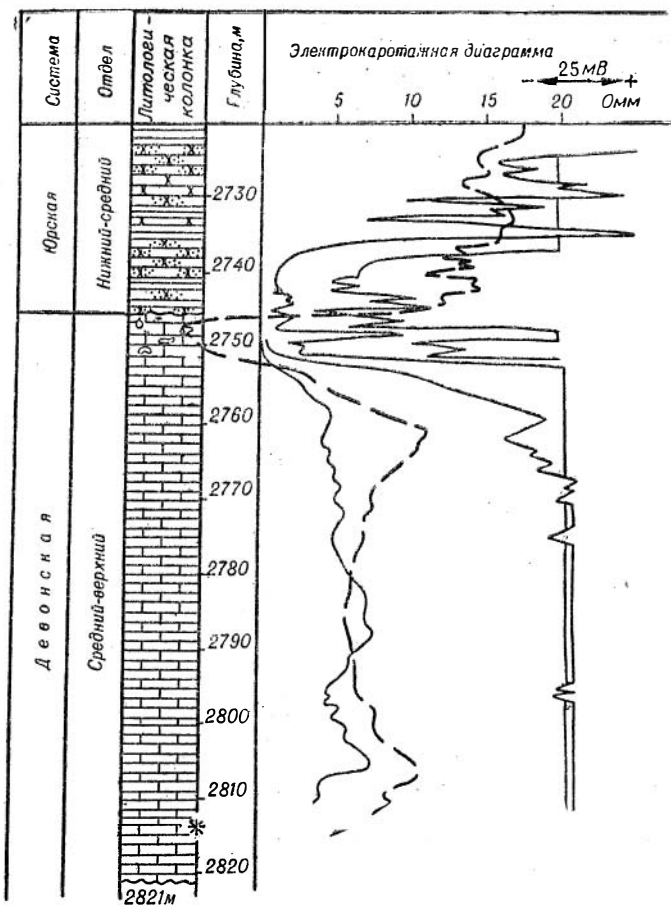


Рис. 5. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Верх-Тарской-7. Усл. обозн. см. на рис. 4.

тово-известковых брекчий. Размеры обломков колеблются от долей миллиметра до 2—3 мм. Представлены они криптокристаллическими и тонко-мелкозернистыми серыми, буровато-серыми, коричневатосерыми и темно-серыми известняками, реже доломитами. Обломки в большинстве случаев сцементированы тонко- и мелкозернистым кальцитом и доломитом.

В цементе очень часто присутствует бурое и светло-бурое бесструктурное вещество. В основном оно глинистое, по частично, вероятно, органическое. Оно выполняет не только межзерновые пространства, но местами и трещины. Встречаются также пустоты выщелачивания (скв. Верх-Тарская-3, Медведевская-6, Лугинецкая-160 и др.), размеры которых достигают 5 мм и более.

Микроскопическое изучение органогенных известняков показало, что они в основной своей массе состоят из целых кальцитовых раковин и отдельных их фрагментов. Ядра раковин чаще всего сложены криптокристаллическим или мелкозернистым кальцитом. Некоторые ядра выполнены крупными новообразованными зернами кальцита с полисинтетическими двойниками. Створки раковин сложены криптокристаллическим или тонко-мелкозернистым кальцитом.

На участках с явно выраженными процессами перекристаллизации кальцита контуры створок раковин теряются, сливаясь с цементирующей массой. В таких случаях об органогенной структуре известняков

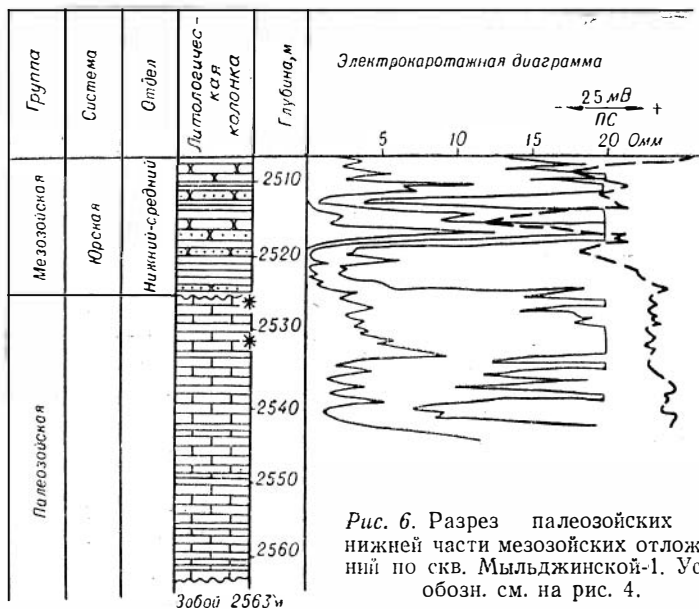


Рис. 6. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Мыльджинской-1. Усл. обозн. см. на рис. 4.

свидетельствуют лишь сохранившиеся ядра раковин округлой или эллипсоидальной формы, состоящие из крипнокристаллического или тонко-мелкозернистого кальцита. Иногда ядра раковин имеют мутноватый облик за счет примеси пелитовых частиц (скв. Верх-Тарская-3, Мыльджинская-1, Чарымовская-80 и др.).

В органогенных известняках скв. Средне-Нюрольской-45, Останинской-424, Северо-Сильгинской-2 в значительных количествах присутствует тонкодисперсное углисто-глинистое вещество, придающее породе темный оттенок. Почти повсеместно в виде сыпи и глобулей в известняках содержится пирит.

Размеры раковин колеблются от 0,015 до 0,5—1,0 мм и более. В некоторых прослоях их содержание составляет до 75—80%. Чаще всего это раковины фораминифер, пелеципод, остракод, гастропод, брахиопод, остатки криноидей, мшанок, иглокожих. В скв. Комсомольской-111 встречены водорослевые известняки.

Структура кальцитовых масс цемента в основном крипнокристаллическая и лишь в перекристаллизованных участках мелкозернистая или средне-мелкозернистая, форма зерен кальцита чаще всего изометричная, неправильная, реже среднезернистая.

Секущие породы трещины выполнены мелкозернистым или мелко-среднезернистым кальцитом двух-трех генераций. Нередко стенки трещин либо пустые, либо выполнены мелко-среднезернистым кальцитом, реже — доломитом более поздних генераций. У крупных зерен кальцита иногда имеются ясно выраженные полисинтетические двойники. В ряде случаев зерна кальцита разных генераций отделены друг от друга тонкими пленками темного, реже буровато-желтого глинистого вещества, в котором, вероятно, имеется примесь органического материала и битумоидов (скв. Верх-Тарская-3, Казанская-3, Лугинецкая-160, Верхне-Салатская-21, Чарымовская-80, Мыльджинская-1, Тенисская-1 и др.).

В некоторых трещинах совместно с вторичными карбонатами фиксируются новообразования крупноаблитчатого каолинита, диаспора (скв. Лугинецкая-160, Чарымовская-80), халцедона, микрокварцита. Последние выполняют ядра отдельных раковин, пустоты выщелачивания, трещины и мелкие каверны (скв. Западно-Останинская-440, Мыльджинская-1, Верх-Тарская-3 и др.).

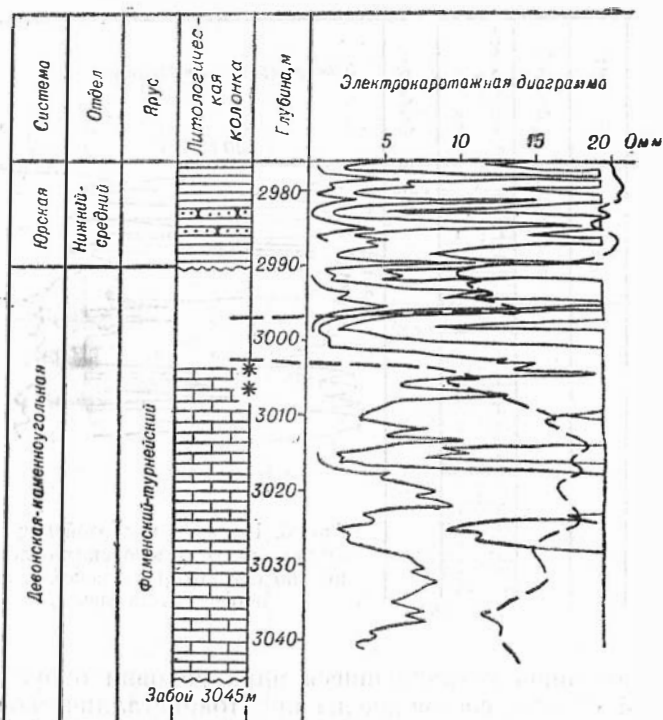


Рис. 7. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Нижне-Табганской-1. Усл. обозн. см. на рис. 4.

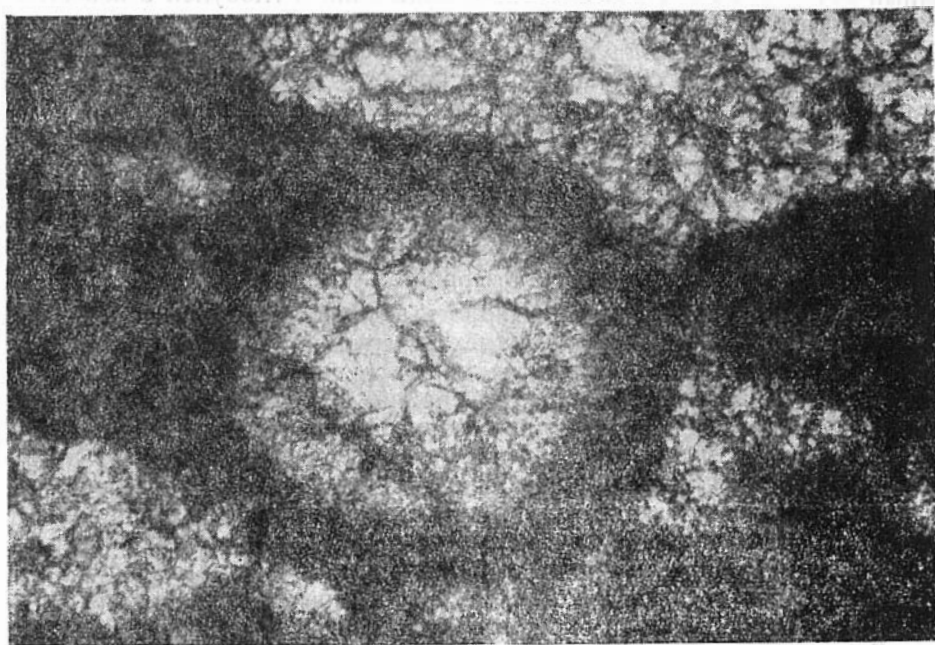
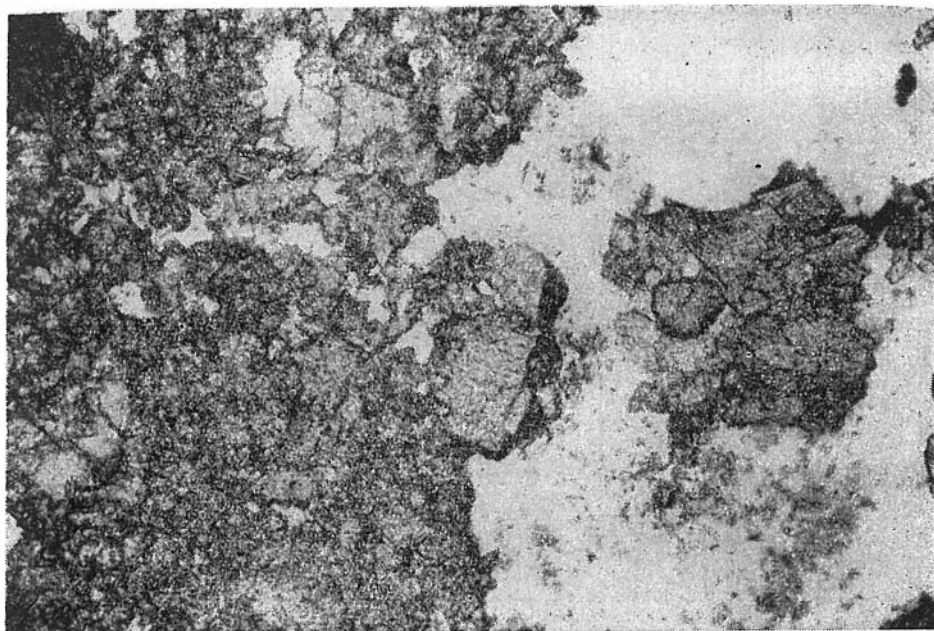
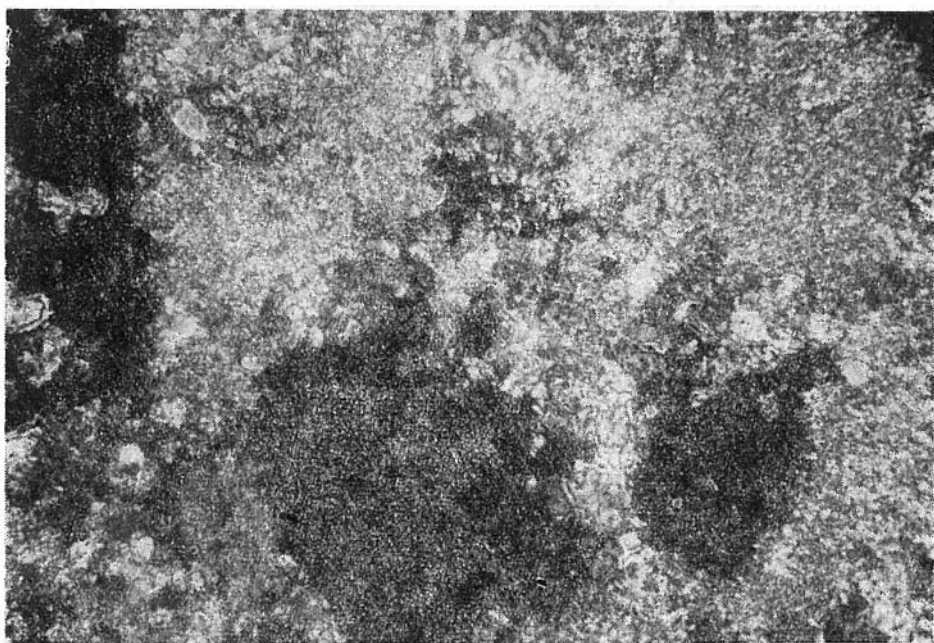


Рис. 8. Известняк органогенный криптокристаллический, участками тонкозернистый. Ядро раковины выполнено тонкозернистым кальцитом, а стенки — криптокристаллическим. D<sub>2</sub>—С, скв. Верх-Тарская-3, интервал 2697—2703 м. Никולי +, ув. 160.



*Рис. 9.* Известняк мелко-тонкозернистый, с кавернами (белое) и скоплениями глинистого и органического материала (черное). D<sub>2</sub>—С<sub>1</sub>, скв. Верх-Тарская-3, интервал 2697—2703 м. При одном никеле, ув. 64.



*Рис. 10.* Известняк органогенный, криптокристаллический, с порами и кавернами (черное). D<sub>2</sub>—С<sub>1</sub>, скв. Водораздельная-1, интервал 3009,3—3015,3 м. Никели +, ув. 64.

Очень часто около трещин локализуются многочисленные пустоты выщелачивания. Они округлой, эллипсоидальной и реже неправильной формы, то изолированные друг от друга, то соединенные системой тончайших каналов. Размеры их колеблются от долей миллиметра до 2—

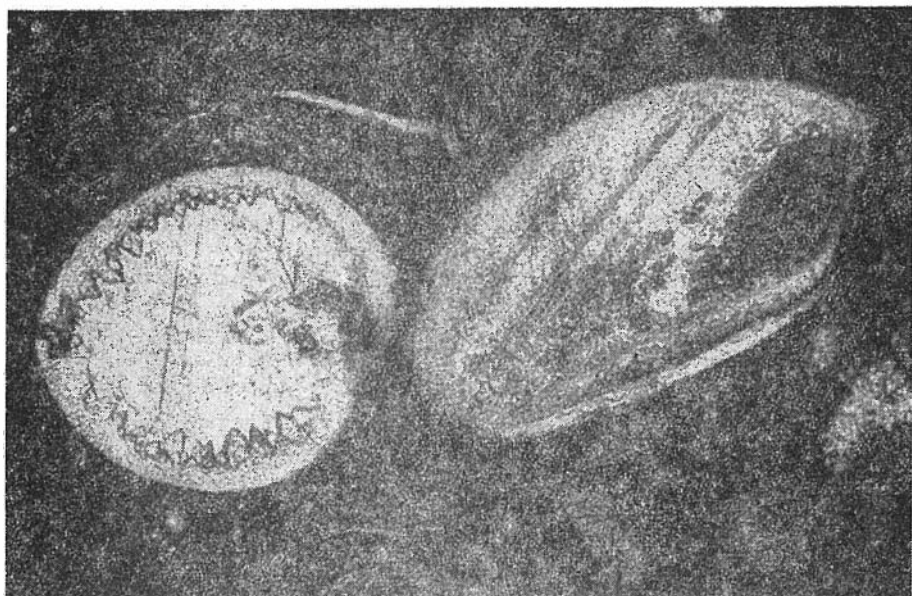


Рис. 11. Известняк органогенный, пелитоморфный. Ядро раковины выполнено кальцитом двух генераций. D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>, скв. Мыльджинская-1, интервал 2531—2535 м. При одном никеле, ув. 64.

3 мм и больше. Иногда по форме и размерам они напоминают раковинки и, по-видимому, образовались в результате их растворения. Стенки каверн довольно часто инкрустированы новообразованными друзами кальцита или доломита.

Пустоты выщелачивания особенно интенсивно развились в известняках верхней, приконтактной с мезозойскими отложениями зоне.

Очень часто в известняках фиксируются новообразования доломита, метасоматически заменяющего кальцит. В связи с тем, что процессы доломитизации известняков благоприятно влияют на их коллекторские свойства, небезынтересно рассмотреть это явление более подробно.

Наиболее интенсивно доломитизация органогенных известняков проявилась в разрезах следующих скважин: Речной-1, Мыльджинской-1, -4, Верх-Тарской-2, -3, -7, -12, Казанской-3, Водораздельной-1, Майской-390. Зерна доломита, ромбовидной и неправильной формы, иногда зональные, развиваются вначале по кальциту цемента, а затем захватывают и ядра раковин. Иногда эти процессы протекают настолько интенсивно, что происходит полная перекристаллизация кальцита и замещение его доломитом. В результате этого восстановить первичный облик породы невозможно; в частности, становятся незаметными все палеонтологические остатки.

По мнению ряда исследователей, такая доломитизация известняков, скорее всего, связана с эпигенетическими преобразованиями пород под действием сульфатных вод [45]. Доломитизация известняков, как известно, сопровождается уменьшением объема скелета породы, что вызывает образование многочисленных мелких трещин. Циркулирующие по этим и дисъюнктивным трещинам растворы усиливают процессы выщелачивания и образуют многочисленные каверны. И действительно, в отдельных изученных нами образцах доломитизированных известняков каверны составляют до 10—20% и более поверхности шлифа (скв. Верх-Тарская-3, Казанская-3, Мыльджинская-1, Водораздельная-1, Тенисская-1 и др.).

Предположения о связи доломитизации с зоной выветривания известняков, основанные на том, что ниже поверхности древних перерывов нередко залегают сильно доломитизированные породы, было убедительно опровергнуто Н. М. Страховым на примере карбонатных пород Самарской Луки [124, 125]. По мнению В. Н. Шароновой, Э. В. Оборица и И. В. Абашева, изучавших генетические типы карбонатных пород среднего карбона Приуралья в связи с их вторичной минерализацией и коллекторскими свойствами, процессы доломитизации известняков происходили на стадии позднего диагенеза [158]. Они отмечают, что развитие зерен доломита обычно начинается с цемента, если он представлен микро- и тонкозернистым кальцитом. В тех случаях, когда цемент представлен ясно кристаллическим кальцитом, а стенки раковин сложены пелитоморфным или криптокристаллическим кальцитом, процессы доломитизации начинаются с органических остатков. Иногда эти процессы настолько интенсивные, что доломит полностью замещает кальцитовую компоненту породы.

Аналогичные явления доломитизации, изученные в рассматриваемой нами группе карбонатных пород промежуточного комплекса, вероятно, тоже не связаны с древним выветриванием. Поэтому проницаемые доломитизированные известняки, скорее всего, будут встречены и намного ниже доюрской поверхности.

До сих пор остается дискуссионным вопрос об источнике магния. По нашему предположению, он мог поступать как из глинистой составляющей нерастворимого остатка, часто представленной монтмориллонитом и гидрослюдой, так и с подземными водами, циркулирующими по многочисленным трещинам, особенно в дизъюнктивно нарушенных зонах [114].

Количество нерастворимого остатка у большинства изученных образцов органогенных известняков варьирует от 0 до 20%. Состоит он чаще всего из пелитовых частиц каолинита и смеси гидрослюды с монтмориллонитом. Кривые нагревания нерастворимых остатков каолинитового состава характеризуются четко выраженным эндоэффектом в интервале температур 550—620°С и резким экзоэффектом при 980—1020°С. При гидрослюдисто-монтмориллонитовом составе нерастворимых остатков на кривых нагревания фиксируется эндоэффект при 140—180°С.

Минералогический состав глинистой компоненты нерастворимых остатков органогенных известняков, изученный в шлифах и термическим методом, подтверждается данными рентгено-структурного анализа. В известняках с заметным содержанием глинистого материала под микроскопом фиксируются элементы стилолитовой текстуры, отчетливо подчеркиваемой слоями глины (скв. Медведевская-6, Чарымовская-80, Мыльджинская-1).

В нерастворимых остатках известняков из отдельных скважин присутствуют обломочные зерна песчано-алевритовых размеров. По данным иммерсионного анализа, легкая фракция нерастворимого остатка (удельный вес ниже 2,7) состоит из зерен кварца, полевых шпатов, обломков эффузивов.

Тяжелая фракция нерастворимых остатков органогенных известняков (удельный вес выше 2,7) представлена аутигенными акцессорными терригенными минералами. Первые преобладают. От их содержания в основном зависит и количество тяжелой фракции в породе. Оно варьирует от сотых долей процента до десятков процентов и увеличивается главным образом за счет аутигенного пирита и доломита.

Комплекс акцессорных минералов тяжелой фракции представлен циркон-титанистой ассоциацией со спорадическим появлением шпинели (скв. Мыльджинская-1). В скважинах Чарымовской-80 и Лугинецкой-160 был выявлен аутигенный диаспор.



Данные термического анализа известняков свидетельствуют о том, что температура разложения кальцита у большинства изученных образцов выше 910—915°С. Как показали экспериментальные исследования А. И. Цветкова с соавторами [153], у наиболее чистых известняков (не загрязненных минеральными примесями) температура разложения достигает 980—1010°С.

Температура разложения доломитизированных известняков значительно ниже, а конфигурация кривых нагрева характеризуется наличием дуплетных эндоэффектов в интервале температур 720—815°С. Присутствие сидерита в известняках доказывается экзоэффектом на кривых нагрева при 580—620°С, а пирита — при 400—480°С.

Наиболее чистые разности известняков были встречены на Верх-Тарской площади в скважинах 3 и 12 (CaCO<sub>3</sub> составляет 98,7—99,2%), а также на Водораздельной (скв. 1), Мыльджинской (скв. 1) площадях. В некоторых скважинах были встречены органогенные известняки с большой примесью глинистого материала (до 47—50%), т. е. мергели. Карбонатная масса в таких породах представлена мельчайшими изометричными частицами кальцита (0,002—0,01 мм), и только фаунистические остатки сложены более зернистыми разностями кальцита.

Удельный вес органогенных известняков изменяется от 2,63 до 2,77. Значения плотности, полученные для 23 образцов, колеблются от 2,43 (скв. Северо-Сильгинская-9) до 2,62 (скв. Западно-Останнинская-440). Они тесно связаны с величинами пористости пород.

Определение открытой пористости органогенных известняков проводилось методом Преображенского в лаборатории физики пласта Новосибирского геологического управления под руководством Л. В. Залазаевой. Полученные значения дают представление о величине гранулярной (межзерновой) пористости породы. Емкость же каверн и трещин остается этим методом не учтенной.

Наибольшие значения гранулярной пористости были получены для известняков из скважин Верх-Тарской-3 (21,3—25,4%), Казанской-3 (24,1%), Северо-Сильгинской-9 (10,0%). У большинства изученных образцов гранулярная пористость колеблется в пределах 2,5—8—10%. Однако общая емкость порового и пока еще количественно не изученного трещинно-кавернозного пространства, конечно, намного больше. По данным Е. М. Смехова, полученным по другим районам, полная емкость трещинно-кавернозных известняков обычно превышает гранулярную пористость в 2—3 раза [118]. Очевидно, и в нашем районе у органогенных известняков среднего палеозоя общая пористость в 2—3 раза больше приведенных выше значений гранулярной пористости и составляет, следовательно, от 5 до 30% и более.

О том, что органогенные известняки территории исследования обладают неплохими емкостными и фильтрационными свойствами, свидетельствуют результаты испытания скважин и технологические осложнения в процессе их проходки.

При испытании некоторых скважин из органогенных известняков были получены промышленные дебиты нефти на Медведевской, Урманской, Верх-Тарской, Останнинской площадях, притоки воды (более 20 м<sup>3</sup>/с) на Вездеходной, Калининской, Средне-Васюганской, Усть-Сильгинской площадях. Притоки воды меньшего дебита (от 1 до 20 м<sup>3</sup>/с) получены на 14 других площадях. Кроме того, на многих площадях притоки воды были получены при опробовании интервалов, включающих и палеозойские органогенные известняки, и низы тюменской свиты. Возможно, что в ряде таких случаев вода поступала не только из тюменской свиты, но и из палеозоя или даже только из палеозоя.

При вскрытии кровли известняков на Верх-Тарской (скв. 5), Кильсинской (скв. 1), Пограничной (скв. 1) площадях происходило катастрофическое поглощение промысловой жидкости с последующим прова-



дом бурового инструмента. Небольшие поглощения промывочной жидкости (менее 5 м<sup>3</sup>/ч) зафиксированы также в скв. 2, 3, 7 Верх-Тарской площади. Наиболее сильные поглощения приурочены к закарстованным органогенным известнякам, известным пока только под доюрской поверхностью промежуточного комплекса.

**Хемогенные известняки** на территории исследования встречаются либо в виде отдельных прослоев в толще органогенных известняков, как, например, на Верх-Тарской (скв. 3, 7), Казанской (скв. 3), Речной (скв. 1), Западно-Останинской (скв. 440), Средне-Нюрольской (скв. 45) площадях, либо целиком слагают вскрытый разрез карбонатной толщи (скважины Малоичская-2, Мартовская-430, Вездеходная-1, Мураховская-21).

Вопрос об их происхождении до настоящего времени остается дискуссионным. Одни исследователи считают, что они возникают путем осаждения кальцита в водоемах в результате испарения воды и химических реакций. Другие приводят материалы о ведущей роли механически измельченного и переотложенного карбонатного материала, преимущественно органогенного [124, 125].

Хемогенные известняки серые и темно-серые, то массивные, эднородные, то с несовершенной горизонтальной и пологоволнистой слоистостью (скважины Речная-1, Северо-Сильгинская-2, -9, Мартовская-430), обусловленной алеврито-глинистым материалом, сыпью аутигенного пирита, скоплениями тонкодисперсного органического вещества. На Никольской площади (скв. 1, 2) известняки имеют гнездовидную, пятнистую текстуру. Иногда встречается несовершенная микростилолитовая текстура, подчеркиваемая глинистым веществом (скв. Малоичская-2).

Породообразующая часть известняков представлена кальцитом, нередко в смеси с доломитом. Содержание последнего варьирует в широких пределах и нередко превышает 50%, т. е. рассматриваемые породы образуют непрерывный ряд от чистых известняков до известковистых доломитов.

Структура карбонатной массы от крипстокристаллической до тонко- и мелкозернистой, лишь в перекристаллизованных участках она мелко-среднезернистая.

Зерна кальцита изометрично-неправильной, реже ромбовидной формы. Иногда они локализируются в крупные мозаичные агрегаты. Контуры зерен чаще ровные, реже извилистые за счет вращаения одних зерен в другие в результате перекристаллизации карбонатной массы. Доломит представлен изометричными (сферическими и оваловидными) и ромбическими зернами, иногда с четко выраженной зональностью.

Встречаются прослои известняков и доломитизированных известняков, зерна которых в центральных частях пропылены глинистым веществом.

Хемогенные карбонатные породы наиболее полно охарактеризованы керном и наиболее детально изучены по разрезу скв. Малоичской-2, приведенному на рис. 12. Эта скважина прошла по палеозою 162 м, в том числе верхние 149 м с периодическим, но сравнительно детальным отбором керна. Из карбонатных пород здесь был получен мощный нефтяной фонтан. Поэтому не удивительно, что в породах встречаются мелкие скопления вторичного битума.

Почти вся палеозойская часть разреза скв. Малоичской-2 представлена хемогенными карбонатными породами. Только в самой верхней части разреза имеется тонкий пласт аргиллита, а в самой нижней — довольно мощные черные магматические породы типа диабазов. Несколько очень тонких магматических тел (порядка 1 см) встречено и внутри карбонатной толщи, на глубинах 2858 и 2864 м. Во втором случае отмечаются изменения известняков непосредственно на контактах с диа-

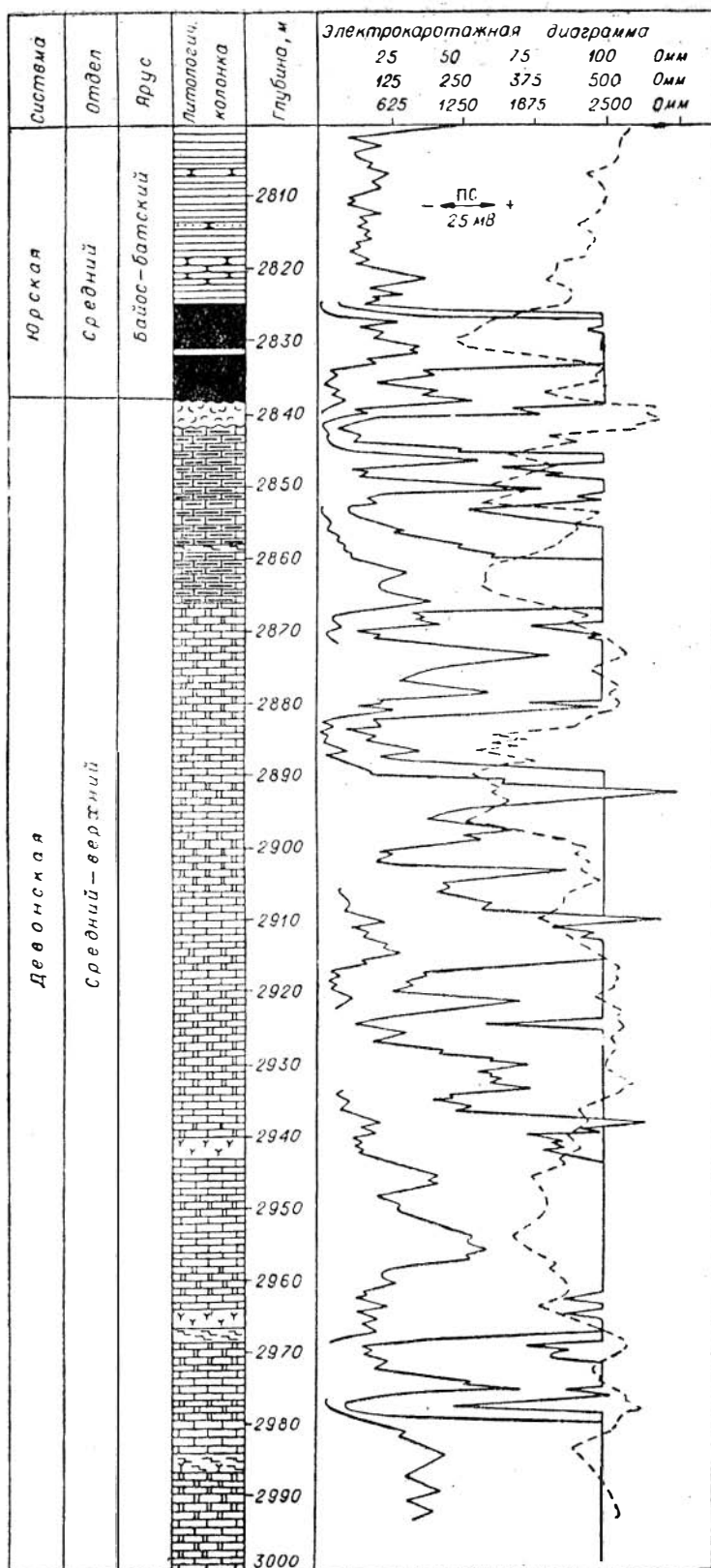


Рис. 12. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Малончской-2. Усл. обозн. см. на рис. 4.

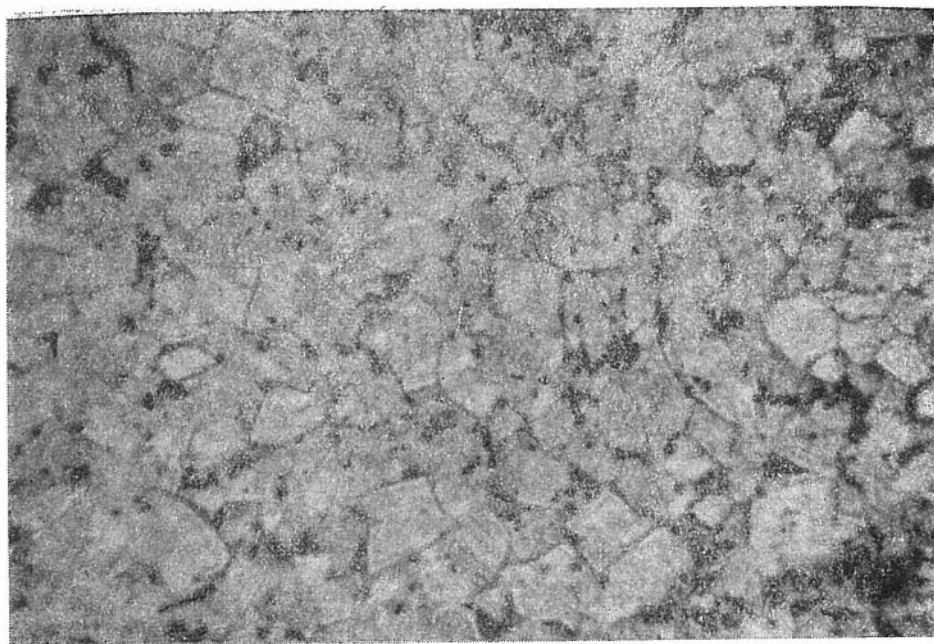


Рис. 13. Доломит известковый, тонко-мелкозернистый, с зональными ромбовидными зернами, тонкой сыпью глобулярного пирита, с битумом в порах. D<sub>2</sub>—С<sub>1</sub>, скв. Малоичская-2, интервал 2846,8—2848,8 м. При одном никеле, ув. 64.

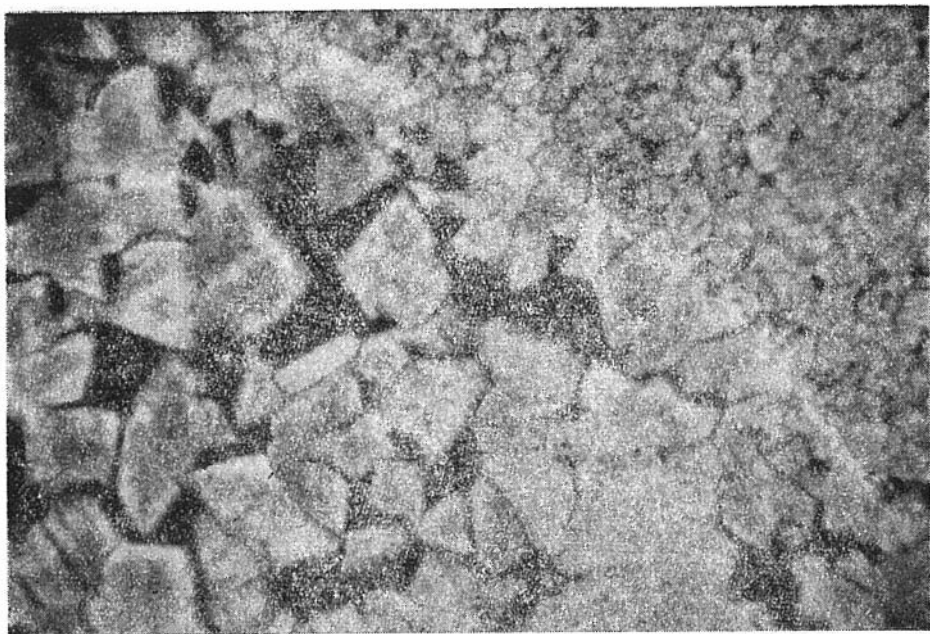
базом, в зонах, измеряемых сантиметрами. В этих зонах известняки рыхлые, пачкают руки. По внешнему виду они похожи на обожженные известняки. В контакте с крупным магматическим телом керн карбонатных пород не отобран. В ближайшем к этому телу керне (около 17 м) никаких признаков метаморфических изменений в известняках не обнаруживается.

Преимущественно карбонатный состав палеозойских отложений в скв. Малоичской-2 подтверждается минералогическим изучением 87 проб шлама, отобранных при проходке тех частей разреза, которые разбуривались без взятия керна. Большинство проб почти нацело состоит из обломков карбонатных пород, сложенных кальцитом и доломитом. Только в некоторых пробах имеются заметные количества обломков диабазов (до 12%). Спорадически встречаются полевые шпаты, пирит, зерна кварца.

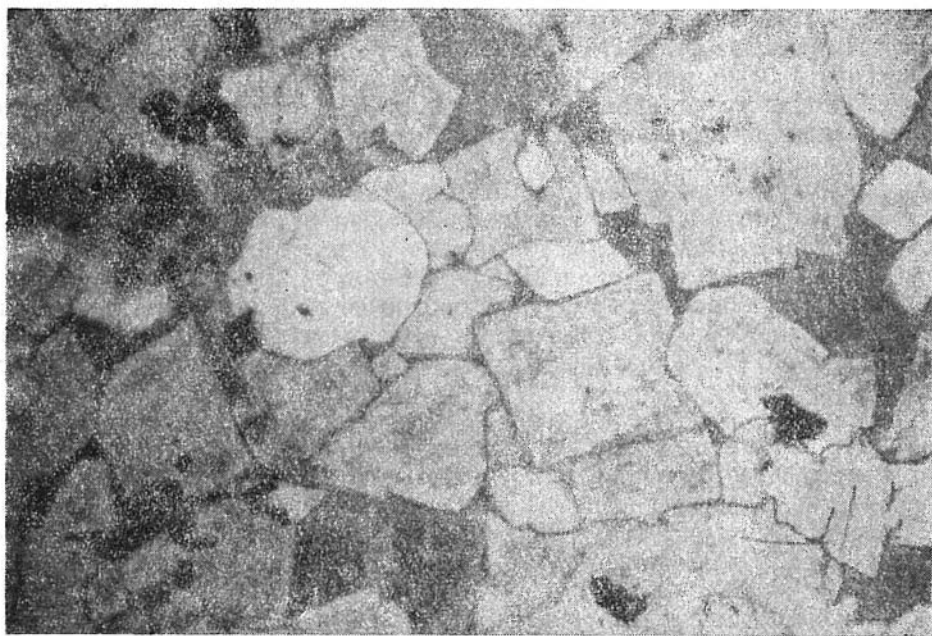
В разрезе скв. Малоичской-2 представлены практически все разновидности хемогенных карбонатных пород, имеющих на исследуемой территории. Поэтому приводимое ниже описание типов пород из этой скважины, сопровождающееся фотографиями шлифов (рис. 13—18), термограммами (рис. 19) и химическими анализами, является в то же время общей для всей территории характеристикой пород данного класса.

Для карбонатных пород рассматриваемого разреза характерна интенсивная доломитизация. Они хорошо диагностируются по электрокаротажу. Кажущиеся сопротивления очень высокие (до 1800 Омм). Значения ПС положительные, но в интервалах развития трещиноватых и кавернозных разновидностей кривая ПС отклоняется в сторону отрицательных значений. Степень доломитизации мы отражаем в названиях пород в соответствии с классификацией [130, 136].

Чистые (не доломитизированные) известняки образуют редкие тонкие прослои и одну довольно мощную (6 м) пачку в интервале 2918—2924 м, в которой имеются также и доломитизированные известняки.

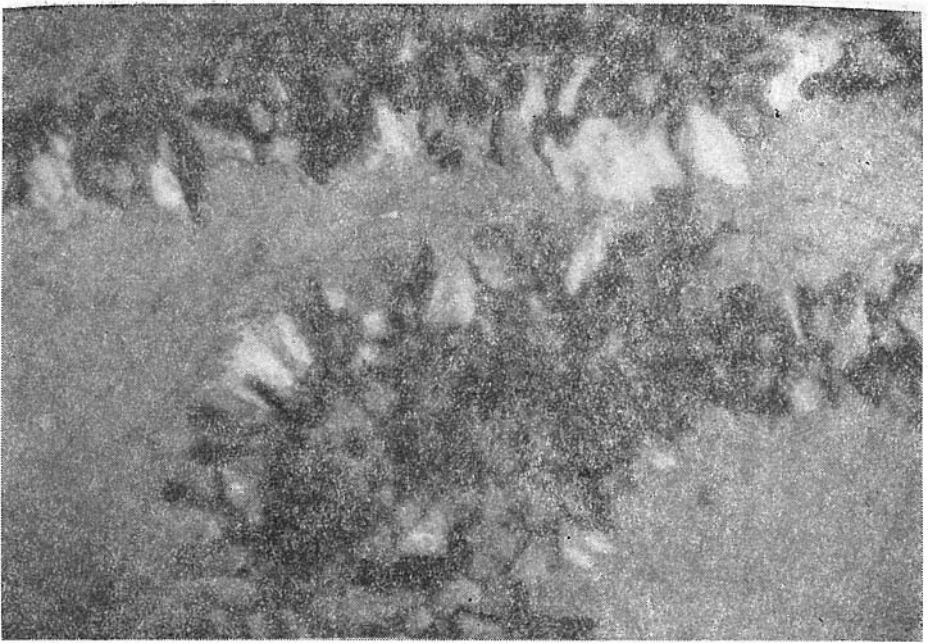


*Рис. 14.* Контакт тонко-мелкозернистого доломитового известняка со среднезернистым.  $D_2-C_1$ , скв. Малончская-2, интервал 2918—2924 м. При одном шкколе, ув. 64.

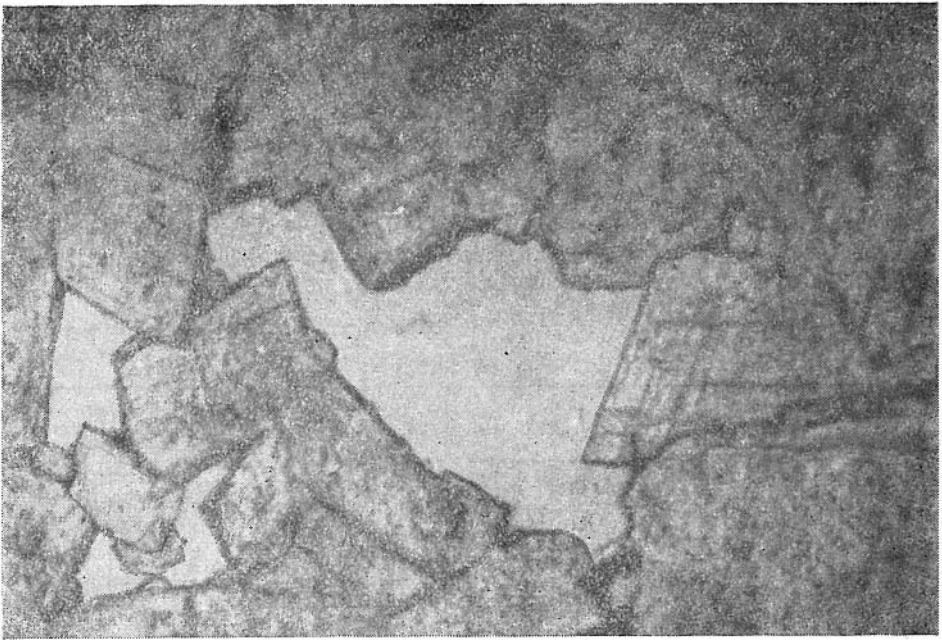


*Рис. 15.* Известняк доломитовый, мелко-среднезернистый, глинистый (черное), пиритизированный.  $D_2-C_1$ , скв. Малончская-2. При одном шкколе, ув. 64.

Известняки средне-мелкозернистые и тонко-мелкозернистые, серые, участками зеленовато-серые, с зеркалами скольжения и плоскостями при-тирания, особенно развитыми в заглинизированных участках. Породы интенсивно трещиноватые, с кавернами выщелачивания диаметром до 1 см. Трещины ориентированы беспорядочно. Ширина их колеблется от



*Рис. 16.* Хомогенный известняк с новообразованиями микрокварцита и халцедона. D<sub>2</sub>-С<sub>1</sub>, скв. Малоичская-2, интервал 2863,6—2864,6 м. Николи +, ув. 160.



*Рис. 17.* Известняк доломитовый, мелко-среднезернистый, с кавернами выщелачивания. D<sub>2</sub>-С<sub>1</sub>, скв. Малоичская-2, интервал 2841,8—2846,8 м. При одном николе, ув. 160.

долей миллиметра до 1 см. Некоторые из них выполнены новообразованным кальцитом, глинистым веществом и, возможно, битумом. Местами известняки приобретают брекчиевидный облик за счет остроугольных обломков темного известняка. Размеры обломков достигают 1—3 см.

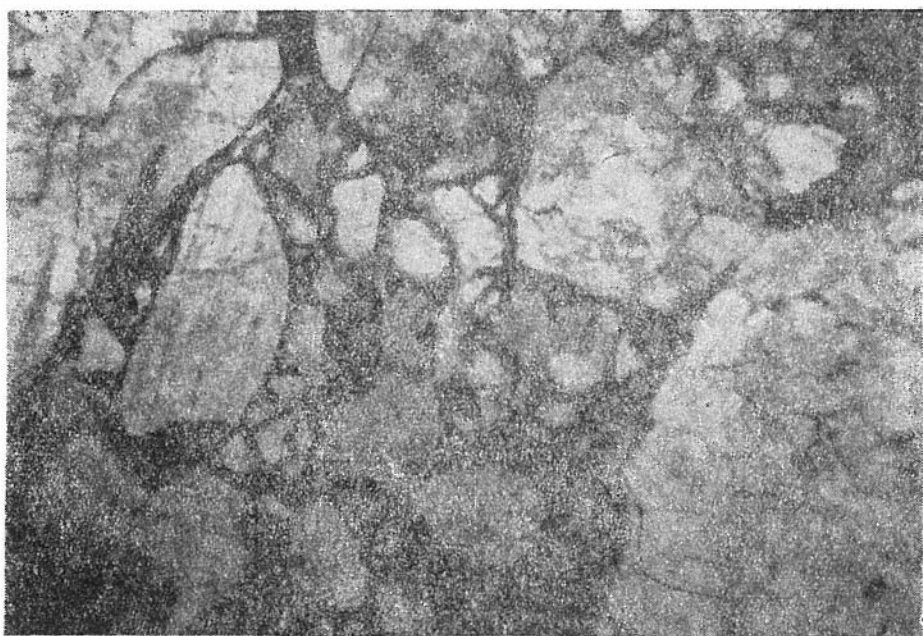


Рис. 18. Известняк доломитовый, брекчиевидный. D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>, скв. Малоичская-2, интервал 2896,0—2900,1 м. При одном никеле, ув. 64.

Доломитизированные карбонатные породы по содержанию доломита варьируют в широких пределах и образуют ряд: доломитизированные известняки — доломитовые известняки — известковые доломиты — известковистые доломиты. Данные химического анализа, выполненные в Новосибирском геологическом управлении под руководством П. С. Сазонова и приведенные в табл. 5, свидетельствуют о смешанном, доломит-кальцитовом, составе этих пород. Содержание окиси магния достигает в них 18,84%, а карбоната магния — 39,4%. Однако содержание карбоната кальция значительно выше. Следовательно, нацело доломитизированных известняков в рассматриваемых отложениях, очевидно, нет. Это подтверждается и петрографическим изучением шлифов.

Таблица 5

*Химический состав карбонатных пород из скв. Малоичской-2*

Интервалы отбора проб, м	Нерастворимый остаток	Ш. п. п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CaCO <sub>3</sub>	MgCO
2845—2849	6,8	44,69	3,45	1,31	0,61	30,05	18,84	53,63	39,40 <sup>2</sup>
2896—2900	4,8	43,47	3,55	1,11	1,80	32,00	16,74	57,11	35,01
	4,0	44,24	3,62	0,74	1,29	32,29	17,24	57,63	36,05
2918—2924	8,0	43,36	4,92	2,48	0,91	29,30	17,59	52,29	36,78
	6,7	42,01	5,02	2,14	0,92	30,67	16,87	54,71	35,27

Известняки, в различной степени подвергшиеся процессам доломитизации, характеризуются мелкозернистой и мелко-среднезернистой структурой, однородной и реже брекчиевидной текстурой. Основной фон породы составляют зерна кальцита неправильной, округло-изометричной и ромбовидной формы. По кальциту повсеместно в разных количествах развиваются ромбовидные зерна вторичного доломита различных размеров. Нередко зерна кальцита и доломита покрыты тончайшей пленочкой бурого и медово-желтого битума. Последний выполняет также отдельные каверны, поры и трещины. Стенки некоторых из



них инкрустированы новообразованными кальцитом и доломитом, имеющими вид мелких друз, шипов и т. д.

Иногда доломитизированные известняки содержат незначительную глинистую примесь, выполняющую отдельные поры между зернами кальцита и доломита. Глинистый материал представлен гидрослюдой и монтмориллонитом. Он интенсивно пигментирован бурым веществом, отчасти, вероятно, битуминозным. В некоторых известняках зафиксирована начальная стадия образования стилолитов (интервалы 2838,0—2841,8; 2841,8—2846,8 м). Повсеместно встречаются трещинки и каверны выщелачивания.

Доломиты известковые очень часто встречаются в виде маломощных прослоев в толще доломитовых и доломитизированных известняков. Все эти различия связаны между собой постепенными переходами. Структура доломитов от мелко- до среднезернистой, текстура либо однородная, либо брекчиевидная за счет присутствия остроугольных призматических и неправильных обломков более темного известняка. Основная масса породы состоит из ромбовидных и в меньшей мере изометричных зерен доломита, то соприкасающихся друг с другом, то разделенных глинистым материалом гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, пигментированным бурым битумом. Битум встречается также в виде капелек и пленочек в порах, вокруг зерен. В породе развит глобулярный пирит, образующий иногда гроздевидные скопления и бесформенные стяжения.

Весьма своеобразно распределено в породе глинистое вещество (особенно в интервале 2918,0—2924,0 м). Оно строго соподчиняется с формой карбонатных зерен, пор, трещинок, каверночек. Зачастую многие поры имеют строго геометрические очертания, соподчиненные с конфигурацией ромбовидных зерен доломита и кальцита. Такое перераспределение глинистого вещества в породе обусловлено, по всей

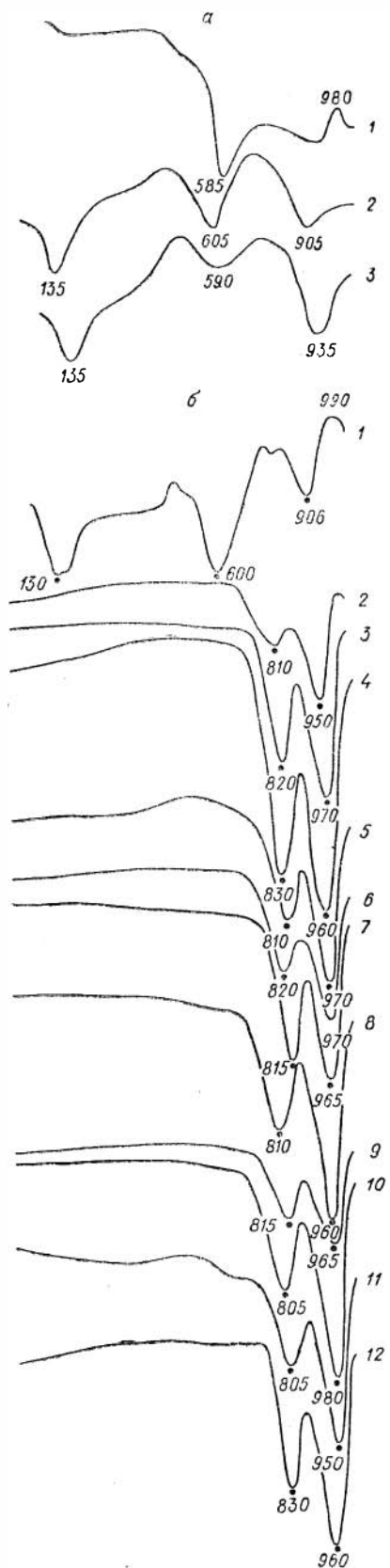


Рис. 19. Кривые нагревания нерастворимого остатка доломитовых известняков (а), глинистых пород и известняков (б) из палеозойского разреза скв. Малончской-2.

Интервалы глубин (м) — а: 1—2864—2865; 2, 3—2918—2924; б: 1—3—2838—2842; 4—2842—2847; 5, 6—2847—2849; 7—2850—2851; 8—2859—2864; 9—2864—2865; 10—2896—2900; 11, 12—2918—2924. Температуры эффектов обозначены на кривых.

вероятности, вторичной перекристаллизацией кальцита в доломит, приведшей к появлению новых текстурных и структурных особенностей породы в целом.

Доломиты, так же, как известняки, трещиноватые и кавернозные. Ширина микротрещин достигает 2—3 мм, а диаметр каверночек колеблется от долей миллиметра до 5 миллиметров и более. Каверночки иногда выполнены гидрослюдисто-монтмориллонитовым веществом. Некоторые из них выполнены крупнокристаллическими агрегатами зонального доломита, иногда крупными таблитчатыми новообразованиями каолинита. Встречаются каверночки и трещинки с пленочкой битума на стенках, но большинство из них пустые.

Кривые нагревания доломитовых и доломитизированных известняков, а также известковых доломитов, полученные для 38 образцов, имеют хорошо выраженные различия. Общим для них является наличие дуплетных эндоэффектов в интервале температур 785—1000°С, свидетельствующих о смешанном составе карбонатных минералов. Однако для конфигурации кривых нагревания доломитов и доломитизированных известняков характерен неглубокий первый эндоэффект в интервале температур 820—835°С и очень глубокий второй эндоэффект при 950—1000°С. Конфигурация кривых нагревания известковых доломитов имеет либо одинаковую глубину выраженности первого и второго эндоэффектов, соответственно в интервалах температур 785—815 и 915—945°С, либо второй эндоэффект при 915—945°С несколько глубже первого. На некоторых кривых нагревания фиксируются неглубокие слабо выраженные эндоэффекты при 120—160° и 550—580°С, обусловленные примесью глинистого материала гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (см. рис. 19).

Для 23 образцов карбонатных пород был определен процент карбонатности весовым методом (обработка навески породы 10%-ной соляной кислотой при нагревании). Эти определения показали довольно высокую химическую чистоту карбонатных пород. Так, содержание нерастворимого остатка колеблется у них от 0,8 до 10% и лишь у четырех образцов — до 19%.

Наиболее глинистые разности карбонатных пород установлены в интервалах 2863,6—2864,6 и 2918,0—2924,0 м. Содержание нерастворимого остатка в них колеблется от 5,9 до 19,2%. В его составе преобладают глинистые минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Они изучались в прозрачных шлифах, иммерсионным и термическим методами. Под микроскопом глинистые агрегаты имеют чешуйчато-волокнистое строение, однонаправленную ориентировку и буровато-зеленую окраску. Глинистое вещество заполняет некоторые поры, каверночки, трещинки и придает породе зеленоватый пятнистый облик.

О составе нерастворимого остатка можно судить также и по данным химического анализа (см. табл. 5). Помимо карбонатных минералов породы содержат окиси кремния (3,45—5,02%), алюминия (0,74—2,48%) и железа (0,61—1,80%). Соотношения между этими компонентами согласуются с преимущественно монтмориллонитовым составом нерастворимых остатков.

Термический анализ был приведен как для нерастворимых остатков карбонатных пород, так и для глинистого вещества из включений (интервал 2918,0—2924,0 м). Кривые нагревания нерастворимых остатков характеризуются наличием четко выраженных трех эндоэффектов: первый, глубокий, эндоэффект при 125—160°С, второй, менее глубокий или одинаковый по глубине с первым, — при 550—605°С и третий, неглубокий, эндоэффект — при 905—925°С. Конфигурации кривых нагревания глинистых включений из карбонатных пород сходны с таковыми для нерастворимых остатков. На них четко выражены все три эндоэффекта в тех же интервалах температур. Таковую конфигурацию обычно



имеют глины монтмориллонитового состава, характеризующиеся высокой гидрофильностью.

Таким образом, результаты комплексного изучения нерастворимых остатков карбонатных пород и глинистого вещества из включений однозначно свидетельствуют о широком развитии в их составе монтмориллонита. В виде небольшой примеси присутствует также гидрослюда. Что касается песчано-алевритовой примеси, то она представлена единичными зернами кварца, полевых шпатов, циркона, ильменит-магнетита и лейкоксена.

Из нерастворимых остатков карбонатных пород были выделены тяжелые фракции, выход которых изменяется от 2,1 до 12,5%. Они на 98,8—99,7% состоят из аутигенного пирита, представленного глобулами и зернами кубической формы. Доли процента от общего выхода тяжелой фракции составляют акцессорные минералы, среди которых ведущая роль принадлежит циркону (до 61,6% от суммы акцессорных минералов), лейкоксену (до 41,0%) и, в меньшей мере,— ильменит-магнетиту (до 7,6%), анатазу (до 5,8%), эпидот-цоизиту (до 2,1%), роговой обманке (до 2,1%).

Коллекторские свойства карбонатных пород скв. Малоичской-2 изучались в Новосибирском геологическом управлении под руководством Л. В. Залазевой. Значения открытой пористости доломитовых известняков и известковых доломитов, определенные для 35 образцов методом Преображенского, изменяются от 1 до 6%. Что касается трещинной проницаемости, определенной по методике Н. В. Мельникова (СНИИГГиМС), то ее значение варьирует от 0 до 300 мДарси, иногда достигая 6000 мДарси. Значения пористости, определенные по относительному сопротивлению и данным НГК, в интервале 2841,0—2853,0 м составляют 12—13%. Несколько меньшие значения пористости определены этим же методом в интервалах 2853,0—2870,0 (7—8%) и 2882,0—2915,0 м (9—10%).

Насколько эти величины проницаемости отражают истинные емкостные свойства карбонатного коллектора, трудно сказать, так как анализировались в основном небольшие по размеру кусочки керна. Однако несомненно, что здесь развиты коллекторы трещинно-кавернозного типа, из которых и был получен фонтанный приток нефти. Следовательно, емкостная характеристика этих коллекторов неплохая. Об этом говорят также результаты литолого-петрографического изучения карбонатных пород и катастрофическое поглощение бурового раствора в процессе бурения.

Чем интенсивнее в карбонатных породах проявились трещиноватость, кавернозность и процессы вторичной доломитизации, тем выше у них пористость и проницаемость. Сравнение данных по открытой пористости доломитовых известняков из скв. Малоичской-2 и однотипных пород других месторождений СССР (Урало-Поволжских, Оренбургских, Тимано-Печорских) свидетельствует о близких значениях этих параметров [118, 119 и др.].

### Кремнистые породы

Эта группа осадочных образований была вскрыта скважинами на восемь площадей: Ключевской (скв. 61), Мыльджинской (скв. 1), Мартовской (скв. 430), Останинской (скв. 420, 424, 425, 428, 435, 436), Средне-Васюганской (скв. 3), Усть-Сильгинской (скв. 3, 10, 12), Южно-Мыльджинской (скв. 22, 24) и Парбигской (скв. 2). Кроме того, они были вскрыты скважинами и на смежных с территорией исследования площадях: Южно-Демьянской (скв. 1) и Бочкаревской (скв. 2).

В большинстве случаев кремнистые породы имеют форму пластовых тел и парагенетически связаны с органогенными известняками,

либо залегая в их кровле, либо переслаиваясь с ними (скв. Южно-Демьянская-1).

Кремнистые породы светло- и темно-серые, средне- и слабосцементированные, иногда рыхлые. Близ доюрской поверхности они часто сидеритизированы, за счет чего приобретают буроватые оттенки разной интенсивности. Текстура их то однородная, то несовершеннослоистая, то псевдобрекчиевидная.

В некоторых скважинах среди кремнистых пород были встречены глинисто-кремнистые брекчии, напоминающие по внешнему облику тектонические брекчии (скважины Мыльджинская-1, Средне-Васюганская-3, Останинская-426, -436, -438 и др.). Обломки состоят из органических и неорганических кремнистых пород, сцементированных кремнисто-глинистым (гидрослюдисто-каолинитовым) материалом. Обломки совершенно неокатанные. Размеры их колеблются от 0,1 мм до 2—3 см.

Органические кремнистые породы представлены спонголитами (скв. 424, 425, 428, 436 Останинской площади) и радиоларитами (скв. Бочкаревская-2, Южно-Демьянская-1 и др.). Фаунистические остатки в породах сложены опалом и халцедоном, а цементирует их пелитоморфное слабополяризующее кремнистое вещество, иногда в смеси с глинистым материалом каолинитового состава. Изредка встречаются остатки известковых раковин.

Для кремнистых пород характерно почти полное отсутствие примеси обломочного материала. Из аксессуарных минералов иногда встречаются единичные зерна апатита и циркона. Аутигенный комплекс, формирующийся в зоне выветривания, представлен радиально-лучистыми сферолитами сидерита, неправильными зернами и пелитоморфной сыпью сидерита, особенно интенсивной по трещинам. Довольно часто присутствует лейкоксен в виде пелитоморфных скоплений и неправильных зерен.

Кривые электрокаротажа по кремнистым породам маловыразительные, с низкими значениями КС и ПС. По конфигурации они напоминают кривые по глинистым породам.

Сильно измененные, выветрелые разности кремнистых пород были встречены на Останинской площади в скв. 436 и 438. Значения открытой пористости этих пород здесь очень высокие. Они колеблются от 18 до 28% и свидетельствуют о неплохих коллекторских свойствах. Из этих пород в скв. Останинской-438 был получен фонтан нефти дебитом 60 м<sup>3</sup>/с (интервал 2750,0—2755,0 м). На некоторых площадях из них были получены притоки воды (скв. Южно-Мыльджинская-24, Бочкаревская-2 и др.).

## Терригенные породы

В среднепалеозойских отложениях эти породы имеют ограниченное развитие. Они представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

**Конгломераты и гравелиты** были встречены в скважинах Ново-Васюганской-51, Ледовой-3, Останинской-424, -436 и на смежных с территорией исследования площадях. Принадлежность их к образованиям данного возраста не всегда уверенная. Залегая в основании мезозойского осадочного чехла, они могут быть приняты и за более молодые делювиально-пролювиальные отложения. Внутри же отложений среднего девона — среднего карбона конгломераты и гравелиты пока не встречены бурением. Однако на Останинской площади по ним развита кора выветривания, что исключает отнесение их к платформенному чехлу.

Макроскопический облик этих пород во многом зависит от состава слагающих обломков, цементирующей массы и степени вторичной измененности. Окраска их от светло-серых тонов до темно-серых и

буровато-серых. Текстура однородная, структура псаммо-псефитовая.

Микроскопическое изучение этих пород показало, что в составе обломков принимают участие разнообразные породы: эффузивы основного, среднего и кислого состава, метаморфические сланцы, хемогенные и органогенные известняки, кремнистые породы, кварц, полевые шпаты, слюды и др.

Обломочный материал обычно плохо отсортирован. Размеры его колеблются от 0,2 до 5,0 мм и более. Окатанность обломочных зерен плохая и средняя. Иногда по составу гравелиты и конгломераты очень сходны либо с подстилающими породами промежуточного комплекса, либо с породами выступов фундамента, расположенных вблизи. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что при формировании этой разновидности терригенных пород значительная роль принадлежала местным источникам сноса обломочного материала.

**Песчаники и алевролиты** были встречены в 11 скважинах на 9 площадях: Советской (скв. 26, 48), Шахматной (скв. 1), Передовой (скв. 190), Средне-Васюганской, (скв. 1), Черемшанской (скв. 1), Северо-Сильгинской (скв. 7), Казанской (скв. 1, 2), Парбигской (скв. 1), Мирной (скв. 410). Керном эти породы охарактеризованы плохо. Разрез скв. Средне-Васюганской-1, единственной, в которой обнаружена фауна среднего карбона (башкирский ярус), приведен на рис. 20.

Облик песчано-алевритовых пород весьма разнообразный как по структуре и текстурным особенностям, так и по цвету, степени литификации, вторичной преобразованности. Среди песчаников чаще встречаются мелко- и среднезернистые разности, иногда с примесью крупнозернистого и гравийного материала. Алевролиты то крупнозернистые, то мелкозернистые и сильно глинистые, переходящие в алевролитистые аргиллиты. Наряду с массивными однородными разностями имеются также с несовершенной горизонтальной, линзовидной, пологоволнистой, реже косою слоистостью. Обычно слоистость отмечается у более тонких разностей песчаников и алевролитов. Обусловлена она глинистым материалом, слюдой, сидеритом.

Окраска пород изменяется от светло-серой до темно-серой и зеленовато-серой. Последняя присуща туфопесчаникам и туфоалевролитам. Породы неравномерно и непостоянно карбонатные. Иногда они разбиты трещинами шириной от долей миллиметра до 2 см, выполненными кальцитом, доломитом и сидеритом.

Микроскопическое изучение пород этой группы позволило выделить среди них две основные разновидности — кварц-граувакковую и туфогенную.

Кварц-граувакковые песчаники и алевролиты были встречены в скважинах Передовой-190, Ново-Васюганской-51, Советской-26, Средне-Васюганской-1. Структура песчаников псефо-псаммитовая, псаммитовая и алевро-псаммитовая, а алевролитов — псаммо-алевритовая и пелито-алевритовая. Текстура однородная или слоистая. Отсортированность и окатанность обломочных зерен от средней до плохой.

Состав пороодообразующего комплекса: кварц — 5—35%, полевые шпаты — 7—15%, обломки пород — 55—85%, слюды — единичные зерна. Размеры зерен колеблются от 0,01 до 1—3 мм. Неправильные изометричные зерна кварца иногда пропылены тонкодисперсным темным мипералом. Полевые шпаты представлены таблитчатыми и неправильными зернами плагиоклаза, в основном кислого. Обломки пород представлены преимущественно кремнистыми разностями, микрокварцитами, реже — известняками, сланцами и эффузивами. Контуры отдельных зерен подверглись частичному растворению и за счет этого приобрели причудливые очертания.

Количество цемента в породах весьма непостоянно и изменяется от 3—5 до 20—45% (скв. Передовая-190, интервал 2852—2854 м, и Ново-

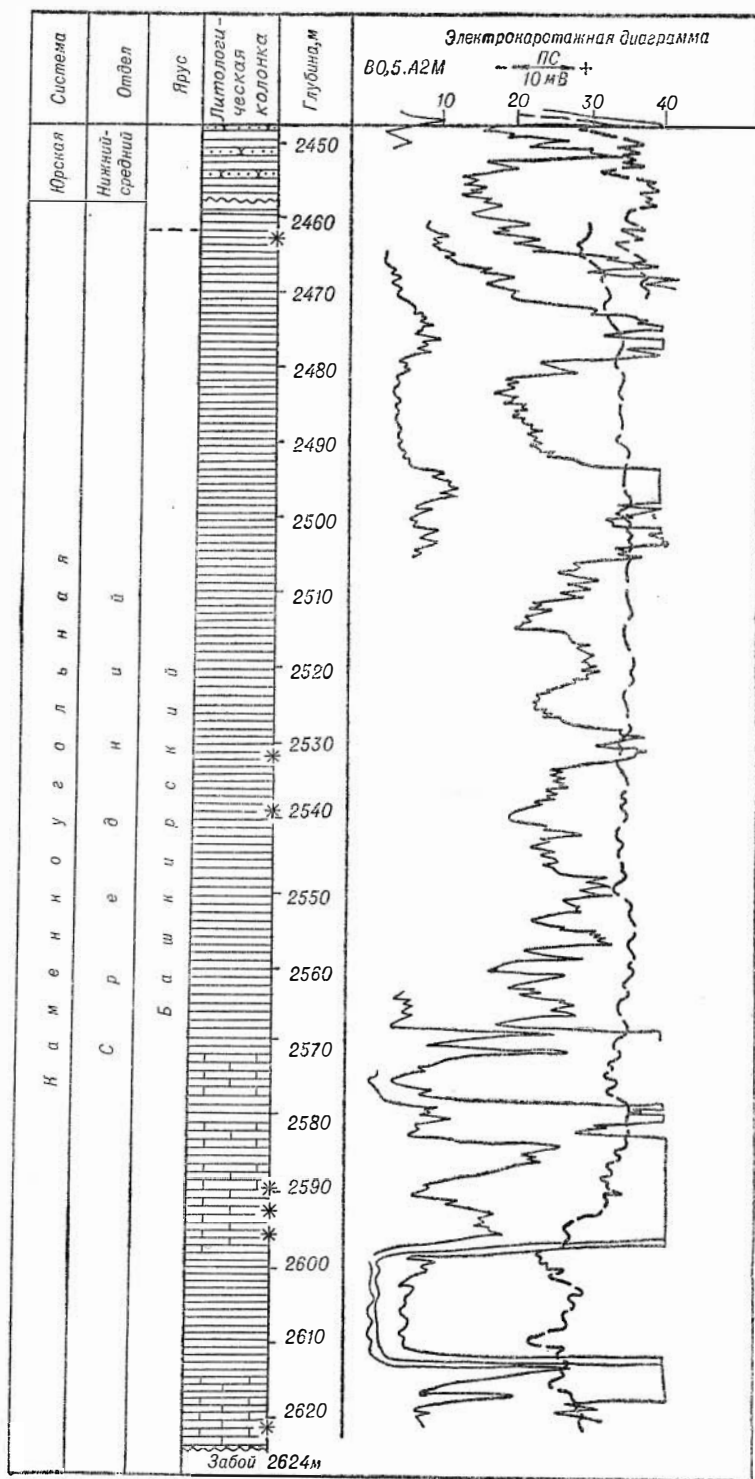


Рис. 20. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Васюганской-1. Усл. обозн. см. на рис. 4.

Васюганская-51, интервал 2875—2878 м). Тип цементации контактовый, порово-пленочный, порово-базальный и базальный (в случае кальцитового цемента). Состав цемента полимиктовый. Преобладают в нем крупнотаблитчатый и пелитоморфный каолинит и гидрослюда. В виде примеси присутствуют хлорит, монтмориллонит, карбонаты и титанистые минералы (лейкоксен, анатаз).

Иногда цементная масса породы пропылена тонкодисперсным углефицированным растительным материалом (скв. Передовая-190, Ново-Васюганская-51) и пиритом (скв. Передовая-190). Кальцит и доломит развиваются в породах как новообразования, замещая отдельные зерна и цемент. Они представлены неправильными зернами и бесформенными (лапчатовидными) образованиями, придающими породе большую прочность и массивность. На Передовой площади в скв. 190 песчаники содержат растительный детрит с хорошо сохранившимся клеточным строением и сложенные кальцитом обломки фауны.

Эпигенетические изменения этих пород проявились в частичном растворении зерен на контактах между ними, вдавливании их друг в друга, в локальной линейной серицитизации, иногда в появлении едва заметных элементов филлитизации. По этим признакам песчаники и алевролиты очень сильно отличаются от метаморфизованных, сильно рассланцованных пород фундамента, которые почти полностью утратили первичный состав, текстурные и структурные особенности. Цемент в них представлен микропеллобластовым кварц-альбит-серицит-хлоритовым агрегатом, прочно цементирующим обломочные зерна (скв. Аэросейсмическая-100, Сибкраевская-370, Первомайская-260 и др.).

Туфопесчаники и туфоалевролиты были вскрыты скважинами на Шахматной (скв. 1), Казанской (скв. 1, 2), Черемшанской (скв. 1), Соснинской (скв. 48) площадях, а также к западу от изучаемой территории (Южно-Демьянская, Кулайская, Гуйская и другие площади). Для этих пород характерно большое разнообразие в окраске от серой, темно-серой, буровато-серой до зеленовато-серой, вишнево-красной, зеленовато-бурой. Цветовые оттенки обусловлены разной степенью окисления железистой компоненты пород, представленной в основном хлоритом (в цементе и в обломках эффузивов).

Структура песчаников псефо-псаммитовая, псаммитовая и алевропсаммитовая, а у алевролитов — псаммо-алевритовая, пелито-алевритовая. Алевролиты связаны с песчаниками и аргиллитами постепенными переходами. Отсортированность и окатанность обломочного материала варьирует в широких пределах даже на коротких расстояниях по разрезу. По текстуре породы то однородные, то с несовершенной горизонтальной, пологоволнистой, косой слоистостью.

Микроскопическое изучение этих пород в шлифах показало, что в основной своей массе они состоят из обломков вулканического стекла и эффузивов (60—80%), в разной степени измененных и разложенных. Второстепенное место занимают зерна кварца, полевых шпатов, обломки метаморфических и осадочных пород (серицитовые сланцы, кремни с остатками радиолярий и спикул). Размеры обломков пород — до 3,5 мм.

Цемент представлен хлоритом, иногда с небольшой примесью неразложенного стекла, кальцита, с новообразованиями каолинита, гидрослюда, монтмориллонита, лейкоксена и цеолитов. Тип цементации контактовый, порово-пленочный, пленочный крустификационного строения, порово-базальный и базальный. Количество цемента колеблется от 8—10 до 25—35%. В песчаниках и алевролитах встречаются макро- и микротрещины, выполненные чаще всего кальцитом, доломитом, сидеритом и, реже, кварцем, каолинитом.

Туфогенные песчаники и алевролиты, так же, как и кварц-граувакковые, характеризуются слабой степенью эпигенетической преобразо-

ванности. Только в некоторых скважинах была выявлена частичная перекристаллизация первичного глинистого цемента в серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые агрегаты. Иногда намечаются элементы слабой расщепленности обломочного и цементирующего материала, линейная серицитизация некоторых зерен (скв. Черемшанская-1, Казанская-2).

Из многих образцов песчаников и алевролитов обоих рассмотренных выше типов были изучены в иммерсии минералы тяжелой фракции. В результате установлено, что руководящий комплекс акцессорных минералов представлен циркон-титанистой ассоциацией со спорадическим обогащением в отдельных образцах апатитом, гранатом, турмалином и шпинелью. Аутигенные минералы представлены сидеритом, пиритом, доломит-анкеритом.

Для образцов песчаников был изучен гранулометрический состав в шлифах. Средний диаметр зерен, по этим данным, изменяется в пределах 0,081—0,328 мм, а коэффициент отсортированности — от 1,44 до 2,3 и в единичных образцах до 5,1. Конфигурация кумулятивных кривых чаще крутая, реже выположенная. По данным В. В. Вебера, А. И. Горской, Е. Н. Глебовской [26], подобные конфигурации кумулятивных кривых имеют песчаные породы, сформировавшиеся в морских условиях: на подводных отмелях (крутые кривые) и в сублиторали открытых частей морского бассейна (пологие кривые).

Морской генезис этих пород подтверждается еще и тем, что песчаники и алевролиты в большинстве изученных разрезов залегают в виде прослоев и отдельных пачек среди фаунистически охарактеризованных известняков среднего девона — среднего карбона.

Для некоторых образцов песчаников и алевролитов определены плотность, удельный вес, пористость и проницаемость. Наименьшие значения плотности установлены для песчаников Шахматной площади (скв. 1). Значения открытой пористости изменяются от 5,1 до 21% (скв. Казанская-2). Максимальной пористости соответствует максимальная проницаемость (123,9 мДарси). В процессе испытания ряда скважин из песчаников были получены притоки воды (скв. Передовая-190, Средне-Васюганская-1 и др.), которые подтверждают, что среди песчаников имеются неплохие коллекторы.

Анализ данных промысловой геофизики свидетельствует о больших трудностях выделения по электрокаротажу песчано-алевритовых слоев в общем разрезе терригенно-карбонатной толщи среднего палеозоя. Кривая ПС почти всегда нечеткая. Повышенные значения КС нередко обусловлены закарбоначенностью песчаников.

**Аргиллиты** в отложениях среднего девона — среднего карбона играют небольшую роль и, по-видимому, приурочены главным образом к верхней, более молодой части разреза этой толщи. Так, например, в разрезе скв. Средне-Васюганской-1, представленной преимущественно темно-серыми до черных грубоплитчатыми известковистыми аргиллитами с небольшими прослоями известняков, известковых песчаников и алевролитов, были определены фораминиферы башкирского яруса среднего карбона. Вскрытая мощность палеозойских отложений в этой скважине составляет 166,0 м (см. рис. 18).

На Средне-Васюганском своде аргиллиты были вскрыты также скважинами Средне-Васюганской-3, Гужихинской-270, Пуглалымской-86, Ключевской-61, Мыльджинской-4, -11. Кроме того, они встречаются на Нижневартовском своде (скв. Советская-20, -48, Соснинская-16, Южно-Соснинская-1) и на Ракитинской (скв. 3), Казанской (скв. 1, 2), Пудинской (скв. 1), Юбилейной (скв. 401), Северо-Сильгинской (скв. 7), Никольской (скв. 3) и Парбигской (скв. 1) площадях.

Этот тип пород образует различные по мощности слои среди карбонатных и терригенных отложений. Нередко аргиллиты встречаются вместе с кремнистыми породами и в разной степени сами иногда окрем-

нены (скв. Средне-Васюганская-3, Ключевская-61 и др.). На Северо-Васюганской (скв.1), Казанской (скв. 1) и некоторых других площадях аргиллиты в приконтактовых зонах с магматическими породами в различной степени изменены.

Аргиллиты то однородные, массивные или грубоплитчатые, то тонкоплитчатые с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной послойным распределением обломочного материала, органического вещества и пирита. В некоторых скважинах (Никольская-3, Советская-16, Гужихинская-270, Пуглалымская-86 и др.) наблюдается гнездовидная текстура, выраженная скоплениями алевритового материала или пиритизированного органического вещества. Преобладают темно-серые и черные разновидности. Только в самых верхних частях среднепалеозойских разрезов некоторых скважин, очевидно в зонах древнего выветривания, появляются осветленные (серые и буроватые) аргиллиты.

Иногда в аргиллитах локально проявляются элементы сланцеватой текстуры (скв. Казанская-2, Пуглалымская-86, Советская-20 и др.), зеркала скольжения и плоскости притирания (скв. Средне-Васюганская-3, Гужихинская-270 и др.). Несмотря на это, среднепалеозойские аргиллиты промежуточного комплекса резко отличаются от глинистых пород складчатого фундамента, превращенных в глинистые сланцы и филлиты (скв. Назинская-8, Волковская-1, Весенняя-256, Лонтых-Яхская-60, Соболиная-172 и др.).

Глинистая составляющая аргиллитов представлена либо тонкочешуйчатыми спутанно-волокнистыми агрегатами, состоящими из каолинита, хлорита и гидрослюды, либо параллельно ориентированными чешуйками гидрослюды и монтмориллонита. В виде примеси иногда встречается пелитоморфное кремнистое вещество, в породе распределенное чаще всего неравномерно, в виде гнездовидных скоплений и бесформенных пятен. Весьма редко по гидрослюде развиваются чешуйки серцита.

Довольно часто в аргиллитах присутствуют карбонаты (до 25—45%). Среди них широко развит пелитоморфный и тонкозернистый кальцит. Распределен он в породе неравномерно, в виде сгустков, неправильных пятен, а в прослоях, обогащенных алевритовым материалом, он чаще всего выполняет роль вторичного цемента. Кроме того, кальцит развивается в трещинках и слагает створки раковин (скв. Северо-Сильгинская-7, Казанская-2, Средне-Васюганская-1 и др.).

В осветленных выветрелых разностях аргиллитов часто встречается сидерит, представленный в виде крупных сферолитов (от 0,1 до 0,6 мм) и их фрагментов, пелитоморфной сыпи и сгусткоподобных образований. В выветрелых разностях аргиллитов иногда в большом количестве развиваются пелитоморфные сгусткоподобные новообразования лейкоксена.

Обломочный материал присутствует в аргиллитах не повсеместно и чаще встречается в восточной части территории исследования. Его содержание колеблется от 3—5 до 30—35% и больше. Представлен он обычно неокатанными зернами кварца, полевых шпатов, обломков пород и слюдой. Размеры его варьируют от 0,01 до 0,16 мм. В некоторых скважинах аргиллиты обогащены пирокластическим материалом в такой степени, что могут быть отнесены к туффитам (скв. Ракитинская-3, Южно-Соснинская-1 и др.).

Очень часто в аргиллитах встречаются остатки кальцитовых и кремнистых раковин (фораминифер, остракод, радиолярий, спикул губок и др.). Ядра раковин иногда выполнены новообразованным кремнеземом, каолинитом и баритом. Эти минералы встречаются также и в трещинках, секущих породу.

Довольно часто в аргиллитах отмечается тонкодисперсное углистое вещество (скв. Соснинская-16, Никольская-3, Пуглалымская-86, Гужи-

хинская-270 и др.). В одних случаях оно распределено в породах равномерно, в других — послойно. Встречается также и гелефицированная водорослевая органика (скв. Северо-Сильгинская-7).

В составе акцессорного комплекса тяжелой фракции аргиллитов преобладают титанистые минералы (ильменит, анатаз, лейкоксен), циркон и турмалин. Спорадически встречаются апатит, эпидот, амфиболы и корунд (скв. Средне-Васюганская-1). Комплекс аутигенных минералов тяжелой фракции чаще сидеритовый, сидерит-пиритовый, реже доломит-пиритовый.

Глинистая составляющая среднепалеозойских аргиллитов промежуточного комплекса резко отличается от породообразующей массы глинистых сланцев складчатого фундамента, которая представлена хлорит-серицитовыми и кварц-альбит-хлорит-серицитовыми агрегатами с хорошо выраженной перекристаллизацией первичного глинистого вещества (Лонтын-Яхская, Первомайская, Соболиная и другие площади).

На электрокаротажных диаграммах аргиллиты характеризуются слабодифференцированной кривой КС и почти недифференцированной кривой ПС. Кажущиеся сопротивления аргиллитов в основном составляют 35—100 Омм, изредка снижаясь до 25—20 Омм. В прослоях, обогащенных углефицированной растительной органикой, наблюдается увеличение КС иногда до 450—500 Омм. Мощности слоев аргиллитов, судя по каротажу, колеблются от нескольких сантиметров до нескольких метров и больше.

Для аргиллитов многих разведочных площадей определялись пористость и проницаемость. Значения общей пористости колеблются от 1,1% (скв. Северо-Сильгинская-5) до 6,9% (скв. Никольская-3). Все изученные аргиллиты оказались непроницаемыми, что свидетельствует об их неплохих экранирующих свойствах даже в верхней, нередко выветрелой части разреза.

## СРЕДНИЙ КАРБОН — ПЕРМЬ

Отложения этого возраста по литологическому составу и условиям осадконакопления значительно отличаются от подстилающих их морских терригенно-карбонатных образований среднего девона — среднего карбона. Они представлены толщей терригенных пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов и гравелитов). На ряде площадей (Шудельской, Ледовой, Вартовской и др.) среди них были выявлены магматические образования.

Эта толща характеризуется частым переслаиванием, серой и темно-серой до черной окраской пород, присутствием углефицированной органики и очень редких фаунистических остатков (скв. Вартовская-331), свидетельствующих о верхнепалеозойском возрасте.

Верхнепалеозойские отложения промежуточного комплекса выходят на доюрскую поверхность в широкой полосе по правобережью Оби и на левобережье в районе г. Колпашево, а также в узкой полосе на западной окраине изученной территории (см. рис. 2). На максимальную мощность и с хорошим отбором керна они пройдены скважинами Колпашевской-2 (119 м), Колпашевской-3 (195 м), Шудельской-210 (153 м), Вартовской-331 (90 м), Вартовской-335 (193 м). Разрез скважины Вартовской-331 приведен на рис. 21.

Породы характеризуются слабой и средней литификацией. Нередко имеется хорошо выраженная слоистость, которая во многих случаях свидетельствует о пологом и даже почти горизонтальном залегании. Однако встречаются и значительные углы падения. По внешнему облику эти отложения сходны с безугольными частями разреза верхнего карбона — нижней перми Кузбасса, сформировавшимися в крупных опрес-



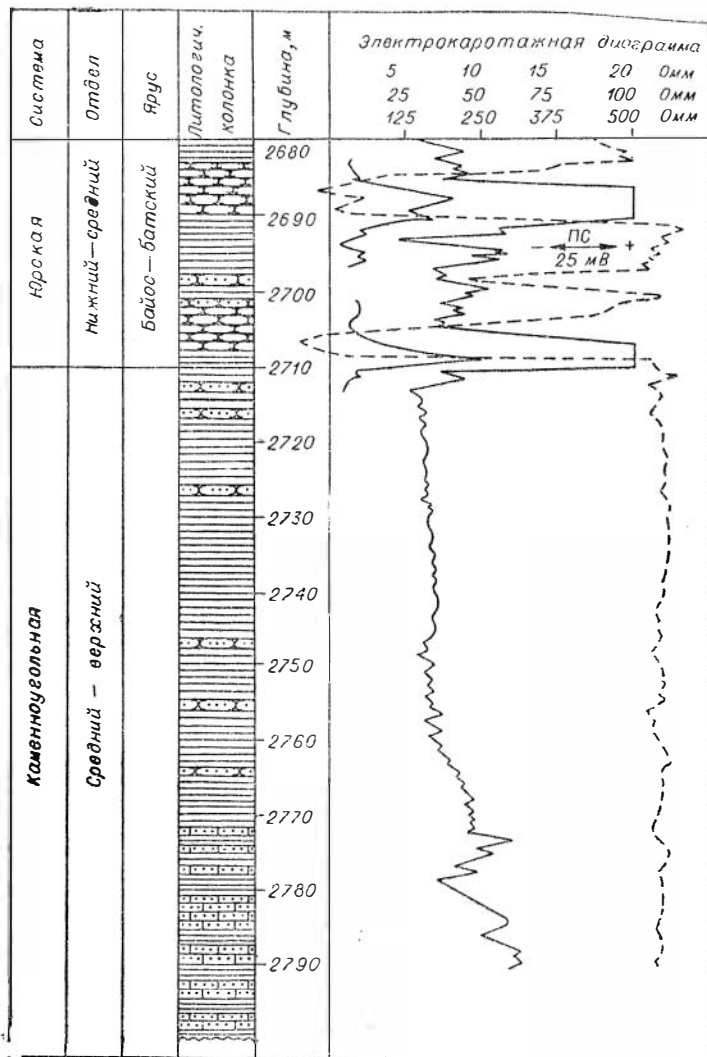


Рис. 21. Разрез палеозойских и нижней части мезозойских отложений по скв. Вартовской-331. Усл. обозн. см. на рис. 4.

внешних волосах переходного характера от прибрежно-лагунных к озерным.

**Конгломераты и гравелиты** вскрыты на Ледовой (скв. 4), Вартовской (скв. 335), Овражной (скв. 16) площадях и непосредственно к востоку от изученной территории (скв. Белоярская-1). Эти породы слабо охарактеризованы керном. Поэтому надежных данных об их мощности и условиях залегания нет.

Конгломераты на Ледовой площади (скв. 4, интервал 3129,3—3131,0 м) мелкогалечные, гравелитистые, серые, зеленовато-серые и бело-розовые, слабощементированные. Размеры галек колеблются от 10 до 15 мм. В галечном материале преобладают аргиллиты (70%). Имеются также гальки кремния, микрокварцита, туфов основного состава, эффузивов. Окатанность галек средняя (полуокатанные) и плохая (полуугловатые, угловатые). Цемент составляет до 10—12% и представлен гидрослюдой. Тип цементации — порово-пленочный.

Известковистые гравелиты встречены пока только на Вартовской площади (скв. 335 и др.). Они зеленовато-серые, песчаные, на 85—

90% состоит из окатанных и полукатанных (реже угловатых и полуугловатых) обломков размерами от 0,25 до 6,0 мм. Преобладающие размеры — 0,8—3,0 мм. В обломочном материале преобладают органические и хемогенные известняки. Местами их содержание достигает 55—60% общего объема обломочной части породы. Остальные обломки представлены эффузивами, сланцами, кварцем и единичными зернами полевых шпатов. В обломках органических известняков определена девонская микрофауна. Поскольку наряду с окатанными обломками известняков имеются и угловатые, это свидетельствует о чрезвычайной близости области размыва карбонатной толща среднего палеозоя. Возможно, даже в пределах самой Вартовской площади эта толща залегает очень близко к поверхности промежуточного комплекса, а на отдельных участках она может выходить на эту поверхность.

Выход тяжелой фракции — 1,0—1,2%. Руководящий комплекс акцессорных минералов тяжелой фракции — тиганистый, а аутигенных — доломит-сидеритовый. Цемент контактово-порово-плечный, кальцитовый и гидрослюдисто-хлоритово-кальцитовый. Обычно он составляет 10—15% породы. Благодаря обилию кальцита и в обломках, и в цементе, эти породы существенно карбонатные. По двум определениям карбонаты составляют 46 и 51%. Судя по четырем пробам, гранулярная пористость низкая (4,2—4,9%). Однако не исключено, что описываемые гравелиты обладают некоторой проницаемостью за счет трещиноватости.

Граувакковые гравелиты на Овражной площади (скв. 16) серые, песчаные, плохо отсортированные. Порода на 60% состоит из обломков размером от 1 до 5 мм, а на 40% — менее 1 мм. Они полуугловатые и полукатанные, реже окатанные. В обломочном материале преобладают кремнистые и глинисто-кремнистые породы, кислые эффузивы. Кварц, халцедон и полевые шпаты в сумме составляют около 40% объема обломочного материала. Из акцессорных минералов встречаются зерна циркона, анатаза и апатита, а из аутигенных — лейкоксена. Цемент по типу контактовый и поровый, а по составу — кремнисто-гидрослюдистый.

Граувакковые крупнообломочные гравелиты, по с другим составом обломков, были вскрыты скважиной Белоярской-1 (интервал 2534—2544 м), расположенной на р. Кети восточнее изучаемой нами территории. Породы массивные, песчаные. Величина обломков достигает 7 мм, но преобладающие размеры 5—6 мм. Обломки составляют до 85% породы.

Среди них преобладают осадочные породы: углистые аргиллиты — 25%, алевролиты и песчаники — 25%, кремнистые породы — 10%, а также эффузивы основного состава (20%). Цемент алевролитово-глинистый. Обломочная часть цемента по составу сходна с гравийными зернами, а глинистая — каолинит-гидрослюдистая. Тип цементации контактово-поровый. Породы слабо литифицированы.

Судя по вещественному составу рассмотренных выше гравелитов, накопление обломочного материала происходило в основном за счет местных источников сноса, которыми могли быть ближайшие выступы фундамента.

**Песчаники и алевролиты** вскрыты 22 скважинами на 13 площадях: Мыгытынской, Вартовской, Киев-Еганской, Вертолетной, Колпашевской, Северо-Колпашевской, Тымской, Шудельской, Овражной, Катильгинской, Озерной, Оленьей и Матюшкинской. Они залегают в виде прослоев и пачек разной мощности то с резкими, то с постепенными переходами одних разновидностей пород в другие.

На основании литолого-петрографического изучения среди этой группы пород выделены следующие разновидности: полимиктовые, граувакковые, кварцевые и туфогенные. Наиболее развиты первые две раз-



Рис. 22. Песчаник полимиктовый, средне-мелкозернистый.  $S_2-P$ , скв. Колпашевская-2, интервал 2985—2987 м. Николн +, ув. 64.

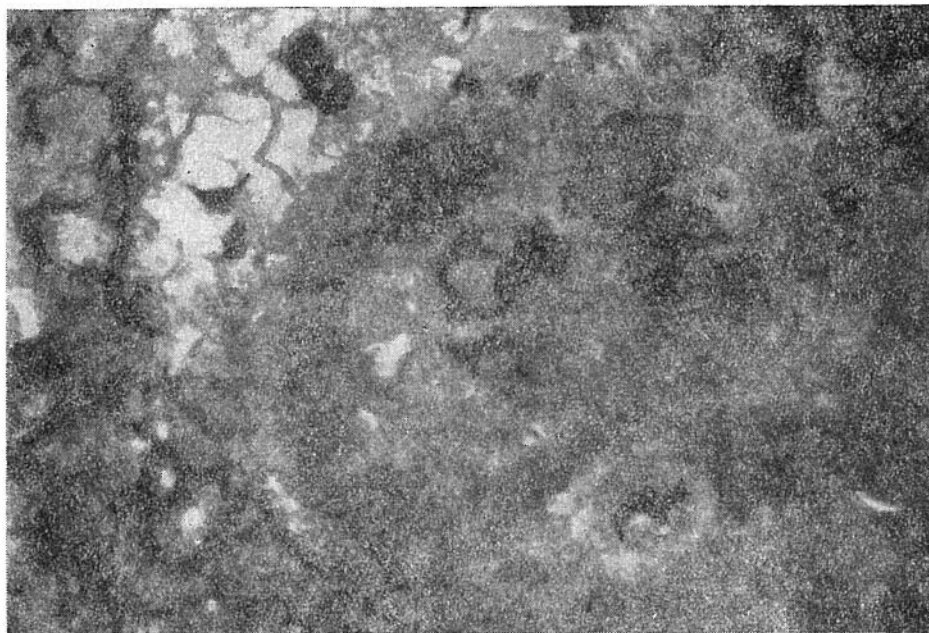


Рис. 23. Обломок органогенного известняка в граувакковом песчанике с мелко-тонкозернистым кальцитовым цементом.  $S_2-P$ , скв. Вартовская-335, интервал 2713,2—2719,2 м. При одном николе, ув. 160.

новидности. Фотографии шлифов некоторых песчаников приведены на рис. 22—23.

Полимиктовые песчаники и алевролиты были вскрыты скважинами на Колпашевской, Северо-Колпашевской, Вертолетной, Шудельской, Матюшкинской и Катильгинской площадях. Породы серые и темно-се-

рые, с тонкой горизонтально-волнистой, горизонтальной и косой слоистостью, подчеркиваемой послойным распределением глинистого материала и углистых частиц. Реже встречаются неслоистые однородные массивные песчаники и алевролиты, иногда известковистые, пиритизированные.

Структуры у песчаников этого типа псаммитовые, алевро-псаммитовые и фитагмо-алевро-псаммитовые, а у алевролитов — псаммо-алевролитовые, пелито-алевролитовые и фитагмо-пелито-алевролитовые. Кроме текстур, макроскопически выраженных в керне, под микроскопом в глинистых разностях этих пород были выявлены еще линзовидная, гнездовидная и микрогоризонтально-слоистая текстуры. Мощность глинистых микрослоек колеблется от долей миллиметра до 1—2 мм.

Для этой разновидности песчаников и алевролитов характерно примерно одинаковое содержание основных породообразующих компонентов: кварца, полевых шпатов и обломков пород (см. рис. 22). Иногда в алевролитах наблюдается некоторое преобладание кварца. В небольших количествах имеются слюды и в единичных зернах встречаются циркон, турмалин, ильменит, магнетит, апатит, лейкоксен, апатаз, хлорит, хромит.

Зерна кварца изометричные и неправильной формы, реже удлиненные. Обычно они бесцветные, но нередко пропыленные тонкодисперсной непрозрачной пылью. Контуры зерен ровные, угловатые. Полевые шпаты представлены слабоизмененными и полуразложившимися зернами ортоклаза и плагиоклаза изометричной, таблитчатой и призматической формы. Обломки пород разнообразны по составу. Значительная часть из них представлена аргиллитами и сланцами, в меньших количествах присутствуют обломки эффузивов, микрокварцитов, бурого вулканического стекла.

Аутигенные минералы представлены пелитоморфным и тонко-мелкозернистым кальцитом, развивающимся по цементу и отдельным обломочным зернам, а также сидеритом в виде пелитоморфной пыли и сферолитов. Иногда аутигенный средне-мелкозернистый кальцит слагает цемент породы базального типа. Нередко присутствует пирит в виде пыли, кубических зерен и глобулей.

Глинистая составляющая цемента полиминеральная. Чаще она каолинит-гидрослюдистая, хлорит-каолинит-гидрослюдистая и реже гидрослюдисто-хлоритовая, серицит-хлорит-гидрослюдистая. В виде примеси в цементе в разных количествах присутствует тонкодисперсное углестое вещество. Особенно много его в разрезах скважин Колпашевской площади.

Количество цемента в породах непостоянно и варьирует от 3—5 до 35—45%. Повышенное количество фиксируется в глинистых и известковистых разностях пород. Примесь карбоната составляет от 5—10 до 35—45%. Тип цементации песчаников и алевролитов то контактово-поровый, то порово-базальный, то базальный.

Руководящий комплекс акцессорных минералов тяжелой фракции, изученной для этой группы пород по скважинам на Колпашевской, Магюшкинской, Катюльгинской, Киев-Еганской площадях, характеризуется шпинель-циркон-титанистой и турмалин-циркон-титанистой ассоциацией. Кроме того, в единичных образцах с Колпашевской площади отмечается примесь амфиболов и апатита. Комплекс аутигенных минералов сидеритовый, пирит-сидеритовый, иногда пиритовый и доломитовый. Выход тяжелой фракции колеблется от 0,4 до 10,7%.

Значения гранулярной пористости, изученные для 32 образцов этой группы пород, варьируют от 2,6 до 15,8% (скв. Колпашевская-3, интервал 2805—2806 м). Проницаемость не изучалась. При испытании этих пород в некоторых скважинах были получены значительные притоки воды (скв. Колпашевская-2, Катюльгинская-91), свидетельствующие об

их неплохих коллекторских свойствах. Недавно мощный приток воды был получен на 400 м ниже поверхности верхнего палеозоя на Колчанской площади. Песчаники, слагающие интервал опробования, микроскопически пока не изучены, но по внешнему облику они, скорее всего, тоже полимиктовые.

Полимиктовые песчаники и алевролиты, сходные по составу с описанными выше, были встречены в разрезах некоторых скважин, вскрывших складчатый фундамент на Пайдугинском своде (Кананакская, Пульсецкая, Сибкраевская площади). В отличие от верхнепалеозойских песчаников промежуточного комплекса они сильно метаморфизованные, рассланцованные. Цемент в них перекристаллизован, превращен в микролепидо-гранобластовый агрегат кварц-альбит-серицит-хлоритового состава. Вокруг углефицированных остатков нередко развивается гюмбелит. Первичная форма терригенных зерен полностью утрачена в результате перекристаллизации материала в зонах контактов между ними.

**Граувакковые песчаники и алевролиты** в верхнепалеозойских отложениях встречены на Вартовской, Мыгытынской, Ледовой площадях и вскрыты скважиной Белоярской-1 восточнее изучаемой территории. На всех перечисленных площадях породы этого типа существенно различаются по составу и структуре. Поэтому для каждой площади ниже приводится отдельное описание этих пород.

На Вартовской площади граувакковые песчаники и алевролиты неплохо представлены керном из скважин 330, 331, 332 и 335. Песчаники зеленовато-серые, однородные, средние и слабо сцементированные, известковые, крупно-среднезернистые, мелко-среднезернистые и среднезернистые, иногда гравелитовые. Имеются переходные разности от песчаников к алевролитам и собственно алевролиты. Текстура пород то однородная, то слоистая. Слоистость несовершенная, иногда горизонтальная, но чаще косая. И в том и в другом случае она обусловлена послойным расположением глинистого и углистого материала.

В песчано-алевритовом материале рассматриваемых пород преобладают обломки разнообразных пород. Количество их составляет обычно 85—95%. Среди них больше всего (50—65%) обломков органогенных и хемогенных известняков, округлой и удлиненной формы, хорошей и средней окатанности (см. рис. 23), реже угловатых. В значительно меньших количествах присутствуют обломки разнообразных эффузивов, сланцев и других пород. Зерна полевых шпатов и кварца обычно слагают только 5—10% обломочной части породы, и только в мелкозернистых разностях количество их повышается до 15%.

Руководящий комплекс аксессуарных минералов тяжелой фракции песчаников и алевролитов шпинель-апатит-титанистый, иногда с примесью циркона. Аутигенные минералы представлены сидеритом и доломитом. Выход тяжелой фракции колеблется от 1 до 4%.

Цемент гидрослюдисто-хлоритовый или хлоритово-каолинитовый и очень часто кальцитовый. Тип цементации порово-пленочный, контактово-поровый, порово-базальный и базальный. Количество цемента 10—50%.

В связи с тем, что карбонатного материала много и в обломочной части рассматриваемых пород, и в их цементе, все они сильно известковистые. Содержание карбонатов, по данным 12 химических анализов, колеблется от 34 до 51%. Обычно оно выше 40%. Многие разности этих пород являются как бы переходными между обычными песчаниками и своеобразными известняками терригенного происхождения, которые в американской литературе именуется калькаренидами. На некоторых месторождениях, например на крупнейшем в мире — Гхаваре (Саудовская Аравия), калькарениды слагают мощные и высокопродуктивные пласты коллекторов.

По Вартовской площади гранулярная пористость и проницаемость определялись для 31 пробы граувакковых песчаников. Многие из них оказались непроницаемыми, с пористостью 5,0—7,8%. В интервале глубин 2552,6—2558,0 м (скв. 335), из которого исследовано шесть проб, пористость колеблется от 10,3 до 15,3%, а проницаемость не превышает 10 мДарси (коллекторы V класса по классификации А. А. Ханина).

На Мыгытынской площади (скв. 306) в интервале 2485,6—2490,6 м находятся граувакковые песчаники и алевролиты иного состава, несмотря на то, что эта площадь расположена неподалеку от Вартовской. Песчаники здесь среднезернистые, слабо сцементированные, а алевролиты глинистые. Те и другие на 90% состоят из обломков кремнистых и глинисто-кремнистых пород и на 7—10% — из обломков кварца. Обломки угловатые, полуугловатые и полуокатанные. Акцессорный комплекс представлен цирконом, турмалином, апатазом, ильменитом и единичными зернами шпинели и сфена. Много в породах аутигенного лейкоксена. В небольших количествах присутствует сидерит.

Граувакковые песчаники и алевролиты были вскрыты также на Ледовой площади (скв. 4, 5). Породы здесь зеленовато-серые, слабо сцементированные, плохо отсортированные. Преобладают крупно-среднезернистые и мелко-среднезернистые разновидности. Текстура пород однородная. Цемент порово-пленочного типа, каолинит-гидрослюдистого состава. Он составляет до 10—12% объема породы.

Четвертая разновидность граувакковых песчаников и алевролитов встречена в разрезе скв. Белоярской-1, расположенной к востоку от изучаемой территории. Эти породы серые и темно-серые, разнообразные по текстурам и структурам. Преобладают слоистые текстуры, обусловленные послойным распределением глинистого материала, обломочных зерен и углистых частиц. Внешне эти породы сходны с колпашевскими песчаниками, но по вещественному составу отличаются от них повышенным содержанием обломков пород, достигающим 90%. Примерно 40—60% из них представлено осадочными и метаморфическими породами (аргиллиты, алевролиты, кварц-полевошпат-серицитовые и хлоритовые сланцы, кремни). В небольшом количестве присутствуют обломки эффузивов кислого и основного состава, пегматитов. Зерна кварца составляют 10—25%, полевых шпатов — 10—25, хлорита и слюды — 5—15%.

Состав цемента хлорит-гидрослюдистый (с примесью каолинита и кальцита) и чисто кальцитовый. В глинистых разновидностях пород присутствует углефицированный растительный детрит. Тип цементации контакто-поровый, порово-базальный и базальный. Количество цемента колеблется от 10 до 35%.

Руководящий комплекс акцессорных минералов тяжелой фракции не постоянен. В одних образцах он циркон-турмалин-титанистый, а в других — шпинель-циркон-титанистый. Иногда в виде примеси фиксируются амфиболы (интервал 2523,2—2534,8 м). В аутигенном комплексе преобладает кальцит (бесформенные новообразования по обломкам и цементу), а также сидерит и лейкоксен в виде пелитоморфной сыпи и мелких неправильных зерен. Выход тяжелой фракции колеблется от 0,5 до 2,35%.

Кварцевые песчаники были встречены только в разрезе скв. Киев-Еганской-352 в интервале 3151,8—3134,5 м. Породы серые, мелкозернистые и алевролитистые, однородные. Мелкопесчаные зерна составляют 50—65% обломочной части, среднепесчаные — до 5%, крупноалевритовые — 30—35% и мелкоалевритовые — 5—10%. Обломочный материал полуугловатый и полуокатанный (рис. 24).

В составе обломочного материала преобладают изометричные бесцветные, иногда регенерированные зерна кварца. Количество их в отдельных образцах достигает 70—90%. Полевые шпаты представлены в

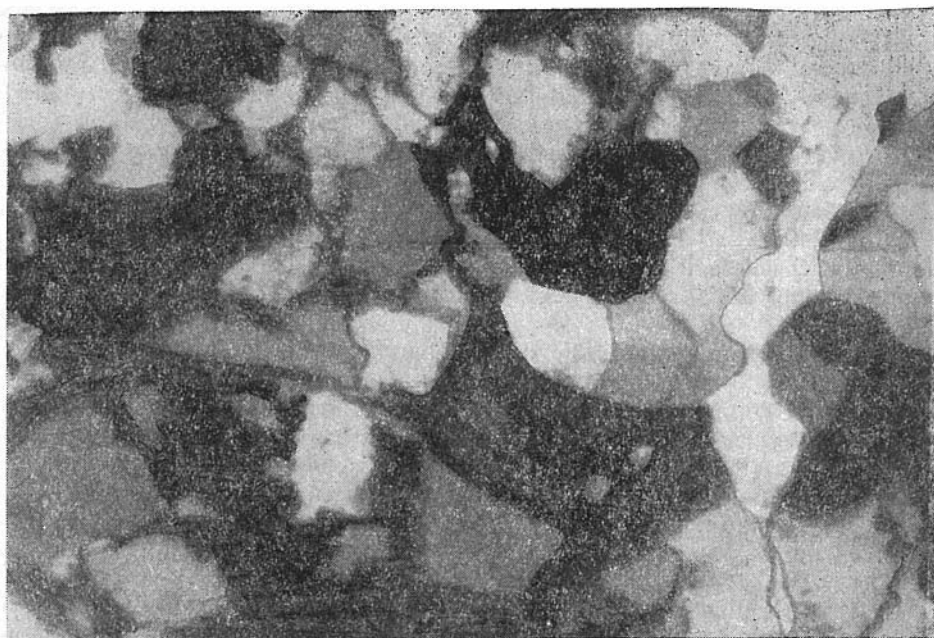


Рис. 24. Песчаник кварцевый, средне-мелкозернистый. С<sub>2</sub>—Р, скв. Киев-Еганская-352, интервал 3134,5—3142,9 м. Школы +, ув. 64.

основном таблитчатыми зернами кислого плагиоклаза и составляют 5—10%. Обломки пород в одних образцах выражены единичными зернами, в других их содержание возрастает до 5%, а в отдельных образцах до 25%. В их составе преобладают кремнистые породы и эффузивы кислого состава.

Цемент каолинит-гидрослюдистый контактово-порового типа, участками он переходит в регенерационный кварцевый. В виде примеси встречается пиритизированный растительный детрит.

Руководящий аксессуарный комплекс тяжелой фракции, изученный по четырем образцам песчаников, шпинель-турмалин-циркон-титанистый, а аутигенный — доломитовый. Имеются также единичные зерна циркона, апатита, турмалина, сфена и рутила.

Данных об открытой пористости и проницаемости этих пород нет. Однако о том, что они обладают емкостными и фильтрационными свойствами, свидетельствует интенсивное поглощение промывочной жидкости, происшедшее в призабойной зоне скважины на глубине 2900 м.

Туфопесчаники и туфоалевролиты были вскрыты скважинами Овражной-16, Мыгитынской-306 и Вертолетной-360. Породы серые, с зеленоватым и красновато-бурым оттенком за счет окисления железистой компоненты, иногда интенсивно карбонатизированные (Мыгитынская площадь). Структура их алевро-псаммитовая, псаммо-алевритовая и пелито-алевритовая, текстура чаще однородная.

На Овражной площади первичный состав туфоалевролитов почти полностью затушеван вторичными минералами: каолинитом, хлоритом, халцедоном. Контуры обломочных зерен нечеткие. Размеры их в основном не превышают 0,1 мм, изредка до 0,2 мм. Нацело замещен вторичными минералами и цементом. Интенсивное развитие получили ильменит и магнетит, составляющие около 40% породы. Они представлены в виде тонкой сыпи и реже — крупных зерен. Они частично гематитизированы и лейкоксенизированы. Открытая пористость туфоалевролитов достигает 14—15%.

В скв. Мыгтынской-306 (интервал 2500,8—2522,1 м) туфопесчаники и туфоалевролиты интенсивно карбонатизированы. 70—80% обломочных зерен замещено кальцитом. Поэтому о первичном вещественном составе их судить трудно. Имеется большое количество обломков кремнистого состава. Цемент порово-пленочного и базального типа, хлоритово-железистый.

В этом разрезе туфопесчаники и туфоалевролиты перекрываются (2493,1—2498,1 м) и подстилаются (2522,1—2528,1 м) оливковыми базальтами. В верхней же части разреза (2485,6—2490,6 м) залегают описанные выше граувакковые песчаники и алевролиты типично осадочного генезиса.

На Вертолетной площади туфоалевролиты песчанистые, светло-серые до темно-серых, с несовершенной, но тонкой горизонтальной слоистостью, интенсивно карбонатизированные. Обломочный материал угловатый и полуугловатый. Отсортированность его средняя. Преобладающая фракция (0,05—0,1 мм) составляет примерно 50%. Обломочный материал, слагающий до 70—75% объема породы, представлен полевыми шпатами, кварцем, обломками пород и вулканического стекла. Обломки интенсивно хлоритизированы, карбонатизированы, иногда каолинизированы.

Цемент хлоритовый, с примесью карбонатов, лейкоксена, каолинита. Карбонаты представлены кальцитом и сидеритом, развивающимися по обломочным зернам, цементу и заполняющими трещины.

**Аргиллиты** верхнего палеозоя вскрыты на Колпашевской (скв. 2—7), Северо-Колпашевской (скв. 81), Тымской (скв. 1), Вартовской (скв. 331, 335), Колчанской (скв. 1), Шудельской (скв. 210) и Катильгинской (скв. 91) площадях. Наиболее полно они представлены керном и изучены по разрезам колпашевских скважин.

На Колпашевской площади аргиллиты темно-серые, прослоями черные. Структуры их от псаммо-алевро-фитагмо-пелитовой до фитагмо-пелитовой и пелитовой. Слоистость тонкая горизонтальная, то совершенная, то несовершенная. Она обусловлена послыным расположением углефицированных частиц, обломочного и карбонатного материала.

Основная глинистая масса аргиллитов, обогащенных углистыми частицами, под микроскопом определяется с трудом. Она имеет слабо выраженную однонаправленную ориентировку, слегка поляризует свет и представлена гидрослюдисто-каолинистыми агрегатами с примесью мельчайших углистых частиц. Последние распределены в соответствии с ориентировкой глинистого материала, нередко группируются в виде линзочек, гнезд и микропрослоев. Иногда по ним развиваются пирит, лейкоксен и сидерит.

Обломочный материал содержится в разных количествах (от 5 до 35—40%) и распределен то беспорядочно, то в виде линз, прослоев и гнездовидных скоплений. В его составе чаще всего присутствуют зерна кварца и полевых шпатов. Размеры их колеблются от 0,015 до 0,1 мм. Песчаные зерна встречаются редко и представлены обломками аргиллитов, кремней и других осадочных пород. Породы в основном слабоизвестковистые, и лишь в алевритистых разностях содержания кальцита иногда возрастают до 35—45%.

На Шудельской площади аргиллиты сходны с колпашевскими. Они черные, алевритистые, микрослоистые за счет обломочного материала и углефицированной растительной органики. Основная масса породы представлена мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюдисто-каолинитового состава с небольшой примесью зернистого кальцита и пелитоморфного лейкоксена.

На Вартовской площади аргиллиты темно-серые, алевритистые, трещиноватые, с зернами скольжения. Основная масса их мелкочешуйчатая, слабо поляризующая, кремнисто-хлоритового состава, с приме-



сью каолинита и монтмориллонита (?). Обломочный материал составляет 20—40% объема породы. Представлен он кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Присутствуют углефицированные частички, зерна кальцита, пелитоморфные образования сидерита, глауконит.

Описанные аргиллиты иногда обогащаются карбонатным материалом до такой степени (до 64%), что в некоторых частях разреза (интервал 2796,2—2799,2 м в скв. 331, интервал 2552—2558 м в скв. 335) они переходят в мергели и глинистые известняки. Эти породы темно-серые, алевритистые. Их основная масса пелитоморфно-кальцитовая и кремнисто-хлоритовая с примесью сидерита. Обломочный материал составляет 10—15% объема породы.

Руководящий комплекс аксессуарных минералов, изученный по тяжелым фракциям аргиллитов всех перечисленных выше площадей, циркон-титанистый и циркон-турмалин-титанистый со спорадическим появлением шпинели, эпидота и амфиболов. Аутигенные минералы в тяжелой фракции представлены сидеритом, реже пиритом и доломитом.

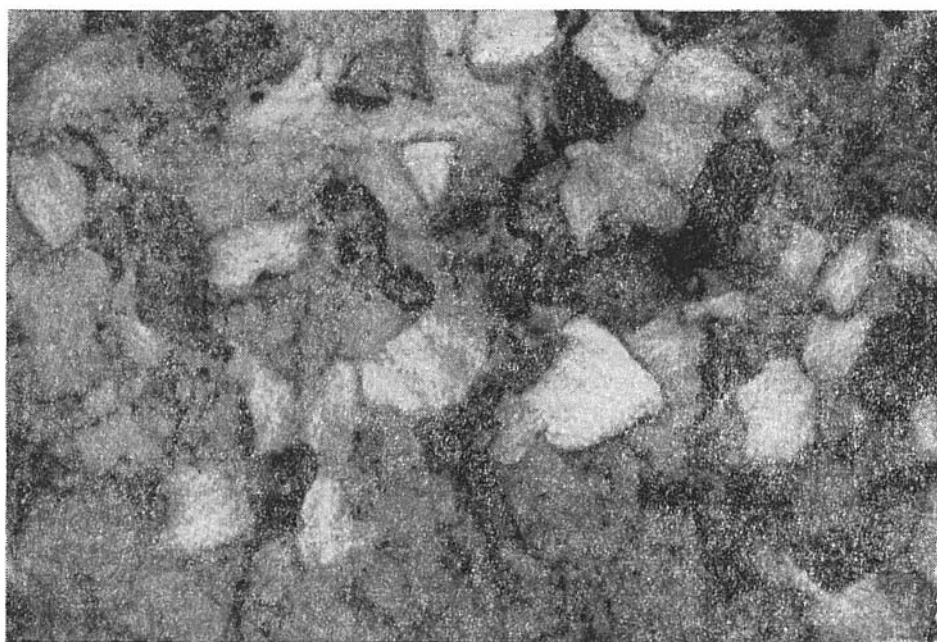
Верхнепалеозойские аргиллиты, судя по 18 анализам, совершенно непроницаемые. Пористость у них варьирует от 1,8 до 7,9%. Очевидно, эти породы вполне могут выполнять роль непроницаемых покрышек над нефтяными и газовыми залежами, которые могли сформироваться как в верхнепалеозойских песчаниках, так и в нижележащих среднепалеозойских карбонатных породах.

## ПЕРМО-ТРИАС

К пермо-триасу по аналогии с Сибирской платформой отнесена толща красноцветных терригенных пород, пересланяющихся с вулканитами траппового типа. Этот возраст подтверждается также взаимоотношениями данной толщи с другими отложениями. На изученной территории она подстилается фаунистически охарактеризованными нерасчлененными верхнепалеозойскими отложениями, а перекрывается тюменской свитой ниже-среднеюрского возраста. К юго-западу от изученной территории, в Омском грабене, под тюменской свитой вскрыта еще омская свита, относящаяся по возрасту к верхам триаса и низам лейаса. Эта свита, сложенная сероцветными терригенными породами с прослоями углей и связанная с тюменской свитой постоянным переходом, в нашем районе пока не встречена. Однако несомненно, что она моложе красноцветной толщи, что подтверждает пермо-триасовый возраст последней, поскольку тюменская свита лежит на омской несогласно.

Терригенные и туфогенные красноцветные пермо-триасовые отложения вскрыты скважинами в восточной (скв. Ажарминская-450, Ярская-1, -2, Западная-1) и в западной (скв. Карандашовская-1) частях изученной территории (см. рис. 2). В этих же скважинах вскрыты и эффузивы. На ряде других площадей скважинами на небольшую глубину вскрыты только эффузивы траппового типа, являющиеся, скорее всего, тоже пермо-триасовыми. Они описываются в главе VI, тогда как в данной главе мы ограничиваемся характеристикой осадочных и вулканогенно-осадочных образований, для которых есть только два сравнительно полных разреза (скв. Ажарминская-450 и Карандашовская-1), расположенных на противоположных краях нашего района. Ниже приводится раздельная характеристика этих разрезов, а также весьма специфических образований, вскрытых скв. Чинжарской-1.

**Скв. Ажарминская-450** вскрыла вулканогенно-осадочную толщу пермо-триаса в интервале глубин 2725—3100 м, т. е. на мощность 375 м. Вынос керна составил 32,8 м (8,7%). Он представлен в основном туфогенными песчаниками (рис. 25) и алевролитами с прослоями аргиллитов. Породы розовато-серые, с вишнево-красными и зеленоватыми развода-



*Рис. 25.* Песчаник туфогенный, средне-мелкозернистый, с порово-пленочным железистым цементом. РТ, скв. Ажарминская-450, интервал 3000—3008 м. При одном никеле, ув. 64.

ми и пятнами, в разной степени известковистые, некрепкие или даже слабые, с нерезко выраженной слоистостью, большей частью пологоволнистой.

Структура песчаников псаммитовая и алевро-псаммитовая, а алевролитов — псаммо-алевролитовая и алевролитовая, участками пелито-алевролитовая. Обломочный материал составляет 70—80% объема породы. В песчаниках он преимущественно средне- и мелкозернистый, полуугловатый и угловатый, реже полуокатанный и окатанный.

В составе обломочного материала преобладают полевые шпаты (52—75%) и обломки пород (25—40%). В виде единичных зерен встречаются кварц, ильменит, магнетит, апатит, турмалин, гранат, циркон, анатаз. Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазом среднего состава (преимущественно андезином) с отчетливым двойниковым строением. Зерна его большей частью свежие, бесцветные. Среди обломков пород преобладают эффузивы основного и среднего состава с гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурами. Встречаются также многочисленные обломки черного непрозрачного вулканического стекла и единичные обломки кремней.

Цемент песчаников и алевролитов поровый и порово-пленочный, иногда базальный. Он состоит из тонкочешуйчатого хлорита, по которому на отдельных участках развиваются новообразования пренита (интервалы 3008,6—3016,6; 3063,4—3071,6 м), кальцита и лейкоксена. Пренит в виде бесцветных мелкопластинчатых и радиально-лучистых агрегатов местами замещает также и обломочные зерна и выполняет отдельные трещины. Железистая компонента хлоритового цемента и обломков эффузивов нередко окислена, гематитизирована, в результате чего порода пятнами и крупными участками приобретает красно-бурые и вишнево-красные оттенки.

Данные термического анализа подтверждают хлоритовый состав цемента и примесь в нем карбонатного материала. Карбонатность, определенная для семи образцов песчаников, колеблется в пределах 23—

29%. Очевидно, значительная часть карбонатного материала связана не с цементом, а с карбонатизированными обломками эффузивов.

Для 48 образцов песчаников были определены открытая пористость и проницаемость. Сравнительно высокие значения их отмечаются в интервале глубин 2741,4—2906,9 м. Здесь открытая пористость песчаников колеблется от 16,3 до 21,8% (преобладающие значения 17—18%), а проницаемость — от 6,7 до 135,6 мДарси (преобладающие значения 20—50 мДарси). По этим данным рассматриваемые песчаники следует оценивать как коллекторы III и IV классов по классификации А. А. Ханина. В интервале глубин 2955,6—3071,6 м песчаники практически непроницаемы, с низкой открытой пористостью (5,6—12,5%), что обусловлено, по-видимому, повышенной их глинистостью.

Аргиллиты развиты главным образом в нижней части разреза. Они тонкослоистые, со значительной примесью алевритового материала (до 15—20%). Глинистая составляющая представлена тонкочешуйчатым хлоритом, сгусткоподобными агрегатами лейкоксена и кальцитом.

У всех рассмотренных выше типов пород выход тяжелой фракции варьирует от 0,5 до 15%. Повышенный выход отмечается только у песчаников, содержащих пренит. В составе тяжелой фракции преобладают ильменит и магнетит (до 72—89%), и лишь в некоторых образцах содержание их снижается за счет появления пренита (до 60%). Постоянно присутствует анатаз (до 19%). Спорадически встречаются эпидот, циркон, апатит и турмалин.

По данным литолого-петрографических исследований и электрического каротажа пермо-триасовую часть разреза скв. Ажарминской-450 можно разделить на две части. Верхняя часть разреза (интервал 2725—2941 м) преимущественно песчаниковая, проницаемая, с отрицательными аномалиями ПС (75—100 мВ) и низкими значениями КС (10—25 Ом). Глинистые прослои здесь редкие и маломощные. Нижняя часть разреза (интервал 2941—3100 м) преимущественно алевролитоглинистая, с маломощными прослоями непроницаемых песчаников. Кривая ПС слабодифференцированная, однотипная по всей нижней части разреза, а кривая КС местами отражает такие же значения, как и в верхней части разреза, а местами — несколько повышенные.

**Скв. Карандашовская-1** вскрыла пермо-триасовые отложения в интервале 2668—2929 м. Этот разрез по литолого-петрографическим особенностям и электрокаротажу, как и рассмотренный выше разрез скв. Ажарминской-450, тоже разделяется на две части, даже еще более четко. Но на Карандашовской площади они иного характера.

Верхняя часть разреза (интервал 2668—2822 м) сложена сиренева-то-серыми и красновато-серыми известковисто-железистыми аргиллитами со слабо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью. Литологическая однородность этой части разреза хорошо выражена и на диаграммах стандартного электрокаротажа. Кривая ПС представляет собой почти прямую линию, а кривая КС дифференцирована весьма слабо и располагается в пределах очень низких значений, порядка 1—3 Ом.

Нижняя часть разреза (интервал 2822—2929 м) представлена миндалекаменными андезитовыми порфиритами. Кривая ПС здесь примерно такая же, как и в верхней части, а значения КС резко возрастают до 50—75 Ом.

**Скв. Чинжарская-1** вскрыла пермо-триасовые образования в интервале 2392—2424 м. В основном он сложен туфами андезитовых порфиров, но в верхней части имеется залежь бокситов, а непосредственно под ниже-среднеюрскими отложениями осадочного чехла — сидеритов.

Сидериты зеленовато-серые с буроватым оттенком. Структура их от пелитоморфной до крупнокристаллической. Нередко они сложены сферолитами и их фрагментами. Строение сферолитов радиально-лучис-

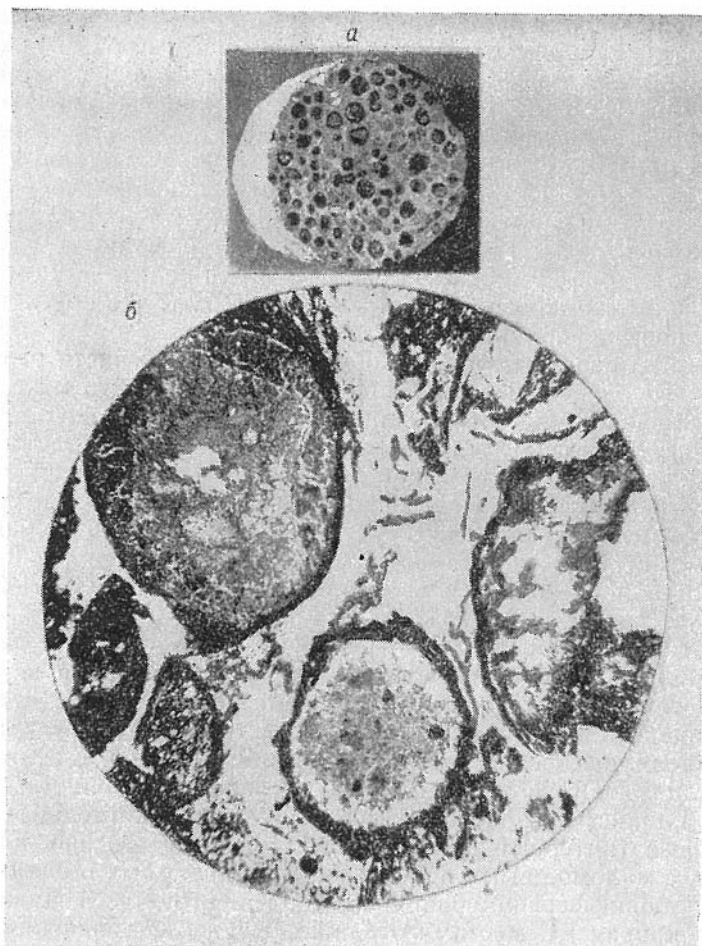


Рис. 26. Бёмит-диаспоровый боксит с бобовидно-пизолитовой структурой. РТ, скв. Чинжарская-1, интервал 2398,4—2419,3 м (а — натуральная величина; б — при одном николе, ув. 64).

тое, размеры от 0,025 до 2,5 мм. Текстура породы чаще однородная, массивная, реже слоистая за счет глинистого материала.

По данным валового химического анализа, в рассматриваемых сидеритах содержание окиси железа составляет 46,26%. Следовательно, на сидерит приходится примерно 65%, а остальное — на примеси, представленные в основном глинистым материалом (каолинит, гидрослюда) и частично кремнистым. Термограммы отражают глубокий эндоэффект при температуре 540—580° С и резко проявляющийся экзоэффект при 600—650° С.

Основной автор данной главы — З. Я. Сердюк полагает, что описанные сидериты развились по туфам андезитовых порфиритов в условиях углекислого метасоматоза, вызванного глубинными гидротермальными источниками. Мысль о влиянии гидротермальных процессов не только на промежуточный комплекс, но и на осадочный чехол, излагалась З. Я. Сердюк и в предыдущих работах [108]. Однако остальные исполнители главы считают эту точку зрения недостаточно обоснованной.

С другой стороны, сидеритизация, нередко весьма значительная и тоже обычно выраженная образованием радиально-лучистых сфероцитов, широко распространена в коре выветривания на многих площадях. Именно в коре выветривания, а не в подстилающих ее невыветрелых

породах. В скв. Чинжарской-1 сидериты отмечаются тоже только в самой верхней, сильно выветрелой части доюрских образований. Поэтому естественно предполагать, что формирование их тоже связано с процессами образования коры выветривания.

Бокситы в доюрских образованиях Западно-Сибирской плиты выявлены впервые. В разрезе скв. Чинжарской-1 они обнаружены в интервале 2392,4—2398,4 м. Это темно-серые с зеленовато-коричневатым оттенком породы, довольно плотные, с бобовидно-пизолитовой структурой (рис. 26).

Форма бобовин и пизолитов округлая, эллипсоидальная и неправильная. Размеры их 0,5—1 мм и нередко крупнее. Некоторые бобовины разбиты сетью тончайших трещинок синерезиса, свидетельствующих о раскристаллизации аморфного глиноземистого вещества. Центральные части бобовин сложены агрегативным скрыто-кристаллическим или тонкозернистым диаспором. Причем иногда в одной бобовине присутствуют все перечисленные разновидности диаспора. Встречаются также бобовины с участками белого бёмита таблитчатой формы. Периферийные оболочки бобовин сложены пелитоморфным лейкоксеном. Внешние оболочки их неровные, шероховатые, без следов окатанности.

Пизолиты (оолиты) обычно состоят из двух-трех концентров. Периферийные концентры лейкоксеновые, как и внешние оболочки бобовин. Затем следует бёмитовый концентр. Иногда вся внутренняя часть пизолита сложена белым хорошо раскристаллизованным бёмитом, в котором беспорядочно рассеяны редкие и очень мелкие зерна диаспора. У большинства же пизолитов центральные части сложены тонко-мелкозернистым бесцветным или желтовато-серым диаспором.

Цемент бокситов лейкоксен-каолинит-бёмитовый с примесью диаспора. Он порово-базального типа, с флюидально-губчатой структурой. В бёмит-каолинитовой массе цемента беспорядочно распределены своеобразные пузырьковидные образования лейкоксена и бёмита. Форма их эллипсоидальная и округлая, размеры от 0,01 до 0,25 мм.

Выход тяжелой фракции у бокситов превышает 75%. Она состоит в основном из зерен и агрегатов диаспора (до 75%) и бёмита. До 25% тяжелой фракции представлено бесформенными агрегатами лейкоксена. Зерна бёмита нередко пропылены тончайшей пылью лейкоксена. Показатель преломления по  $N_g$  у диаспора колеблется в пределах 1,700—1,710, а у бёмита — 1,645—1,665.

Легкая фракция бокситов в основном состоит из бесцветных, в различной степени лейкоксенизированных табличек, чешуек и агрегатов каолинита с показателем преломления по  $N_g$  в пределах 1,563—1,565. В виде единичных зерен встречается кварц.

Термический анализ тяжелой фракции боксита показал типичную для диаспора кривую нагревания с глубоким первым эндозэффектом при температуре 560°C и очень невыразительным экзоэффектом при 970°C. Кривая нагревания не разделенного на фракции боксита отражает первый глубокий эндозэффект при температуре 610°C (диаспор) и высокий экзоэффект при 960°C (каолинит). Химический состав боксита характеризуется высокими содержаниями окиси алюминия (50,5%), окиси кремния (22,3%) и окиси титана (11,0%). Железа немного (2,01%), а потеря при прокаливании немногим более 14%.

Бокситы подстилаются туфами андезитовых порфиритов, в которых содержание глинозема достигает 29,26%. Он представлен бёмитом, таким же, как и в боксите. Часть глинозема связана в каолините. Видно, эти туфы и явились тем субстратом, по которому развился боксит.

Бокситы бёмит-диаспорового состава обнаружены также в керне скважин Лугинецкой-151 (интервал 2450—2455 м) и Чарымовской-80 (интервал 2754,0—2759,7 м). В первом случае они залегают на эффу-

зивах основного состава, а во втором — на органогенных известняках среднего палеозоя (возможно, здесь эффузивы не представлены керном, либо они полностью преобразованы в бокситы). В обоих случаях, как и на Чинжарской площади, бокситы перекрываются базальными горизонтами тюменской свиты.

З. Я. Сердюк предполагает, что образование бокситов, как и сидеритов, связано с гидротермальной деятельностью и происходило под воздействием глубинной углекислоты при высоких температурах (порядка 300—400°C) и давлениях.

#### КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

В пределах изученной территории на подавляющем большинстве разведочных площадей, на которых вскрыты доюрские образования, верхняя часть их превращена в кору выветривания. Она развита и по породам промежуточного комплекса, и по породам кристаллического фундамента. Вероятно, кора выветривания имела почти сплошное распространение, но к началу формирования платформенного чехла местами была частично или полностью размыта, по-видимому, на сводах древних поднятий, что более подробно показано в главе XI.

Время формирования коры выветривания заключено между концом пермо-триаса и началом тюменского времени, т. е. примерно серединой лейаса. Возможно, этот интервал еще уже, поскольку между омской свитой, упоминавшейся выше, и тюменской нет ни перерыва, ни коры выветривания. Если кора формировалась до начала отложения омской свиты, то ее возраст следует относить к каким-то частям среднего и верхнего триаса, не шире. Если же одновременно с заполнением Омского грабена в нашем районе продолжалось формирование коры выветривания, то этот процесс мог завершиться лишь в нижнем лейасе.

Мощность коры выветривания изменяется в довольно широких пределах: от нуля до 100 м и более. Например, скважины Веселовская-12, Линейная-4, Останинская-428, Усть-Пуглалымская-51 прошли по сильно выветрелым породам соответственно 47, 53, 75, 95, 100 м и не вышли из них. По вертикали обычно наблюдается плавный переход от коры выветривания через слабо выветрелые породы к невыветрелым. Но нередко этот переход осуществляется сложным образом: в нижней части выветрелых пород встречаются прослои довольно свежих, а в верхней части невыветрелых пород — отдельные сильно выветрелые прослои. Такой тип разреза обусловлен чередованием пород, обладающих различной устойчивостью по отношению к факторам гипергенеза.

Характер коры выветривания определяется составом и свойствами пород, по которым она формируется. Это показано ниже отдельно по основным типам пород.

**Эффузивы**, особенно основные и средние, а также граниты испытывают очень глубокие изменения в зоне выветривания. По ним нередко формируется довольно мощная кора. Первичные текстуры и структуры почти полностью исчезают. По первичным минералам интенсивно развивается пелитоморфный и кристаллический каолинит (до 50% и более), пелитоморфный лейкоксен, зернистые и сферолитовые образования сидерита (до 50—65%). Для коры по этим породам характерны разнообразные светлые тона: розоватые, желтоватые, зеленоватые, серые и другие, резкое снижение крепости пород, нередко до рыхло-мучнистого состояния.

Коллекторские свойства коры по магматическим породам чрезвычайно разнообразны. В одних случаях это совершенно непроницаемые породы с очень низкими значениями открытой пористости. В других случаях при испытании скважин из коры получают значительные притоки

воды (скв. Ледовая-1, Усть-Пуглалымская-51, Верх-Тарская-2 и др.).

**Известняки** в зоне древнего гипергенеза подвергались растворению и выщелачиванию. На разных площадях отмечается различная интенсивность этих процессов. Так, в разрезах скважин Верх-Тарской-3, Водораздельной-1 и других известняки значительно закарстованы, что выразилось в резком развитии кавернозности и глинизации, но все же они частично сохранились в виде жесткого скелета, в котором прослеживаются элементы первичной текстуры и структуры. В разрезах скважин Южно-Мыльджинской-24, Мыльджинской-11, Лугинцевой-160 и других известняки превращены в белую или буровато-белую рыхлую глинистую или кремнисто-глинистую массу. Глинистая составляющая обычно каолинитовая или гидрослюдисто-каолинитовая, реже монтмориллонитовая. Нередко по глинистой массе развиваются сыпь и сферолиты сидерита, зерна пирита.

Возможно, что две рассмотренные выше формы выщелачивания известняков различаются только по интенсивности. Там, где сохранились самые верхние горизонты коры выветривания, наблюдаются продукты глубокого преобразования известняков до рыхлой глинистой массы. Там же, где верхние горизонты коры эродированы, под подошвой осадочного чехла залегают кавернозные известняки с элементами первичной структуры. Местами кора выветривания по известнякам размыта полностью, и скважины непосредственно под корой вскрывают совершенно свежие или чуть затронутые выветриванием известняки (скв. Усть-Сильгинская-1, Верх-Тарская-12 и др.).

Описанные формы выщелачивания известняков характерны для кислой среды, возникающей в условиях постоянного подтока углекислоты, содержащейся и в поверхностных водах зоны гипергенеза, и в подземных водах за счет разложения органического вещества пород. По мере растворения кальцита происходит накопление нерастворимого глинистого остатка. Вначале он локализуется в межзерновых порах и внутренних частях раковин, затем заполняет каверны и, наконец, образует глинистую породу.

В замкнутых средах, когда нет выноса продуктов выщелачивания, происходит смена кислой среды на щелочную. В этих условиях каолинит начинает десиликатизироваться и переходит в минералы группы глинозема (гиббсит, бёмит, диаспор), а освобождающийся кремнезем подвергает известняки окремнению. Возможно, что окремненные известняки, вскрытые непосредственно под тюменской свитой скважиной Западно-Останинской-37, были изменены именно таким образом.

**Кремнистые и глинисто-кремнистые породы** в зоне древнего гипергенеза в той или иной мере отбелены. Они приобретают брекчиевидные и псевдобрекчиевидные текстуры. Органогенно-кремнистые и глинисто-кремнистые обломки неокатанные, остроуголовые, сцементированные гидрослюдисто-каолинитовым, кремнисто-каолинитовым или каолинитовым материалом. Иногда вокруг обломков развиваются новообразования сидерита в виде крупных зерен и радиально-лучистых сферолитов. Кора выветривания такого типа имеется на Останинской, Западно-Останинской, Усть-Сильгинской площадях.

**Терригенные породы** (гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты) также подвергаются существенным гипергенным изменениям, которые выражаются в разрыхлении, отбеливании, каолинизации и сидеритизации, в появлении проницаемых пористых разновидностей, из которых на ряде разведочных площадей (Катыльгинская, Озерная, Тымская и др.) из скважин получены значительные притоки воды.

\* \* \*

Кора выветривания на кривых стандартного электрокаротажа обычно выделяется вполне отчетливо. Значения КС, как правило, низкие.

Кривая ПС хорошо отражает пористые, проницаемые породы коры (кавернозные известняки, рыхлые гравелиты и песчаники, брекчиевидные разности кремнистых пород и др.), образуя четкие отрицательные аномалии. При вскрытии плотных, сильно заглинизированных разностей коры выветривания кривая ПС отклоняется в сторону положительных значений и становится недифференцированной.

## Глава IV.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ

С целью выявления геохимических особенностей формирования отложений промежуточного комплекса изучалось распределение в породах форм железа, рассеянного органического углерода и ряда малых химических элементов.

#### ФОРМЫ ЖЕЛЕЗА

Анализ минералогических форм железа представляет несомненный интерес для понимания условий формирования палеозойских пород промежуточного комплекса и расшифровки процессов седиментогенеза и диагенетического перераспределения вещества илового осадка.

Минералогические формы железа в осадочных породах достаточно разнообразны. Железо входит в состав минералов, часть которых образуется одновременно с отложением осадка и в диагенетическую стадию, другие попадают в осадок как терригенный материал. Поэтому баланс минералогических форм железа может быть выражен следующим равенством:

$$Fe_{вал} = Fe_{пир}^{+2} + Fe_{карб}^{+2} + Fe_{сил}^{+2} + Fe_{ок}^{+3} + Fe_{обл.}$$

Для определения указанных в равенстве аутигенно-минералогических форм железа был принят вариант методики, разработанный Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон [128]. В соответствии с этой методикой аналитическим путем в породах определялись железо валовое ( $Fe_{вал}$ ), а также сера общая и сульфатная. По разности между этими формами серы устанавливалось содержание сульфатной серы и рассчитывался процент пиритного железа ( $Fe_{пир}$ ). Карбонатное, силикатное и окисное железо анализировалось в солянокислотной вытяжке при кипячении навески породы в 2%-ной соляной кислоте в токе углекислого газа в течение 5 мин. При этом получалась величина концентрации закисного железа ( $Fe_{зак}$ ), представляющего собой сумму карбонатного и силикатного, и окисного железа ( $Fe_{ок}$ ), обусловленного наличием в породе минералов группы лимонита.  $Fe_{зак}$  и  $Fe_{ок}$  определяются отдельно путем титрования. Пиритное, закисное и окисное железо образуют в сумме реакционноспособное железо ( $Fe_p$ ). Количество обломочного железа ( $Fe_o$ ), находящегося в обломочных минералах, вычислялось по разности между валовым и реакционноспособным.

При обработке около 250 химических анализов, выполненных по сборам авторов Западно-Сибирским геологическим управлением, производился расчет средних содержаний валового железа и отдельных форм железа, а также его реакционноспособных компонентов, на бескарбонатное вещество пород по литологическим типам разных фациальных зон. Эти данные приведены в табл. 6 для среднедевонских — сред-



Распределение форм железа в осадочных породах промежуточного комплекса

Типы пород	Средние содержания, %								
	на бескарбонатное вещество пород						от Fe <sub>p</sub>		
	Fe <sub>вал</sub>	Fe <sub>обл</sub>	Fe <sub>пир</sub>	Fe <sub>зак</sub>	Fe <sub>ок</sub>	Fe <sub>p</sub>	Fe <sub>пир</sub>	Fe <sub>зак</sub>	Fe <sub>ок</sub>
<i>Терригенно-карбонатная толща D<sub>2</sub>—C<sub>2</sub></i>									
Песчаники . . . . .	3,70	1,17	0,18	2,00	0,35	2,53	7,1	79,0	13,9
Алевролиты . . . . .	4,05	1,08	0,17	2,55	0,25	2,97	5,7	85,9	8,4
Аргиллиты . . . . .	5,04	0,97	0,44	3,42	0,21	4,07	10,0	84,9	5,1
Известняки, мергели . .	5,58	0,58	1,70	3,10	0,20	5,00	34,0	62,0	4,0
<i>Алевролитно-аргиллитовая толща C<sub>2</sub>—P</i>									
Песчаники . . . . .	4,06	1,66	0,15	2,06	0,19	2,40	6,2	85,9	7,9
Алевролиты . . . . .	4,12	0,92	0,14	2,88	0,18	3,20	4,3	90,1	5,6
Аргиллиты . . . . .	4,38	0,86	0,21	3,19	0,12	3,52	5,9	90,7	3,4
<i>Пестроцветная терригенно-туфогенная толща PT</i>									
Песчаники . . . . .	7,28	4,23	0,01	2,16	0,75	2,95	1,4	73,2	25,4
Алевролиты . . . . .	6,50	3,97	0,01	1,78	0,71	2,53	2,0	70,0	28,0
Аргиллиты . . . . .	6,12	3,90	0,05	1,49	0,68	2,22	2,2	67,2	30,6

некарбонатовых терригенно-карбонатных отложений, развитых на обширной территории, включающей Нюрольскую впадину, Колтогорский прогиб, Васюганский и Нижневартовский своды, для среднекарбонато-пермской терригенной алеврито-аргиллитовой толщи, прослеживающейся вдоль берега Оби и к западу от г. Колпашево, а также для пестроцветных терригенно-туфогенных пород предположительно пермо-триасового возраста, получивших максимальное развитие на востоке рассматриваемой территории.

Приведенные в табл. 6 материалы позволяют сделать ряд общих выводов, касающихся распределения железа в осадочных породах промежуточного комплекса. Прежде всего обращает на себя внимание определенная связь содержания валового железа и его форм с гранулометрическими типами пород. Устанавливается, что в зависимости от фациальных особенностей формирования отложений роль в составе общего железа отдельных его аутигенно-минералогических форм различная. И, наконец, по содержанию валового железа и его форм, а также по особенностям их распределения в гранулометрических разностях пород весь комплекс изученных отложений отчетливо распадается на две группы, первую из которых составляют терригенные и карбонатные образования среднего девона — среднего карбона и верхнего палеозоя, а вторую — пестроцветные терригенные породы пермо-триаса.

Как следует из табл. 6, количество железа в карбонатных и терригенных отложениях первых двух толщ в пересчете на бескарбонатное вещество находится на кларковом уровне и мало отличается от содержания его в аналогичных морских и прибрежно-морских породах Волго-Уральской нефтегазоносной области [129], Донбасса [131], Кузнецкого и Тунгусского угленосных бассейнов [58, 162].

При сопоставлении средних содержаний валового железа в различных типах пород устанавливается непрерывный рост количеств его по мере уменьшения диаметра обломочных частиц. В песчаниках концентрации железа составляют 3,70—4,06%, в алевролитах—4,05—4,12%, а в аргиллитах и нерастворимом остатке известняков и мергелей — соответственно 4,38—5,04 и 5,58%. Причем возрастание содержаний валового железа от песчаников к аргиллитам и далее к известнякам происходит более или менее равномерно, без особых скачков, примерно как в совре-

менных осадках Японского моря, озера Байкал или во многих древних бассейнах осадконакопления, в частности в перечисленных выше.

Характер распределения валового железа по типам пород полностью определяется его реакционноспособной частью. Именно для  $Fe_p$  наиболее четко выражено нарастание содержаний от песчаных пород к известнякам, тогда как содержание  $Fe_{об.л}$  в том же направлении закономерно снижается. Таким образом, общая закономерность распределения  $Fe_{вал}$  осуществляется исключительно благодаря  $Fe_p$  и вопреки  $Fe_{об.л}$ . К тому же  $Fe_p$  резко преобладает над  $Fe_{об.л}$ . И это преобладание усиливается от песчаников (в 1,5—2 раза) к алевролитам (в 2,5—3 раза) и далее к аргиллитам (более чем в 3 раза) и известнякам (в 8,5 раза).

Рассмотренные выше соотношения, вероятно, свидетельствуют о довольно полной дифференциации осадочного материала в эпоху формирования двух нижних толщ промежуточного комплекса (особенно нижней, преимущественно карбонатной), об интенсивности процессов химического выветривания и выположенности рельефа в областях питания изученного района терригенным материалом.

Терригенные породы пермо-триаса, по сравнению с нижележащими толщами промежуточного комплекса, отличаются более высокими (примерно в 1,5 раза) концентрациями железа валового, что обусловлено главным образом повышенным количеством обломочного железа. Здесь от песчаников к аргиллитам содержание валового железа снижается соответственно с 7,28 до 6,12% (см. табл. 6). Этот характер распределения суммарного железа в породах сохраняется и отдельно для реакционноспособного и обломочного железа.

Сходная схема распределения железа валового нами отмечалась для угленосных отложений Кузнецкого бассейна [58], где было выявлено, что количественные содержания его определяются не только гранулометрическим составом пород, но также и последующим диагенетическим перераспределением железа в виде бикарбонатных закисных соединений при формировании железистых конкреций. Для пермо-триасовых отложений сдвиг максимальных количеств железа в сторону грубозернистых пород вряд ли может быть объяснен с этой точки зрения, поскольку при изучении ядра скважин не было отмечено в них ни одного слоя конкреций. Следовательно, обратная зависимость между количеством валового железа и гранулометрическим составом пород в этих отложениях, скорее всего, связана с факторами палеогеографического плана — близким расположением бассейна седиментации к области размыва и преобладанием в ней механической дезинтеграции пород над химическим выветриванием. В этих условиях темноцветные железосодержащие минералы почти не разрушались, что обусловило поступление в бассейн седиментации больших количеств обломочного железа (в 3—5 раз больше, чем при формировании более древних толщ промежуточного комплекса).

Обогащение обломочным железом пермо-триасовых отложений, вероятно, связано также со спецификой формирования их, с наличием в составе осадочных пород значительных количеств обломков эффузивов и пирокластического материала.

Пиритное железо в большей степени, чем другие его формы, связано со средой формирования осадка, так как количество его в осадке зависит в основном от содержания рассеянного органического вещества и аниона  $SO^{-2}$ , являющегося функцией солености водоема. Как и следовало ожидать, наибольшие концентрации  $Fe_{пир}$  (0,44—1,70% на бескарбонатное вещество) отмечаются в морских глинистых и карбонатных породах нижней толщи промежуточного комплекса. Пестроцветные терригенные и туфогенные отложения пермо-триаса характеризуются наиболее низкими содержаниями  $Fe_{пир}$  (0,04—0,05%), что не противоречит формированию их в пресноводных водоемах. Для прибрежно-

морских и озерных отложений верхнепалеозойской толщи отмечаются промежуточные значения концентраций  $Fe_{\text{пир}}$ .

Количество пиритного железа в породах и его роль в балансе реакционноспособного железа, как следует из табл. 6, в двух нижних толщах увеличивается от алевролитов к глинистым и карбонатным образованиям. В пермо-триасе роль  $Fe_{\text{пир}}$ , хотя и незначительно, увеличивается от песчаников к аргиллитам.

Закисное железо является преобладающей формой реакционноспособного железа во всех типах пород и всех изученных толщ промежуточного комплекса. Его содержания в двух нижних толщах возрастают от песчаников к аргиллитам, затем немного снижаются к известнякам, а в пермо-триасе, наоборот, — от аргиллитов к песчаникам. У пиритного железа, как показано выше, распределение по типам пород несколько иное. Поэтому и соотношения между  $Fe_{\text{пир}}$  и  $Fe_{\text{зак}}$  не вполне четкие. Так, аргиллиты обогащаются и  $Fe_{\text{пир}}$ , и  $Fe_{\text{зак}}$  от верхней толщи к нижней, а в алевролитах эта закономерность выдерживается только для  $Fe_{\text{пир}}$ . У песчаников минимальные содержания последнего приходятся на верхнюю толщу, а максимальные количества закисного железа, как и в алевролитах, отмечаются в верхнепалеозойских отложениях. В балансе форм реакционноспособного железа (правая часть табл. 6) связь между  $Fe_{\text{пир}}$  и  $Fe_{\text{зак}}$  в пределах каждой толщи в основном отрицательная.

Содержание окисного железа в породах двух нижних толщ небольшое (0,12—0,35%), а в пермо-триасовых — значительное (0,68—0,75%). Очень хорошо выражена обратная связь между  $Fe_{\text{ок}}$  и  $Fe_{\text{зак}}$  в двух нижних толщах: если концентрации  $Fe_{\text{зак}}$  от песчаников к аргиллитам закономерно увеличиваются, то содержания  $Fe_{\text{ок}}$  снижаются. В пермо-триасе связь между этими формами железа прямая, содержания той и другой от песчаников к аргиллитам снижаются. В балансе форм реакционноспособного железа распределение  $Fe_{\text{ок}}$  носит несколько другой характер. В двух нижних толщах процент  $Fe_{\text{ок}}$  от песчаников к аргиллитам и известнякам снижается, а в пермо-триасе — повышается.

Таким образом, соотношения форм реакционноспособного железа отчетливо подтверждают отмечавшиеся выше фацальные различия между пермо-триасом и более древними отложениями.

Определенный интерес для выявления областей сноса и их расположения относительно бассейна осадконакопления представляет распределение на площади количественных содержаний обломочного железа. Известно, что оно транспортируется в область седиментации главным образом в виде взвесей, преимущественно в составе алевропсаммитового материала. Поэтому размещение масс обломочного железа на площади, как показали исследования осадков современных водоемов [127], напоминает схему отложения терригенного материала. При этом максимальные количества обломочного железа обычно фиксируются в непосредственной близости к континентам, являющимся областями питания для соответствующих осадочных бассейнов.

Распределение обломочного железа в промежуточном комплексе изученной части Западно-Сибирской плиты, как видно на рис. 27, вполне согласуется с размещением трех разновозрастных толщ промежуточного комплекса, ясно различающихся по фацально-палеогеографической обстановке. Контуры этих толщ показаны на рис. 2. Биостратиграфическая и литологическая характеристики их приведены в главах I и III.

Самые низкие концентрации обломочного железа отмечаются в зоне развития терригенно-карбонатных отложений среднего палеозоя, протягивающейся в левобережной части Оби в меридиональном направлении на север от Межовского свода. Количество обломочного железа здесь обычно не превышает 0,7—0,9% на бескарбонатное вещество по-

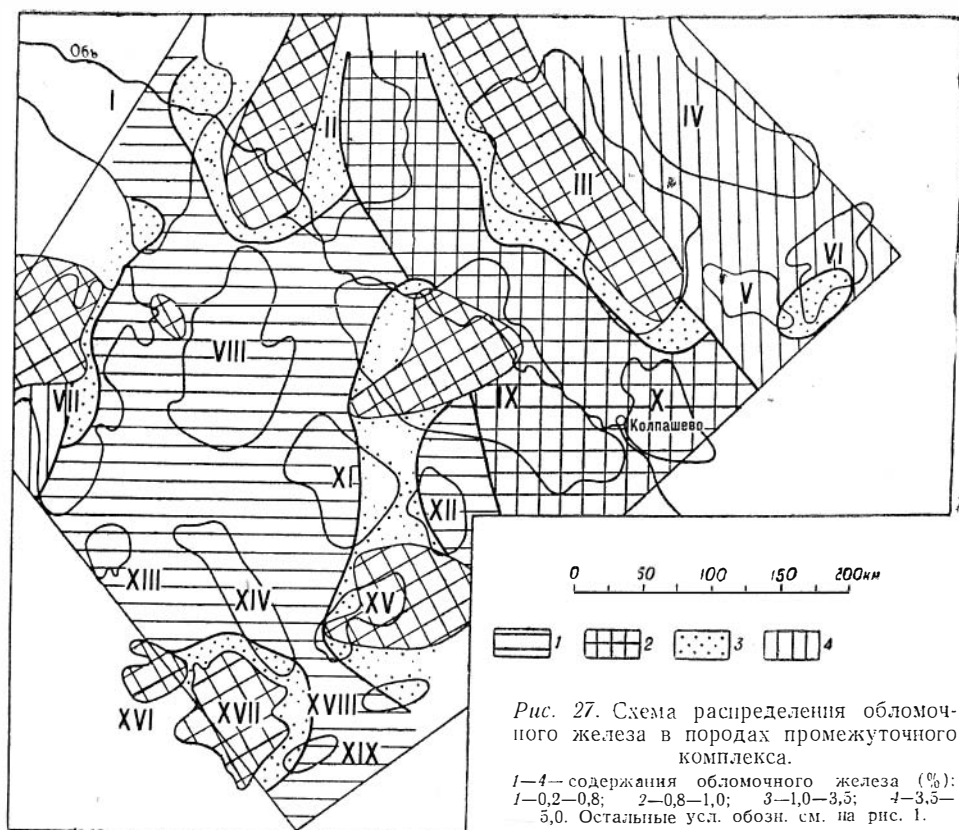


Рис. 27. Схема распределения обломочного железа в породах промежуточного комплекса.

1—4— содержания обломочного железа (%): 1—0,2—0,8; 2—0,8—1,0; 3—1,0—3,5; 4—3,5—5,0. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

род. Однако по конкретным площадям этой зоны содержания обломочного железа испытывают значительные колебания. Например, в карбонатных отложениях на Западно-Останинской (скв. 440) и Нижне-Табаганской (скв. 1) площадях количество обломочного железа составляет соответственно 0,50 и 0,36%, в то время как в таких же по составу породах на Лугинецкой площади (скв. 151) концентрации его достигают 0,89%, а на Южно-Соснинской (скв. 1) — даже 0,95%. На восток от Оби в карбонатных отложениях этой толщи, вскрытой пока только на Вездеходной и Мартовской площадях, содержания обломочного железа, судя по небольшому объему проведенных исследований, увеличиваются в несколько раз и составляют в известняках 1,5—1,65%.

Приведенные примеры, очевидно, указывают на различные фациальные условия формирования карбонатных пород, в частности на неодинаковую удаленность рассмотренных площадей относительно источников сноса.

В породах алевролитов-аргиллитов верхней палеозоя, протягивающейся в виде полосы вдоль правого берега Оби и занимающей юго-восточную половину Сенькино-Сильгинского свода, содержание обломочного железа значительно больше, чем в нижней толще. В алевролитах и аргиллитах оно обычно колеблется в широких пределах (0,50—1,47%).

Наиболее высокими концентрациями обломочного железа характеризуются пермо-триасовые терригенно-туфогенные образования, распространенные на востоке изученной территории. Здесь даже в алевролитах и аргиллитах содержание обломочного железа составляет 3,36—4,19%, а в песчаниках оно достигает 4,23%.

Наряду с вышеописанными зонами в пределах рассматриваемой территории намечаются участки повышенных концентраций обломоч-

ного железа в породах (1—3,5% на бескарбонатное вещество). Все они тяготеют к выступам фундамента. Это дает основание предполагать наличие зон повышенного содержания обломочного железа вдоль выступов фундамента, что и показано на рис. 27.

Таким образом, полученные данные по распределению обломочного железа на изученной территории вполне определенно указывают на существование в период седиментации отложений промежуточного комплекса ряда местных источников сноса, которыми могли служить магматические и метаморфические образования складчатого фундамента, находившегося в пределах Межовского, Александровского, Каймысовского, Сенькино-Сильгинского, Пайдугинского сводов и Казанского вала.

## МАЛЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Известно, что распределение малых элементов в ряду пород песчаник — алевролит — аргиллит определяется формами их миграции. При интенсивном химическом выветривании отложений в областях сноса элементы мигрируют в виде растворов и тонкодисперсных взвесей, в результате чего сдвиг абсолютных масс элементов происходит в сторону глинистых пород и распределение их приобретает упорядоченный характер.

В условиях слабого химического выветривания элементы мигрируют главным образом в виде взвесей, находясь в обломках минералов и пород. В данном случае единой закономерности в распределении элементов по гранулометрическим типам пород не наблюдается и характер распределения получается пестрым. Для удобства суммарной характеристики особенностей распределения малых элементов по типам пород применяется коэффициент упорядоченности, предложенный А. Э. Конторовичем с соавторами [73].

При обработке данных по содержанию малых элементов в породах мы стремились отыскать критерии для диагностики форм миграции этих элементов. Анализ всего имеющегося в нашем распоряжении фактического материала показал, что его можно разделить на три типа распределения малых элементов. Причем один тип представлен двумя группами проб из разных районов. Таким образом, выделились четыре группы проб, средние данные по которым приведены на рис. 28. При этом использовано около 450 определений 10 малых элементов.

На графике *a* показано распределение элементов в породах пермтриаса. По характеру кривых, отражающих изменения содержания элементов в ряду пород песчаник—алевролит—аргиллит, намечаются три типа распределения. У наиболее многочисленной группы элементов (барий, ванадий, никель, кобальт, свинец), концентрации нарастают от песчаников к аргиллитам. Видимо, эти элементы транспортировались преимущественно в растворенном состоянии. Титан и медь мигрировали главным образом в виде взвесей и поэтому в наибольших количествах содержатся в алевролитовых породах. У стронция и циркония устанавливаются два максимума, приходящихся на песчаники и аргиллиты. Это обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о существенной роли обеих форм переноса этих элементов: и в растворах, и во взвешенном состоянии.

Неоднотипность в формах миграции малых элементов обусловила слабую упорядоченность их в распределении по гранулометрическим типам пород ( $K_y=0,5$ ), что, вероятно, связано со слабым химическим выветриванием и заметной тектонической активностью в областях сноса, а также с влиянием пирокластического материала, присутствие ко-

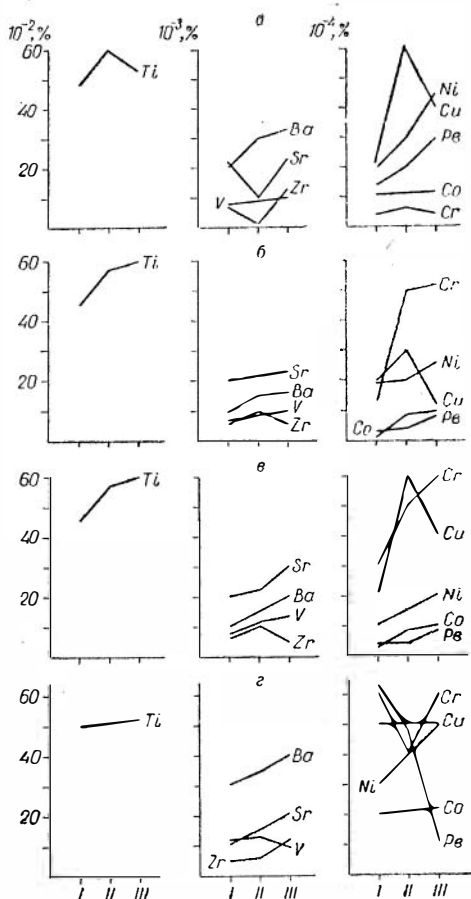


Рис. 28. Графики распределения малых химических элементов в породах промежуточного комплекса.

*а* — для пород пермо-триаса; *б* — для пород среднего и верхнего палеозоя по обрамлению выступа фундамента на Александровском своде; *в* — для пород среднего палеозоя по обрамлению Межовского выступа фундамента; *г* — для пород среднего палеозоя в области, удаленной от выступов фундамента, указанных в *б* и *в*. I — песчаники; II — алевролиты; III — аргиллиты.

де растворов и высокая степень упорядоченности в их распределении указывают на значительную степень химического выветривания материнских пород в областях размыва. Очевидно, это относится и к выступам кристаллического фундамента на Александровском и Межовском сводах, роль которых в качестве дополнительных питающих провинций была показана выше при рассмотрении распределения по площади обломочного железа.

На графике *г* к числу упорядоченных элементов, характеризующихся максимальными содержаниями в аргиллитах, следует отнести титан, барий, стронций, цирконий, кобальт и никель. Максимальные концентрации остальных элементов приходятся либо на песчаники (свинец), либо на алевролиты (ванадий), либо на песчаники и аргиллиты (хром), или концентрации не зависят от типа пород (медь). Коэффициент упорядоченности (0,6) здесь ниже, чем на графиках *б* и *в*.

Пробы, приведенные на графике *г*, отобраны из среднего палеозоя в районе, удаленном от выступов кристаллического фундамента Александровского и Межовского сводов. Видимо, этим и объясняется отли-

того постоянно фиксируется при петрографическом изучении пород пермо-триаса.

На графиках *б* и *в* приводится распределение микроэлементов в средне- и верхнепалеозойских породах на площадях, находящихся в непосредственной близости к Александровскому и Межовскому выступам кристаллического фундамента. Несмотря на значительную удаленность друг от друга проб, представленных на графиках *б* и *в*, и неоднородность их в стратиграфическом положении, характер распределения малых элементов по типам пород оказался весьма близким, что свидетельствует об однотипности условий осадконакопления близ выступов кристаллического фундамента.

В обоих случаях малые элементы образуют две группы. В первой из них максимальные содержания большинства малых элементов (Ti, Sr, Ba, V, Cr, Ni, Co, Pb) приурочиваются к наиболее тонкозернистым породам. Основной формой миграции этих элементов служили растворы. Другую группу элементов составляют цирконий и медь, которые в наибольших количествах устанавливаются в алевролитовых породах, что свидетельствует о преобладающей роли взвесей в их миграции. Коэффициент упорядоченности для обеих групп проб составляет 0,80. Преобладающая форма миграции элементов в виде

ние графика *г* от графиков *б* и *в*. С другой стороны, район проб графика *г* вполне мог находиться в области питания осадочным материалом с выступом кристаллического фундамента на Каймысовском и Сенькино-Сильгинском сводах. Если это так, то на этих выступах естественно предполагать недостаточно интенсивное химическое выветривание и значительную роль взвесей в транспортировке материала. Вероятно, материал с этих выступов в районы, тяготеющие к Александровскому (*б*) и Межовскому (*в*) сводам, в заметных количествах не поступал.

Таким образом, характер распределения малых химических элементов в породах промежуточного комплекса подтверждает вывод о наличии местных источников осадочного материала, который был обоснован выше путем анализа размещения по площади обломочного железа. Более того, по малым элементам можно в известной мере судить о некоторых особенностях этих областей размыва. В частности, выступы фундамента на Александровском и Межовском сводах испытывали более интенсивное химическое выветривание, чем на Каймысовском и Сенькино-Сильгинском сводах. Вполне вероятно, это объясняется преимущественно гранитным составом двух первых выступов, тогда как на Каймысовском своде граниты не обнаружены, а на Сенькино-Сильгинском они прослеживаются на небольшой площади.

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ СОЛЕВОГО РЕЖИМА ВОД

Для установления солености вод бассейна седиментации предлагались многочисленные геохимические методы, основанные на соотношениях между разнообразными геохимическими показателями.

Первая группа методов базируется на определенной связи содержания в породах легкорастворимых ионов, таких как  $\text{Cl}^{-1}$ ,  $\text{HCO}_3^{-2}$ ,  $\text{Na}^{+1}$ ,  $\text{K}^{+1}$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$  и др., а также поглощенных катионов калия, натрия, кальция, магния в глинистых минералах [49, 121], с соленостью водоема седиментации.

Вторая группа методов основана на предположении, что в водоемах различной солености некоторые элементы накапливаются в разных концентрациях. В качестве геохимических критериев при выделении морских и пресноводных осадков предлагались такие элементы, как бор, литий, свинец, никель, хром, галлий, а также отношение стронция к барию [66, 167].

В Кузнецком, Печорском угольном бассейнах, в Западно-Сибирской низменности и в других районах во многих случаях и по различным причинам эти методики не дали удовлетворительного результата [58, 73 и др.].

Что же касается применения отношения стронция к барию в качестве индикатора солености водоема, то, как установлено исследованиями по мезозойским отложениям Западно-Сибирской низменности [73], этим показателем следует пользоваться с большой осторожностью, так как его величина при прочих равных условиях на площади бассейна не остается постоянной.

В ряде работ предлагается использовать для диагностики морских и пресноводных отложений содержание серы в породах. Однако при этом не учитывалось то обстоятельство, что количество сульфидной серы, фиксируемой в осадках, зависит не только от содержания сульфат-иона в наддонной воде, но и от концентрации в породах органического углерода, скорости осадконакопления и ряда других факторов. Поэтому Н. М. Страхов [126] рекомендует использовать для диагностики морских и пресноводных осадков величину отношения пиритного желе-

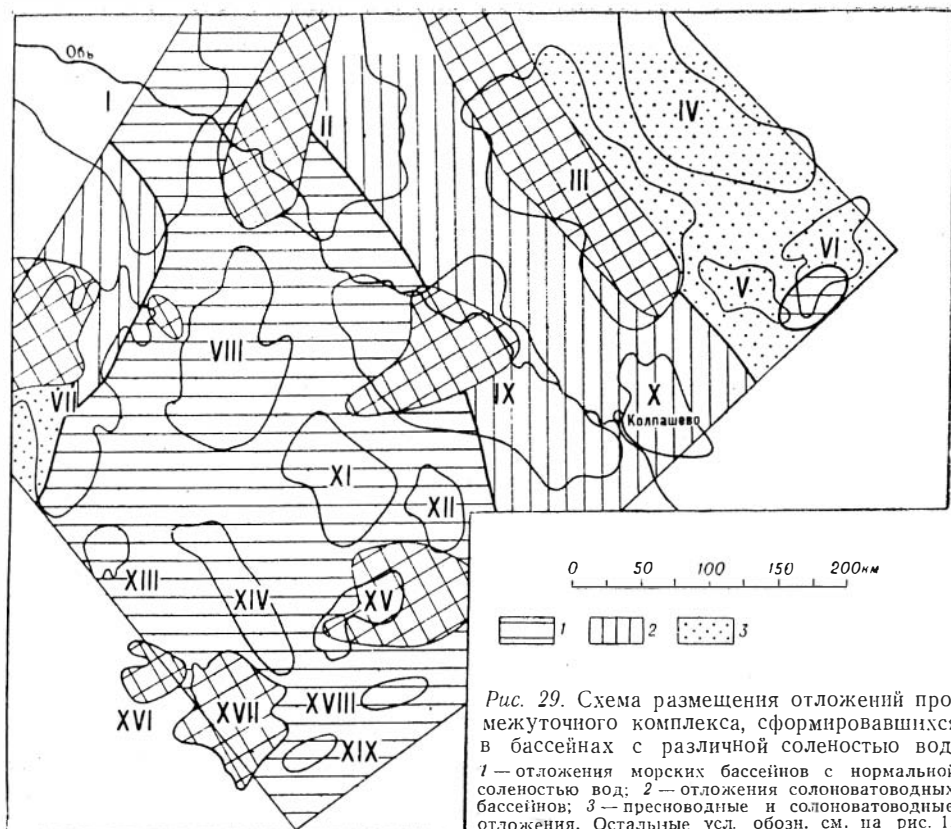


Рис. 29. Схема размещения отложений промежуточного комплекса, сформировавшихся в бассейнах с различной соленостью вод. 1 — отложения морских бассейнов с нормальной соленостью вод; 2 — отложения солоноватоводных бассейнов; 3 — пресноводные и солоноватоводные отложения. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

за к органическому углероду, указывая, что величина этого отношения для морских пород составляет 0,2—2,0, а для пресноводных — 0,03—0,06.

Надежность применения отношения пиритного железа к органическому углероду для выяснения солевого режима бассейна седиментации была проверена на большом фактическом материале, охарактеризованном фаунистически, из разрезов Западно-Сибирской низменности, Кузнецкого и Минусинского бассейнов [9, 17, 73]. Поэтому при расшифровке морских, солоноватоводных и пресноводных обстановок накопления осадочных толщ промежуточного комплекса мы пользуемся главным образом этим отношением, опираясь на приведенные выше цифры Н. М. Страхова с дополнением В. И. Будникова, показавшего, что солоноватоводные лагунные обстановки характеризуются величиной отношения в пределах 0,06—0,2 [17].

Используя это отношение, мы составили схему размещения фаций по группам солености (рис. 29), из которой видно, что накопление отложений промежуточного комплекса происходило в разнообразных условиях, начиная от типично морских и кончая континентальными. Однако слабая изученность этих отложений и отсутствие представительных разрезов в значительной мере ограничивают детализацию геохимических фаций и затрудняют реконструкцию размещения их в пределах рассматриваемой территории.

Наиболее распространены в изученном районе отложения, сформировавшиеся в условиях морского бассейна. Полностью морскими отложениями представлена нижняя толща промежуточного комплекса, выходящая на доюрскую поверхность в западной половине изученной территории. К востоку от Оби она перекрывается более молодыми толщами промежуточного комплекса, но, очевидно, и здесь фациальный об-



лик ее сохраняется примерно таким же. Об этом можно судить по характеру отложений нижней толщи, вскрытых на крайнем востоке рассматриваемой территории (Мартовская и Вездеходная площади). Здесь на схеме (см. рис. 29) показано небольшое поле морских отложений.

Для пород нижней толщи характерны высокие значения отношения пиритного железа к органическому углероду (0,6—1,2 на западном поле и 0,4—1,0 на восточном). О формировании этой толщи в морском бассейне свидетельствуют также преимущественно карбонатный ее состав и довольно широкое распространение морской фауны фораминифер, мшанок, брахиопод и др.

Верхнепалеозойская толща промежуточного комплекса, выходящая на доюрскую поверхность широкой полосой восточнее Оби и на небольшой площади у западной границы изученной территории, судя по отношению пиритного железа к органическому углероду (0,07—0,19 в восточной полосе и 0,10—0,18 в западной части), формировалась в основном в солоноватоводной обстановке, вероятно, в прибрежно-морских частях крупных бассейнов. Это заключение подтверждается находками на Вартовской площади двустворок, условия обитания которых связываются с солоноватоводными бассейнами [15].

Пермо-триасовая толща промежуточного комплекса, выявленная на северо-востоке и крайнем западе изученной территории, характеризуется еще более низкими отношениями пиритного железа к органическому углероду, в основном в пределах 0,05—0,14. Учитывая упоминавшуюся выше работу В. И. Будникова [17], эти отложения следовало бы относить частью к солоноватоводным обстановкам и частью — к пресноводным. Однако, поскольку В. И. Будников предложил диагностические отношения для солоноватоводных обстановок на основе изучения угленосных отложений, распространение этих отношений на преимущественно красноцветную толщу может оказаться не вполне оправданным. Поэтому нельзя исключать того, что пермо-триасовые отложения промежуточного комплекса в значительной своей части сформировались в пресноводных обстановках.

#### ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение окислительно-восстановительных условий осадконакопления является важной частью исследований при оценке новых территорий и осадочных комплексов с точки зрения их нефтегазоносности, поскольку окислительно-восстановительные процессы в значительной мере влияют на количество и качество рассеянного органического вещества, захороняющегося в осадках, и на характер последующей битуминизации его.

В течение продолжительного времени в качестве показателей геохимической среды осадконакопления и диагенеза использовался комплекс таких аутигенных минералов (в первую очередь минералов железа), которые наиболее доступны изучению петрографическими и химическими методами. Наиболее детальные исследования в этом направлении были выполнены Г. И. Теодоровичем, предложившим классификацию геохимических фаций по профилю  $rH$  и  $pH$  и развившим предположение о том, что формирование минералов происходит в наддонной среде, степень восстановленности которой, возрастая с глубиной, обуславливает смену одних минералов-индикаторов другими [137, 138].

По мере накопления фактического материала по распределению и формированию аутигенных минералов в современных и древних осадках эта схема не всегда подтверждалась и часто не могла объяснить парагенетические сообщества минералов.

С существенно иных позиций подошел к вопросу о среде формирования аутигенных железистых минералов Н. М. Страхов, опирающийся на обширный материал не только по древним, но и по современным осадкам [127]. Прежде всего он исходил из того, что в любом бассейне всегда существуют две связанные между собой системы, характеризующиеся различными щелочно-кислотными и окислительно-восстановительными режимами: среда наддонной воды и среда илового осадка. Детально изучив современное осадконакопление в Черном море, он показал, что парагенезис железистых минералов определяется в основном диагенетическими процессами, происходящими в илах, и что существование этих процессов заключается в восстановлении реакционноспособного железа за счет органического вещества и сульфатов. Эти представления получили широкое признание.

По соотношению форм железа и количеству органического углерода в породах Н. М. Страхов намечает границы окислительно-восстановительных фаций. Однако, как он сам отмечает, они в известной мере условны и справедливы для кларковых содержания железа и органического углерода, а параметр  $gH$  может рассматриваться только как полуколичественная величина. С другой стороны, определив количество органического углерода, пошедшего на редукцию трехвалентного железа и сульфатов, можно оценить емкость восстановительных процессов, величина которой находится в тесной связи с балансом форм реакционноспособного железа [128].

При расчетах емкости редукционных процессов мы определяли количество редукционного органического углерода по пересчетным коэффициентам, уточненным в работе В. А. Успенского [147]. Расход органического вещества на образование одной весовой единицы закисного железа принимался в 0,054 вес. ед., а на образование одной весовой единицы пиритного железа из окисного — 0,805 вес. ед.

К сожалению, до настоящего времени еще не создано общей классификации окислительно-восстановительных обстановок по соотношению между формами реакционноспособного железа и по емкости редукционных процессов. Поэтому мы ориентируемся на наиболее детальные исследования, выполненные по отдельным районам. Так, К. Ф. Родионова на большом материале по девонским отложениям Волго-Уральской области выделила пять окислительно-восстановительных обстановок (от сероводородной до слабовосстановительной), для каждой из которых приведены типичные для них содержания пиритного железа от реакционноспособного [106]. Этот показатель использован также и П. С. Славным для меловых и третичных отложений Туркмении, где выделяется четыре окислительно-восстановительных обстановки — от резковосстановительной до окислительной [117]. В обеих этих работах используется также и объем редукционных процессов, выраженный через количество редуцированного органического вещества, которое рассчитывалось по еще не уточненным коэффициентам Н. М. Страхова.

Используя работы К. Ф. Родионовой и П. С. Славина, а также наши данные по редуцированному органическому углероду, рассчитанные по коэффициентам В. А. Успенского, мы применительно к изучаемым отложениям предлагаем параметры для диагностики окислительно-восстановительных обстановок, которые показаны в табл. 7. В соот-

Таблица 7

Параметры окислительно-восстановительных обстановок

Обстановка	%Fe <sub>пир</sub> от Fe <sub>р</sub>	C <sub>ред</sub>
Окислительная . . . . .	<1,5	<0,10
Слабоокислительная . . . .	1,5—3,0	0,10—0,15
Слабовосстановительная . .	3—20	0,15—0,30
Восстановительная . . . . .	>20	>0,30

новительных фаций. Однако, как он сам отмечает, они в известной мере условны и справедливы для кларковых содержания железа и органического углерода, а параметр  $gH$  может рассматриваться только как полуколичественная величина. С другой стороны, определив количество органического углерода, по-

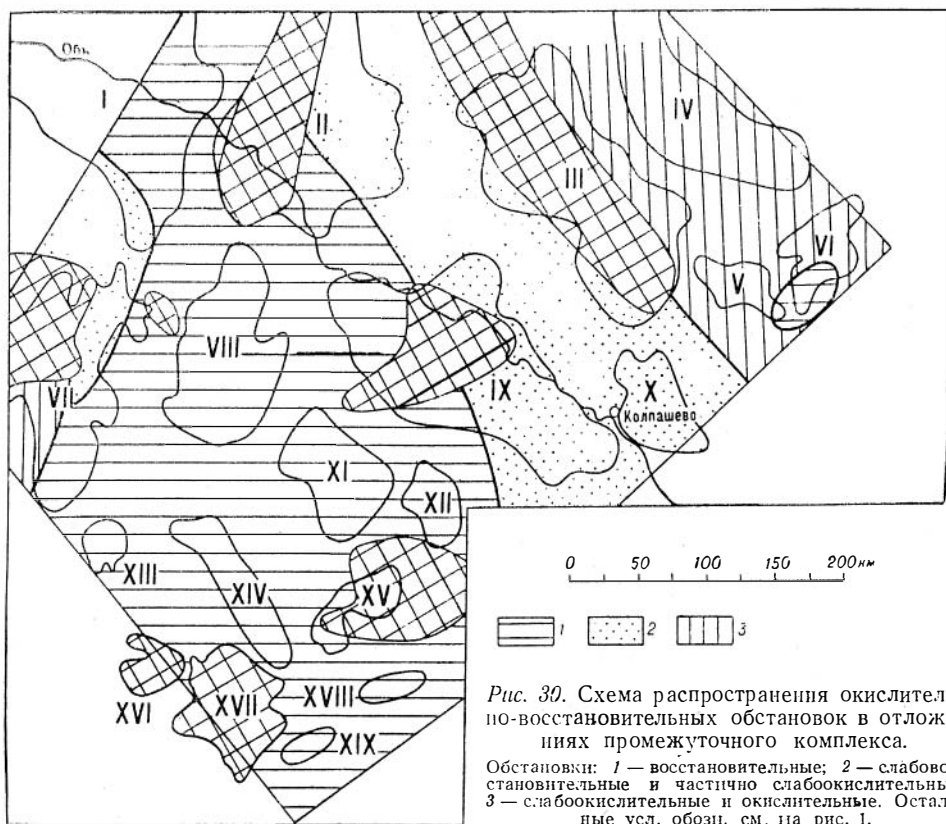


Рис. 30. Схема распространения окислительно-восстановительных обстановок в отложениях промежуточного комплекса.

Обстановки: 1 — восстановительные; 2 — слабовосстановительные и частично слабоокислительные; 3 — слабоокислительные и окислительные. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

ветствии с признаками, положенными в основу при выделении типов окислительно-восстановительных обстановок, осадконакопление промежуточного комплекса происходило в окислительных, слабоокислительных, слабовосстановительных и восстановительных условиях. Размещение окислительно-восстановительных обстановок, как следует из схемы (рис. 30), достаточно хорошо согласуется с общим палеогеографическим планом рассматриваемой территории, выявленным по другим геохимическим показателям и литологическим признакам.

Судя по соотношению форм реакционноспособного железа и количеству редуцированного органического углерода, на большей части области распространения среднепалеозойской и верхнепалеозойской толщ промежуточного комплекса в период осадконакопления и диагенеза существовали слабовосстановительные и восстановительные условия. По окислительно-восстановительным обстановкам эти толщи не менее благоприятны для нефтеобразования, чем многие известные продуктивные свиты, в частности пашийские отложения Волго-Уральской нефтегазопроизводящей области [129].

Среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, судя по соотношению аутигенно-минералогических форм железа и редуцированному углероду, формировались преимущественно в восстановительных условиях.

В наиболее устойчивых восстановительных обстановках образовывались известняки и мергели этой толщи. В них чаще всего отмечается повышенная роль пиритного железа, концентрации которого изменяются в широких пределах (20,0—64,9% от реакционноспособного). Величина редуцированного органического углерода превышает 0,30%, достигая в некоторых пробах 0,62—1,07%. Одновременно с этим в карбонатных породах снижается доля растворимого закисного железа до

26,4—75,8%, а количество его окисной формы характеризуется минимальными величинами (2,6—5,2% от реакционноспособного).

Только на Западно-Останинской площади в известняках отмечается пониженное содержание пиритного железа (15% от реакционноспособного), характерное для слабовосстановительных обстановок. Однако в этих же породах количество редуцированного органического вещества составляет 0,45%, а окисного железа — только 3,9%, что свидетельствует о восстановительной обстановке. О геохимических фациях на этой площади судить пока трудно. Во всяком случае они либо восстановительные, либо слабовосстановительные.

Повышенная пиритизация известняков и мергелей хорошо видна и по средним значениям содержаний пиритного железа (см. табл. 6), но особенно ярко это выражено по Шахматной, Мыльдзинской, Средне-Нюрольской, Южно-Соснинской площадям, на которых содержание пиритного железа от реакционноспособного в породах составляет соответственно 64,9, 46,8, 53,7 и 60,8%. Существенное пиритообразование в карбонатных породах для некоторых из указанных площадей подтверждается данными изучения тяжелых фракций.

Преобладающая часть терригенных пород нижней толщи, занимающих в ней подчиненное положение, накапливалась в слабовосстановительных условиях. Содержание пиритного железа в аргиллитах составляют 9,7—16,5% от реакционноспособного, а в алевролитах — 7,2—8,2%. Значения редуцированного углерода для терригенных пород изменяются в пределах 0,15—0,30%. Только в аргиллитах Чарымовской площади содержание пиритного железа снижается до 0,8%. Однако окисного железа здесь только 0,7%, а количество редуцированного углерода достигает 0,26%.

Вместе с тем в пределах Южно-Соснинской площади выявленная в известняках высокая восстановленность сохраняется и в аргиллитах. В них содержание пиритного железа составляет 51,7% от реакционноспособного, а окисное железо отсутствует. Своеобразными соотношениями форм железа отличаются аргиллиты Западно-Сильгинской площади. В них наряду со значительным содержанием  $Fe_{\text{пир}}$  (32,5% от  $Fe$  устанавливается существенное количество  $Fe_{\text{ок}}$  (26,5% от  $Fe_{\text{р}}$ ). По мнению Н. М. Страхова, такой парагенезис железистых минералов указывает на формирование осадков в сравнительно небольшом удалении от береговой линии при хорошей аэрации придонных слоев воды [131]. Близость Западно-Сильгинской площади к береговой линии в какую-то часть времени формирования среднепалеозойской толщи промежуточного комплекса подтверждается расположением ее в области локального повышения концентрации обломочного железа, что показано на рис. 27.

Восстановительные обстановки, господствующие во время накопления и диагенеза отложений нижней толщи промежуточного комплекса, особенно в зоне, охватывающей Нюрольскую впадину и Средне-Васюганский свод, совпадают с областью повышенной битуминозности пород. В этой же зоне получены почти все притоки нефти из палеозоя.

Терригенная алевролитово-аргиллитовая толща верхнего палеозоя в большей своей части формировалась в слабовосстановительных обстановках, характеризующихся несколько иными, по сравнению с вышеописанными отложениями, соотношениями форм железа. Концентрации  $Fe_{\text{пир}}$  снижаются до 2,9—10,5%, а количества  $C_{\text{ред}}$  — до 0,15—0,19%. Содержание окисного железа изменяется в довольно широком диапазоне (0,3—6,7%), но чаще составляет 2—3% от  $Fe_{\text{р}}$ . По данным минералогических исследований, в алевролитах среди аутигенных минералов повсеместно доминируют сидерит, количество которого в тяжелой фракции достигает 97—98%.

В отдельные этапы на некоторых площадях формирование терригенных верхнепалеозойских отложений происходило в слабоокислительных условиях. Это относится к единичным пробам алевролитов с Колпашевской, Шудельской, Мыгтынской площадей.

Основные показатели окислительно-восстановительных обстановок в пермо-триасовых терригенных породах колеблются в сравнительно узких пределах, но в области разграничения слабоокислительных и окислительных фаций. Содержания пиритного железа от реакционноспособного варьируют от следов до 1,7%, редуцированного органического углерода — от 0,06 до 0,15%, окисного железа — от 24,0 до 37,4%. Высокое содержание окисного железа согласуется с составом тяжелой фракции, в которой на аутигенный лимонит приходится до 40%.

По-видимому, в пермо-триасовых отложениях широко развиты и окислительные, и слабоокислительные геохимические фации, но судить об их сравнительной роли по имеющемуся аналитическому материалу пока преждевременно.

Большой интерес представляют связи между формами железа и содержаниями органического вещества и битумоидов. Для изучения этих связей были отобраны сто проб разнообразных пород, главным образом невыветрелых, в каждой из которых были определены все перечисленные показатели, а в значительной части из них — также и состав битумоидов (элементный и групповой). Содержания битумоидов рассчитывались не на породу, а на органическое вещество, т. е. мы оперировали степенью битуминозности органического вещества, которая очень близка к предложенному Н. Б. Вассоевичем [23] коэффициенту битумоидности ( $\beta$ ). Воспользоваться последним мы не могли из-за небольшого количества данных по элементному составу битумоидов из пород с низкими содержаниями пиритного железа. Такие породы дают при экстракции малый выход битумоида, зачастую недостаточный для анализа.

Содержания органического вещества в породах и степень битуминозности органического вещества ( $\beta$ ) коррелировались с содержаниями окисного и пиритного железа в тех же пробах и с процентом пиритного железа от всего реакционноспособного. Кроме того,  $\beta$  коррелировалась с отношением редуцированного углерода к исходному, а это отношение — с процентом пиритного железа. Эти связи были выбраны в соответствии с двумя существенно различающимися представлениями о характере влияния геохимических фаций на накопление и последующую битуминизацию органического вещества.

Одно из этих представлений, в настоящее время более распространенное, вытекает из изложенной выше точки зрения Н. М. Страхова о накоплении реакционноспособного железа в осадках главным образом в окисной форме и восстановлении железа на стадии диагенеза за счет редукции органического вещества. Отсюда получается, что не геохимические фации, выраженные через формы железа, влияют на накопление органического вещества, а, наоборот, содержания органического вещества в осадках определяют соотношения между формами железа. В. А. Успенский [147] и С. Г. Неручев [94] сделали следующий шаг в этом направлении. По их мнению, интенсивность битуминизации органического вещества находится в прямой зависимости от редуционных процессов, т. е. чем больше органического вещества пошло на редуцию, тем выше концентрация битумоидов в остаточном органическом веществе.

В подтверждение этого представления С. Г. Неручев приводил данные о возрастании  $\beta$  с увеличением отношения редуцированного органического углерода к исходному [94]. Однако у А. Э. Контаровича (доклад на совещании во ВНИГРИ), пользовавшегося теми же коэффициентами, но на другом фактическом материале, получилась существенно

ная закономерность: по мере увеличения отношения редуцированного углерода к остаточному  $\beta$ -сначала возрастает, достигает максимума, а затем вновь снижается.

Второе представление, наиболее полно изложенное в уже упоминавшихся работах Г. И. Теодоровича [137, 138 и др.], исходит из формирования соотношений между формами железа уже в наддонной воде и о влиянии геохимических фаций, выраженных через эти соотношения, на накопление и битуминизацию органического вещества.

Корреляционный анализ, проведенный по всей совокупности наших проб, не выявил каких-либо закономерностей. Ни один коэффициент корреляции даже не приближается к значимым величинам. Вероятно, это связано с разнотипностью пород, органического вещества и битумоидов.

На выборке по аргиллитам, содержащим только автохтонные битумоиды (16 проб), выявляются определенные связи (табл. 8). Так,

Таблица 8

Корреляционные связи между геохимическими параметрами аргиллитов, содержащих автохтонные битумоиды

Связи	r	t	p
$C_{орг} - Fe_{ок}$	-0,322	1,32	0,20
$C_{орг} - Fe_{пир}$	+0,608	2,86	0,02
$C_{орг} - \% Fe_{пир}$	+0,534	2,36	0,05
$\beta - Fe_{ок}$	+0,210	0,804	0,60
$\beta - Fe_{пир}$	+0,469	2,00	0,05
$\beta - \% Fe_{пир}$	+0,716	3,85	0,01
$\beta - C_{ред}/C_{исх}$	+0,424	1,76	0,10
$\% Fe_{пир} - C_{ред}/C_{исх}$	+0,134	0,507	0,70

связи органического углерода с пиритным железом и его долей в реакционно-способном прямые и вполне значимые, а с окисным железом связь отрицательная, но очень слабая. Эти связи удовлетворяют общим рассмотренным выше представлениям. Прямые связи степени битуминозности органического вещества с пиритным железом и, особенно, процентом пиритного железа (последняя связь самая сильная из всех рассмотренных) ясно свидетель-

ствуют о том, что восстановительные условия способствуют битуминизации органического вещества. Правда, имеется положительная связь  $\beta$  с окисным железом, но она явно незначимая. С другой стороны, выявляется положительная связь  $\beta$  с отношением редуцированного органического углерода к исходному. Хотя значимость этой связи невелика, она все же подтверждает реальность данного отношения и, следовательно, процессов редукиции. Обсуждаемые связи ясно выражены и на графиках (рис. 31).

То, что  $\beta$  с процентом пиритного железа связана намного сильнее, чем с отношением редуцированного углерода к исходному, говорит о том, что геохимическая обстановка, выраженная через формы реакционноспособного железа, влияет на битуминизацию органического вещества (и, видимо, на его накопление) значительно сильнее, чем органическое вещество — на восстановление железа в илах. Весьма важно, что процент пиритного железа практически не связан с отношением редуцированного углерода к исходному. Следовательно, связи  $\beta$  с этими показателями не зависят друг от друга. Видимо, независимы также и процессы накопления органического вещества к его последующей редукиции.

Все связи показателей состава битумоидов с рассмотренными выше фациально-геохимическими характеристиками оказались совершенно незначимыми. Возможно, геохимические фации в меньшей мере влияют на состав битумоидов, чем на накопление и битуминизацию органического вещества. Однако это требует проверки на более представительном материале.

Таким образом, весь комплекс проведенных геохимических исследований показывает, что среднедевонские — среднекарбоновые (особен-

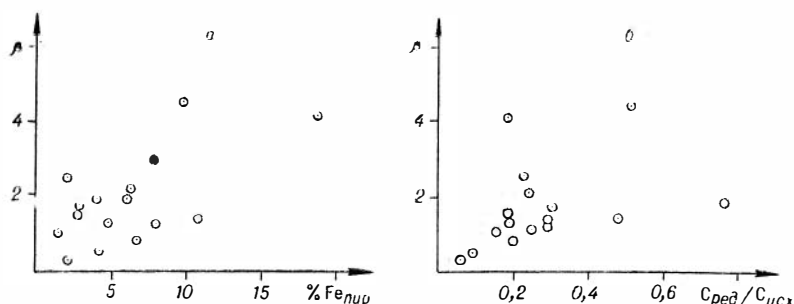


Рис. 31. Связи степени битуминозности органического вещества ( $\beta$ ) с фациально-геохимическими показателями в аргиллитах промежуточного комплекса (а — с процентом пиритного железа от реакционноспособного, б — с отношением редуцированного органического углерода к исходному).

но карбонатные) отложения промежуточного комплекса по ряду геохимических и палеогеографических особенностей оказываются вполне благоприятными с точки зрения сохранения органического вещества и продуцирования нефти и газа. К числу условий, которые могут быть признаны положительными при оценке этих отложений как нефтематеринских, необходимо отнести благоприятное сочетание таких показателей, как формирование осадков в обширном морском бассейне, в котором накапливалось достаточное количество органического вещества существенно сапропелевого и гумусово-сапропелевого типа, а также существование в иловом осадке восстановительных обстановок.

Верхнепалеозойская толща менее благоприятна для нефтегазообразования, поскольку она формировалась в солонатоводном бассейне, главным образом в слабовосстановительных, а частично и в слабоокислительных обстановках.

Пермо-триасовые отложения, очевидно, не могут рассматриваться в качестве нефтепроизводящих из-за окислительных и слабоокислительных условий их накопления и диагенеза.

## Глава V

### КАТАГЕНЕЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Большая роль катагенеза в процессах образования и разрушения нефтяных и газовых залежей общеизвестна. Характер катагенетических изменений органического вещества во многих случаях является одним из решающих факторов не только пространственного размещения нефтяных и газовых месторождений в тех или иных районах, но и формирования состава нефти и газа.

Для палеозойских отложений рассматриваемой нами территории изучение катагенеза имеет особо важное значение, потому что они входят не в состав платформенного чехла плиты, а в состав промежуточного тектонического комплекса и складчатого фундамента. Интенсивный катагенез, приводящий к полному разрушению нефтяных и даже газовых залежей, для складчатых фундаментов — явление практически повсеместное, а для платформенных чехлов он отмечается в редких случаях, и в отношении небольших территорий. Что же касается промежуточных комплексов, содержащих магматические образования, перекрытых мощными платформенными чехлами и формировавшихся в разнообразных тектонических обстановках, преимущественно в переходных

от платформенных к геосинклинальным, то в них можно ожидать широкий спектр стадий катагенеза от средних до весьма высоких. И не удивительно, что в отношении изучаемого нами района нередко высказывались мнения о почти повсеместном и очень сильном, даже метаморфическом изменении палеозойских отложений.

Однако такие заключения основывались не на определениях стадий катагенеза, а лишь на самых общих впечатлениях о характере пород. В отличие от мезозойских отложений (от тюменской свиты и моложе), для которых катагенез изучен на большом материале по углям, углестым включениям и рассеянному органическому веществу с построением карт по нескольким стратиграфическим уровням, палеозойские отложения ни на нашей территории, ни в соседних районах Западно-Сибирской низменности в этом отношении вообще не изучались. Только далеко на юго-восток от нашего района, в Тегульдетской впадине, имеется единичное определение степени катагенеза (стадия Г) по углям из конгломератовой свиты среднего карбона [57].

Диагностика стадий катагенеза наиболее надежно производится, как известно, по гумусовым углям. В палеозое рассматриваемой территории угли в разрезах скважин не встречались. Поэтому мы прослеживали катагенетические изменения по рассеянному органическому веществу с привлечением некоторых данных по минеральной части пород. Интенсивность катагенеза, как это принято сейчас почти во всех работах, выражалась через стадии, примерно соответствующие маркам клареновых углей и идентичные им по названиям.

Диапазон стадий катагенеза, благоприятных для образования и сохранения залежей нефти, мы принимаем от стадии Б<sub>3</sub> до начала стадии К, имея в виду, что большая часть запасов нефти почти во всех нефтеносных провинциях заключена в отложениях, испытавших катагенез до стадий Д, Г и начала Ж. Газовые залежи, очевидно, могут сохраняться и при более глубоком катагенезе.

Этот диапазон был детально обоснован анализом фактического размещения нефтяных залежей по зонам катагенеза [31], затем исследованиями преобразования рассеянных битумоидов по вертикальному разрезу осадочных бассейнов [170] и, наконец, путем оценки масштабов образования битумоидов и эмиграции их из материнских пород на разных стадиях катагенеза [72, 74, 94]. На основе этих материалов рассматриваемый диапазон стадий катагенеза был выделен в качестве главной фазы нефтеобразования [25] или главной зоны нефтеобразования [72]. Эти термины взаимно дополняют друг друга. Первый фиксирует внимание на определенном этапе преобразования органического вещества в нефть, а второй — на положении в вертикальном разрезе области максимального нефтеобразования.

В последнее время наметилась тенденция к перемещению нижней границы главной зоны нефтеобразования в область более глубокого катагенеза или к выделению второй зоны нефтеобразования. Так, А. Э. Конторович, В. П. Данилова и В. М. Диндойн недавно привели геохимические данные, иллюстрирующие усиление эмиграции битумоидов из материнских пород на стадиях катагенеза Ж—К [76]. А. Г. Габриэлян с соавторами в работе по Волгоградскому Поволжью показал, что нефтяные залежи размещены по шкале катагенеза вплоть до середины стадии К [39]. Эти исследования существенно уточняют представления о диапазоне стадий катагенеза, в котором можно встретить нефтяные залежи. При этом следует учитывать, что крупные месторождения, открытие которых сейчас является главной задачей нефтепоисковых работ, пока известны при менее глубоком катагенезе, не сильнее стадии Ж.

В последнее десятилетие важнейшим средством диагностики стадий катагенеза органического вещества стали углепетрографические



исследования, а наиболее надежным показателем интенсивности катагенеза — отражательная способность витринита. Мы также опираемся в первую очередь на эти методы, детально описанные во многих работах [2, 99, 100, 111].

Углететрографическими методами стадии катагенеза наиболее уверенно определяются по углям и углистым включениям, не требующим предварительного обогащения проб. Угли в палеозойских отложениях нашего района пока не встречались, а углистые включения обнаружены в верхнепалеозойских породах Вартовской площади (скв. 331 и 332). Они изучались В. П. Шорным, принимавшим участие в обработке материалов на первом этапе исследований по проблеме нефтегазоносности палеозоя.

Отражательная способность рассеянного органического вещества в концентратах изучалась Г. М. Парпаровой (ВНИГРИ) на фотоэлектронной установке ПООС-1 в поляризованном монохроматическом свете при длине волны 546 мкм в воздухе и кедровом масле. Поляризатор был установлен на  $0^\circ$ , апертурная диафрагма несколько прикрыта. Диаметр фотометрирующего участка составлял 0,01 мм в воздухе и 0,008 мм в кедровом масле при увеличении соответственно 315 и 450. Применялись эталоны из оптического стекла СТФ-2, у которого  $R^a = 13,6\%$ ,  $R^o = 3,12\%$ . Измерения производились не менее чем по 10 точкам, после чего вычислялись средние значения отражательной способности.

В тех случаях, когда размеры углистых частиц в концентратах были меньше фотометрирующей площади установки ПООС-1, оценка степени катагенеза органического вещества производилась по показателю преломления, который определялся обычным минералого-петрографическим методом в стандартных высокопреломляющих жидкостях с условной точностью 0,006. При оценке степени катагенеза по углететрографическим данным учитывались также результаты технического и элементного анализов концентратов, выполненных по ВНИГРИ и ИГиГ СО АН СССР.

Для получения углететрографических препаратов была проведена большая работа по обогащению проб путем растворения минеральной части их в плавиковой и соляной кислотах. Однако многие пробы пришлось отбраковать по разным причинам (высокая зольность, малый выход органического вещества, чрезвычайно малые размеры частиц и др.). Поэтому углететрографическим методом было исследовано 13 проб пород, отобранных из разных толщ промежуточного комплекса и складчатого фундамента. 11 определений степени катагенеза органического вещества были выполнены по концентратам и только два — по углистым включениям. Основные результаты углететрографических исследований концентратов приведены в табл. 9.

Ограниченное количество проб, пригодных для углететрографических исследований, поставило нас перед необходимостью привлечения ряда других методов, позволяющих в какой-то мере судить о степени катагенеза органического вещества. Для этой цели использовались результаты петрографического изучения степени изменений контактов терригенных зерен в песчаниках, плотности глинистых пород, ИК-спектрометрия автохтонных битумондов, термографическое изучение аргиллитов. На некоторых из этих методов остановимся несколько подробнее.

Определенное представление о степени литификации пород можно получить путем количественного исследования типов контактов терригенных зерен в песчаниках. Этот метод был разработан на материалах по девону южных районов Волго-Уральской области и мезозою Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба [29, 30]. Для этих районов установлена тесная связь интенсивности изменений контактов зерен с глубинами и палеоглубинами.

Таблица 9  
Вещественный состав и катагенез рассеянного органического вещества палеозойских отложений Западно-Сибирской низменности

Складчатая	Интервал, м	Порода	Технический анализ			Средняя ● проработанность взросл. в. в воздухе в % к издромом масле	Показатель преоломения	Стадии катагенеза
			W <sub>т</sub>	A <sub>с</sub>	S <sub>с</sub> <sup>т</sup> <sub>п.</sub>			
Пугалымская-86	2677—2680	Аргиллит	2,7	5,86	4,14	12,7	1,995(1,2)	Т-ПА
Сибиревская-370	2891—2897	"	5,4	3,58	Отс.	13,3	1,995(2)	А
Северо-Колпинская-81	2614—2620	Аленролит	2,1	6,43	2,87	14,0	1,995(2)	А
Казанская-3	2813—2819	Известняк	3,1	41,65	38,01	—	1,817(1)	Ж-К
Куржинская-235	2510—2515	Аргиллит	3,7	25,5	22,87	—	2,02(3)	А
Колпинская-2	2957—2967	Аленролит	2,6	18,2	21,0	—	1,995(3)	А
Вартовская-331	2708—2799	"	3,2	2,9	—	—	1,845(3)	Ж-К
Верх-Тарская-12	2807—2810	Известняк	5,5	17,5	—	—	1,827(3)	Ж-К
Ажаринская-450	3008—3016	Туфоестанок	6,7	10,5	—	—	1,831(3)	Ж-К
Лугинская-160	2545—2550	Известняк	8,33	11,22	—	—	1,767(4)	Д-ДГ
Нижне-Табанская-1	3008—3009	"	2,67	5,70	—	—	1,767(5)	Д-ДГ

Примечание. Показатель проработанности в концентрации определяется по коллоальгитности (1), сорбимости (2), микрокомпонентам неясной природы (3), оксенсорбимости (4), взросл. в. в воздухе (5).

В шлифах, изготовленных из песчаников попереk напластования, определялись типы контактов между терригенными зернами, и по параллельным линиям, пересекающим шлиф, подсчитывался процент для каждого типа. Выделялись следующие типы: свободный контакт (зерна в плоскости шлифа отделены друг от друга ясно выраженной полоской цемента), пленочный контакт (цемент сохранился между зернами в виде тонкой, иногда прерывистой пленки), касательный контакт (зерна непосредственно соприкасаются друг с другом, но не изменили своей первичной формы), прямой контакт (зерна сочленяются по прямой линии вторичного характера), конформный контакт (одно зерно, почти не изменив своей формы, глубоко внедрено в другое) и сутурный контакт (зерна сочленяются по волнисто-зубчатой линии).

Первые три типа контактов свидетельствуют о невысокой степени уплотнения породы, не сопровождавшейся изменением формы терригенных зерен, а все последующие — о более сильном уплотнении, обусловившем растворение и переотложение минерального вещества. На форму контактов влияет также минералогический состав и размеры терригенных зерен, количество и характер цемента, содержание органического вещества. В связи с этим большое количество шлифов и сравнительно крупнозернистых алевролитов было выбраковано.

Органическое вещество, как установлено нашими работами по другим районам, резко снижает интенсивность преобразования контактов между терригенными зернами. Карбонатный материал литифицируется уже в диагенезе и раннем катагенезе. Поэтому он затрудняет сближение терригенных зерен между собой. Породы с базальными цементами вообще непригодны для обсуждаемой методики. Зерна слюд меняют форму зачастую уже на ранних стадиях литогенеза, а многие акцессорные минералы не изменяют формы зерен и на позднем катагенезе. Поведение обломков пород очень сложное. Поэтому в основном исследовались существенно кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с небольшим количеством цемента (10—15%), с низкими содержаниями карбонатов, обломков пород и органического вещества.

Влияние размеров терригенных зерен учитывалось с помощью гранулометрического анализа. В шлифах под микроскопом, тоже по параллельным линиям, определялись размеры терригенных зерен. Затем они распределялись по узким фракциям. По количественным соотношениям между фракциями рассчитывались средние размеры терригенных зерен. Для последующей работы использовались только мелкозернистые песчаники (0,1—0,2 мм) и крупнозернистые алевролиты (0,075—0,1 мм). Причем различия в этих пределах учитывались при сравнении данных по площадям и стратиграфическим комплексам.

Для изученных проб (40 из палеозоя и 54 из основания мезозоя, главным образом из нижних 50—70 м тюменской свиты) были определены суммы всех измененных контактов (прямых, конформных, инкорпорационных и сутурных), на которых фиксируется растворение минерального вещества. Этот показатель хорошо зарекомендовал себя в других районах, упоминавшихся выше. Обобщенные данные по нему приведены в табл. 10.

Как и в других районах, в изученной части Западно-Сибирской низменности намечается связь степени литификации песчано-алевролитовых пород с глубиной (табл. 11). Это свидетельствует о том, что относительные палеоглубины мало отличались от относительных глубин. Для мезозоя известно, что максимальные палеоглубины лишь немного превышали современные глубины. Поскольку суммы измененных контактов в палеозое промежуточного комплекса и в основании мезозоя очень близки, можно полагать, что максимальные палеоглубины палеозоя тоже мало отличались от современных глубин. Местами в основа-

## Изменения контактов терригенных зерен

Площади	Средняя глубина проб, км	Сумма измененных контактов, %	
		Pz	J <sub>1-2</sub>
<i>Складчатый фундамент</i>			
Азросейсмическая, Первомайская, Волковская . . . . .	2,6	100,0	19,0
Пульсеецкая, Сибкраевская, Чимулякская . . . . .	2,8	100,0	24,0
Соболиная, Сенькинская, Белоярская	2,6	100,0	21,7
<i>Промежуточный комплекс</i>			
Советская, Стрежевая . . . . .	2,7	26,2	—
Озерная, Черемшанская, Ново-Васюганская . . . . .	2,9	29,0	24,4
Мыльджинская . . . . .	2,5	12,0	13,0
Останинская, Юбилейная . . . . .	2,7	—	29,0
Колпашевская, Северо-Колпашевская	2,7	22,0	24,7
Вартовская . . . . .	2,5	19,3	—
Ажарминская, Западная . . . . .	3,0	24,3	—

нии мезозоя сумма измененных контактов даже больше, чем в палеозое. Видимо, это связано с различиями в составе пород.

Информацию о степени литификации осадочных пород можно получить путем изучения их физических свойств. Огромный фактический материал по плотностям разновозрастных пород многих регионов европейской части СССР и Западной Сибири вполне определенно указывает на отчетливую связь плотностей пород с глубиной их залегания [39, 145, 150]. Этот же материал свидетельствует о том, что на уплотнение с глубиной лучше всего реагируют глинистые осадки. Увеличение их плотности происходит по логарифмическому закону, т. е. на меньших глубинах она возрастает быстрее, чем на больших.

Наряду с этими закономерностями установлена связь плотности пород с петрографическим составом и фаціальными особенностями формирования их. В частности, Н. А. Туезова в разрезе мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности выделила два плотностных контакта, обусловленных сменой фаціальных обстановок формирования [145].

На примере ряда угленосных бассейнов (Донецкого, Кузнецкого, Кизеловского, Подмосковного и др.) выявлено некоторое соответствие между марками углей и плотностями вмещающих их глинистых пород [51].

Таким образом, основные результаты изучения плотностей пород, приведенные выше, показывают, что по плотностям можно судить не только о степени литификации пород, но также косвенным образом и об углефикации органического вещества. Конечно, при этом важно сопоставлять породы, формировавшиеся в сходных фаціальных и геохимических обстановках.

При исследовании плотности пород палеозоя нам важно было, с одной стороны, оценить характер различий между отложениями базальных горизонтов мезозоя и осадочных образований промежуточного комплекса и складчатого фундамента и, с другой — получить, хотя бы

Таблица 11

*Связь степени эпигнеза песчаников с глубиной залегания*

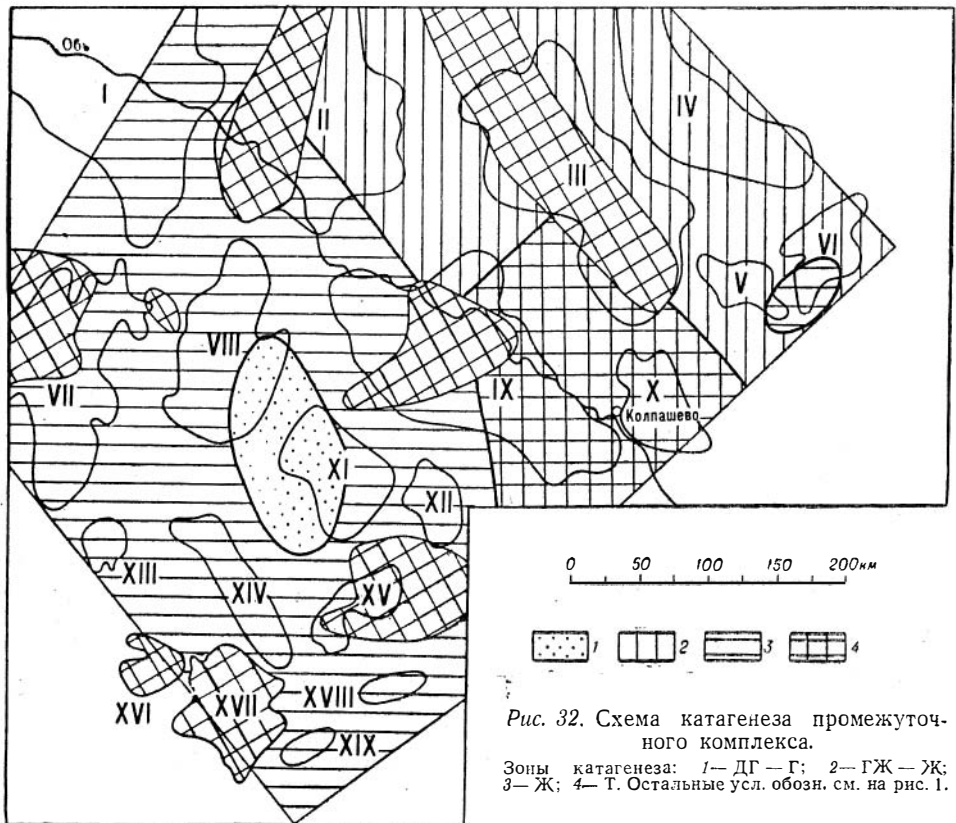
Средняя глубина, км	Средняя сумма измененных контактов, %	
	Pz	Mz
2,9	29,0	24,4
2,7	24,1	25,9
2,6	19,3	19,0
2,5	12,0	17,4

## Плотности палеозойских и юрских аргиллитов

Группы площадей	Палеозойские отложения		Базальные горизонты тюменской свиты
	промежуточный комплекс	складчатый фундамент	
Сибкраевская, Куржинская, Береговая, Чимулякская	—	2,66—2,70	2,50—2,59
	2,53—2,59	2,67	2,54
Вартовская, Вертолетная, Никольская	2,56	—	2,53
	2,62—2,72	—	2,52—2,56
Шудельская, Колпашевская, Северо-Колпашевская	2,64	—	2,54
	—	2,66—2,74	2,51—2,59
Соболиная, Каргасокская, Кочевилловская	—	2,68	2,51
	2,51—2,60	—	2,50—2,56
Северо-Силгинская, Юбилейная, Казанская, Усть-Тымская, Южно-Соснинская, Калиновская, Шахматная	2,58	—	2,52
	—	2,63—2,70	2,45—2,52
Каймысовский свод	—	2,65	2,48
	—	2,66—2,77	—
Сомовская, Верхне-Комбарская	—	2,71	—

косвенный, дополнительный материал для суждения об изменениях степени катагенеза органического вещества по площади распространения промежуточного комплекса.

Для определения плотностей аргиллитов из отложений промежуточного комплекса и базальных горизонтов мезозоя для каждого района подбирались образцы, более или менее сходные по составу глини-



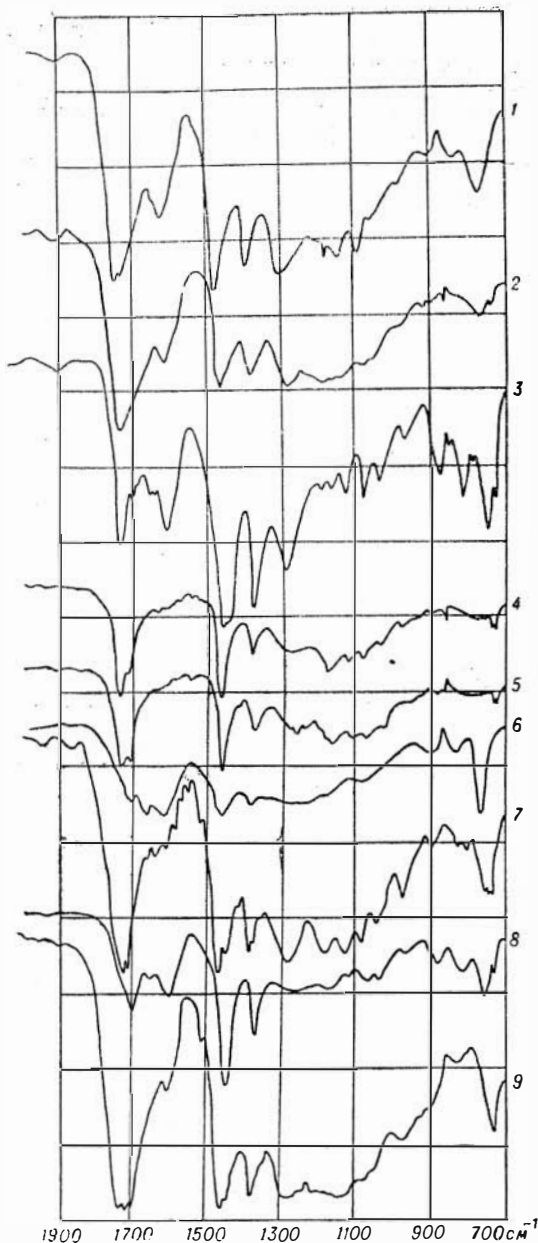


Рис. 33. Инфракрасные спектры автохтонных битумондов с Лугинецкой (1), Мыльджинской (2), Осташинской (3), Мартовской (4), Западной (5), Вартовской (6), Шахматной (7), Северо-Сильгинской (8) и Северо-Колпашевской (9) площадей.

дов пород методом инфракрасной спектроскопии. Нами были получены ИК-спектры для автохтонных хлороформенных битумондов с девяти площадей. Методика приготовления препаратов и условия съемки спектрограмм в кратком виде изложены в главе VII. Здесь же отметим, что выявление характера органического вещества и степени его преобразованности производилось путем сравнения ИК-спектрограмм и их характеристических данных с эталонами из литературы [43, 44, 157].

При изучении ИК-спектров битумондов в качестве диагностиче-

стных и аутигенных минералов. Среди глинистых образований выступов складчатого фундамента такого подбора сделать было нельзя вследствие сложного и разнообразного минералогического состава пород. В этом случае для измерения плотности отбирались невыветрелые глинистые породы с минимальным содержанием аутигенных минералов. Определения плотности (130 образцов) проведены в СНИИГГиМС'е по стандартной методике.

Средние, минимальные и максимальные значения плотностей аргиллитов приведены в табл. 12 отдельно по группам площадей, характеризующих отдельные выступы складчатого фундамента и три зоны промежуточного комплекса, отличающиеся различными катагенетическими преобразованиями органического вещества (рис. 32). Плотности аргиллитов для зоны наиболее низкой углефикации органического вещества (Мыльджинская, Лугинецкая, Нижне-Табаганская площади и др.) не определялись из-за отсутствия пригодных для этой цели проб. Не располагаем мы также плотностями аргиллитов и по ряду площадей, находящихся на востоке рассматриваемой территории (Ажарминская, Западная, Мартовская и Вездеходная).

Существенные дополнительные материалы по катагенезу и природе рассеянного органического вещества дают исследования битумон-

ских параметров рассматривались следующие интенсивности полос поглощения, наиболее заметно меняющихся и относящихся к основным функциональным группам и связям органического вещества: 1740 см<sup>-1</sup> (сложные алифатические эфиры), 1720—1700 см<sup>-1</sup> (жирные кислоты, кетоны), 1600 см<sup>-1</sup> (связь С=C), 720 см<sup>-1</sup> (парафиновые цепи). Полученные спектры показаны на рис. 33, а химические и оптические характеристики приведены в табл. 13.

Данные ИК-спектрометрии по степени катагенеза и составу рассеянного органического вещества довольно хорошо согласуются с углепетрографическими и термическими исследованиями.

Возможность применения термографического метода для расшифровки степени углефикации органического вещества была показана в термической лаборатории ВСЕГЕИ на примере гумусовых и сапропелевых углей, горючих сланцев и различных битумов [1]. При этом для гумусовых углей всего «метаморфического» ряда установлено, что витрины характеризуются более четкими термическими характеристиками по сравнению с фюзенами тех же марок.

Наиболее точное определение марок углей дает применение метода «разбавления». В этом случае температуры выгорания органического вещества образуют закономерный ряд от бурых углей до антрацитов. В отличие от гумусовых углей в сапропелевых разностях не обнаружено такой четкой закономерности. Однако мы все же решили попробовать этот метод на органическом веществе палеозойских аргиллитов.

Таблица 13

*Характеристика автохтонных битумидов пролежучеугольного комплекса по ИКС*

Скважина	Интервал, м	Порода	Содержание на породе, %		Содержание на битумоиде, %			С/Н	Оптическая плотность при				Стадия катагенеза
			С <sub>орг</sub>	хлороформ-мешный битумоид	С	Н	О+N+S		1740 см <sup>-1</sup>	1720—1710 см <sup>-1</sup>	1600 см <sup>-1</sup>	720 см <sup>-1</sup>	
Лугнецкая-160	2549—2550	Известняк	0,09	0,007	80,35	11,25	8,40	7,1	0,98	0,91	0,51	0,17	Д
Мылдзинская-1	2520—2531	"	0,10	0,016	81,28	8,50	10,22	9,55	1,51	1,42	0,77	0,14	Д
Останинская-429	2990—2992	"	0,10	0,336	88,42	10,79	0,79	8,2	0,37	0,23	0,32	0,23	Д-Г
Мартовская-430	2930—2934	"	0,29	0,069	74,54	10,32	15,14	7,22	0,98	0,75	0,11	0,21	Г
Западная-1	2979—2982	"	0,04	0,009	78,83	11,88	9,29	6,6	1,00	0,89	0,12	0,22	Г
Вартовская-331	2768—2799	Алевролит	1,29	0,02	84,50	8,99	6,51	9,4	0,47	0,86	1,05	0,04	Г-Ж
Шахматная-1	2737—2739	Известняк	0,7	0,008	78,72	12,23	9,05	6,4	1,00	1,06	0,32	0,42	Ж
Северо-Сильгинская-2	2642,9—2645	Аргиллит	1,27	0,037	85,4	10,79	3,81	7,9	0,35	0,49	0,4	0,2	Ж
Северо-Колпашевская-81	2660—2626	Алевролит	1,1	0,013	80,08	12,16	7,76	6,6	1,09	1,05	0,36	0,31	Т

Не останавливаясь на деталях методики термографического анализа, отметим лишь, что при съемке термограмм мы придерживались методики ВСЕГЕИ. При этом скорость нагревания печи составляла 65 град/мин, а концентрация органического вещества в пробе — около 2%. Для термографического изучения были отобраны образцы аргиллитов с минимальным содержанием пиритного железа, предварительно обработанные 10%-ной соляной кислотой. При этом обязательно учитывалась природа органического вещества.

Во всех пробах аргиллитов, изученных термографическим методом, в составе рассеянного органического вещества преобладает гумусовый материал, что было установлено углепетрографическими исследованиями и инфракрасной спектроскопией автохтонных битуменов. Содержание органического углерода в аргиллитах на бескарбонатное вещество составляло 0,55—3,75%. Приведение концентраций органического углерода во всех пробах к одному уровню (примерно 2%) производилось путем «разбавления» окисью алюминия или, наоборот, обогащения посредством частичного растворения минеральной части породы в соляной и плавиковой кислотах (табл. 14 и рис. 34).

Таблица 14

Результаты термографического изучения органического вещества в аргиллитах палеозойских отложений

Скважина	Интервал, м	C <sub>орг.</sub> %	Температура второго экзотермического эффекта, °С		Стадия катагенеза
			начало	максимум	
Вартовская-330 . . . . .	2618—2623	1,4	?	600	Г-Ж
Гужихинская-270 . . . . .	2745—2750	1,58	460	600	Ж
Озерная-71 . . . . .	2915—2919	0,65	?	600	Ж
Шахматная-1 . . . . .	2600—2603	0,55	460	600	Ж
Колпашевская-2 . . . . .	2954—2957	1,99	480	620	К
Шудельская-210 . . . . .	2552—2558	1,34	480	610	К
Северо-Колпашевская-81 . . . . .	2660—2665	1,33	500	620	К-Т
Кочебиловская-1 . . . . .	2831—2836	3,75	500	660	ПА

Как следует из рис. 34, преобладающая часть кривых ДТА позволяет получить термические характеристики, по которым, сравнивая их с эталонными, предложенными Т. Н. Красавиной, можно приблизительно оценивать катагенез органического вещества аргиллитов. По большинству кривых (2, 4, 5, 6, 7, 8) устанавливаются температуры начала второго экзотермического эффекта и температуры максимального выгорания органики. Однако для аргиллитов Озерной площади (кривая 3) определение температуры начала экзотермического эффекта затруднено вследствие появления слабого и расплывчатого экзоэффекта при 340°, обусловленного, вероятно, наличием в пробе существенной примеси сапропелевого органического вещества, а на Вартовской площади (кривая 1) характеристика начала второго экзоэффекта затуманена за счет присутствия в образце пирита.

Судя по имеющимся результатам изучения катагенеза органического вещества с помощью термографии, можно сказать, что они не противоречат данным углепетрографического и других методов. Это обстоятельство, очевидно, свидетельствует о полезности термографических исследований катагенеза рассеянного органического вещества существенно гумусовой природы и необходимости применения его в качестве одного из дополнительных методов.

Проведенный комплекс исследований свидетельствует о том, что степень катагенеза палеозойских отложений изменяется в широких пределах: от длиннопламенно-газовой стадии до антрацитово-й. Эти



данные послужили основой для составления схемы катагенеза (рис. 32), на которой из-за малого объема фактического материала границы между зонами, различающимися по степени катагенеза, проведены предположительно. Эти границы нередко совпадают с контурами распространения разных толщ промежуточного комплекса.

Минимальный для изученной территории катагенез (стадии ДГ—Г) отмечается по пробам пород среднего палеозоя с Лугинецкой (скв. 160), Нижне-Табаганской (скв. 1), Мыльджинской (скв. 1) и Останинской (скв. 429) площадей. Для первых двух площадей стадии углефикации определены по показателям преломления микрокомпонентов группы витринита и коллоальгинита (1,767). На остальных площадях о катагенетических изменениях органического вещества мы судим на основании ИК-спектров автохтонных битумоидов. На такой же катагенез органического вещества указывают спектральные характеристики битумоида для Лугинецкой площади.

Из анализа ИК-спектров (см. рис. 33, кривые 1—3) следует, что в составе битумоидов наряду с алифатическими кислородсодержащими соединениями отмечается значительное количество ароматических структур, преимущественно в виде кетонов. Об этом можно судить по поглощениям при  $1740$  и  $1710$   $\text{см}^{-1}$ , характерным для сложных эфиров, при  $1378$   $\text{см}^{-1}$  (конечные группы  $\text{СН}_3$  ароматических цепей), при  $1600$   $\text{см}^{-1}$  (связь  $\text{С}=\text{С}$  ароматических колец) и по довольно сильному поглощению при  $750$   $\text{см}^{-1}$  (замещенная ароматика).

Свидетельством низкого катагенеза органического вещества на Мыльджинской площади является также сумма измененных контактов терригенных зерен, которая здесь составляет в среднем только 12,0%. Это самая низкая величина из всех, какие были получены не только по промежуточному комплексу, но и по базальным горизонтам мезозоя.

Эти материалы послужили основанием для выделения значительной по площади зоны, в которой верхняя часть промежуточного комплекса испытала катагенез только до стадий ДГ-Г (см. рис. 32). Кроме перечисленных выше площадей в этой зоне расположены также Южно-



Рис. 34. Термограммы палеозойских аргиллитов с Вартовской (1), Гужихинской (2), Озерной (3), Шахматной (4), Колпашевской (5), Шудельской (6), Северо-Колпашевской (7) и Кочибилловской (8) площадей.

Мыльджинская, Верхне-Салатская, Кыжинская, Шингинская, Тамбаевская и Западно-Останинская площади.

Сравнение углефикации органического вещества в основании тюменской свиты и палеозое свидетельствует об отсутствии «скачка» в катагенезе при переходе от платформенного чехла к промежуточному комплексу. Так, на Лугинецкой площади (скв. 160, глубины 2330—2342 м) в углях тюменской свиты отражательная способность витринита, по данным ИГиРГИ, составляет 7,2—7,3%. После введения поправки для приведения к глубине менее 100 м от кровли промежуточного комплекса она стала 7,5%, что соответствует стадии ДГ углефикации. В той же скважине в известняках промежуточного комплекса по показателям преломления устанавливается катагенез органического вещества, отвечающий стадиям Д-ДГ.

Более высоким катагенезом, до газовой-жирной и жирной стадий, характеризуются две зоны. Одна из них расположена между Александровским, Сенькино-Сильгинским и Пайдугинским выступами складчатого фундамента, а вторая — на восточном крае изученной территории (см. рис. 32).

К западу от Пайдугинского выступа степень углефикации органического вещества с высокой достоверностью определена только для Вартовской площади. Здесь в углистых включениях по отражательной способности витринита установлена газовая (скв. 332) и жирная (скв. 331) стадии катагенных преобразований, характеризующиеся максимальной отражательной способностью в воздухе соответственно 7,8 и 8,8%. О стадии Г—Ж углефикации свидетельствуют и результаты изучения ИК-спектров, а также термографические исследования аргиллитов (см. рис. 33, 34, табл. 13, 14). Невысокий катагенез палеозойских отложений в рассматриваемой зоне подтверждается и результатами изучения характера контактов между терригенными зернами в песчаниках. В частности, на Вартовской площади сумма измененных контактов составляет всего 19,3% (см. табл. 10).

Вместе с тем выполненные по концентратам из алевролитов Вартовской площади (скв. 331, глубины 2768—2799 м) определения показателей преломления бесструктурного микрокомпонента неясной природы (1,845) указывают на степень катагенных преобразований органического вещества, соответствующую Ж-К, которая для этих отложений является несколько завышенной.

В эту зону включены также Мыгтынская, Вертолетная и другие площади, сходные с Вартовской по плотностям аргиллитов, литологическому составу, степени эпигенетической преобразованности и, видимо, геологическому возрасту отложений.

Плотности палеозойских аргиллитов в пределах этой зоны испытывают небольшие колебания: от 2,53 до 2,59 г/см<sup>3</sup> (см. табл. 12), причем они больше средних плотностей аргиллитов из базальных горизонтов тюменской свиты только на 0,03 г/см<sup>3</sup>.

Имеющиеся углепетрографические материалы по данной зоне указывают на отсутствие больших различий в углефикации органического вещества от мезозоя к палеозою. В частности, на Вартовской площади (скв. 331, глубины 2640—2666 м и скв. 332, глубины 2554—2559 м) отражательная способность витринита из углей и углистых включений в основании заводоуковской серии свидетельствует о газовой стадии углефикации органического вещества ( $R^a$  — 7,8%). Приведенные выше значения отражательной способности витринита в углистых включениях по скв. 332 (глубины 2569—2574 м) и скв. 331 (глубины 2768—2799 м) позволяют оценить степень катагенеза органического вещества отложений промежуточного комплекса соответственно не выше стадий Г и Ж.

На востоке изученной территории зона с катагенезом до стадий ГЖ-Ж выделяется на основе немногочисленных данных. Здесь в кон-

центрате из пермо-триасовых туфопесчаников (скв. Ажарминская-450) были произведены замеры показателей преломления (1,831), по которым можно предполагать, что органическое вещество находится на жирной и, возможно, коксовой стадии углефикации. Однако по автотонному битумоиду, экстрагированному из известняков Западной площади (скв. 1), получен ИК-спектр, характеристические данные которого свидетельствуют о невысокой преобразованности органического вещества, вероятно, соответствующей газовой стадии углефикации (см. табл. 13, рис. 33). Степень изменения контактов зерен в туфопесчаниках Ажарминской и Западной площадей составляет в среднем 24,3% (см. табл. 10). Однако сравнивать эти данные не с чем, потому что на других площадях изучались песчаники иных литологических типов.

По керновому материалу всех скважин, вскрывших пермо-триасовые осадочные породы, прослеживается очень пологое залегание, практически такое же, как у тюменской свиты. Это дает основание предполагать, что в области развития пермо-триаса, так же как в рассмотренной выше зоне ДГ-Г и в расположенной к юго-востоку Тегульдетской впадине, где, по данным И. Н. Звонарева [57], угли конгломератовой свиты и рэт-лейаса испытали примерно одинаковый катагенез до стадии Г, «скачка» в катагенезе пород при переходе от платформенного чехла к промежуточному комплексу не происходит.

Если в соответствии с данными СНИИГГиМСа [75] для основания платформенного чехла на Ажарминской площади можно принять стадию катагенеза Г, то такую же стадию или, в крайнем случае, стадию ГЖ нужно принять и для верхней части пермо-триаса, что соответствует ИК-спектрам. Очевидно, ГЖ — это максимально возможная стадия для промежуточного комплекса Ажарминской площади. Поэтому для зоны в целом катагенез оценивается в интервале ГЖ-Ж, не выше.

Зона распространения жирной стадии катагенеза промежуточного комплекса занимает большую территорию на левобережье Оби и переходит на правобережье между Александровским и Сенькино-Сильгинским выступами складчатого фундамента (см. рис. 32). Выделение этой зоны основано на довольно многочисленных данных. Углететрографические исследования были проведены по пробам с Казанской (скв. 2), Верх-Тарской (скв. 12) и Пуглалымской (скв. 86) площадей. Для первых двух площадей степень катагенеза органического вещества определялась по показателям преломления бесструктурных микрокомпонентов (коллоальгинит и сорбомикстинит). На Пуглалымской площади, кроме того, измерялась отражательная способность микрокомпонентов, напоминающих по оптическим свойствам витринит (см. табл. 9). По показателю преломления на Казанской площади устанавливается жирная стадия углефикации, но для Верх-Тарской площади можно допустить и жирно-коксовую (см. табл. 9).

Материалы по термографическому изучению аргиллитов с Гужихинской (скв. 270), Озерной (скв. 71) и Шахматной (скв. 1) площадей, представленные в табл. 14 и на рис. 34, свидетельствуют в пользу катагенетических превращений органического вещества не выше жирной стадии. Эта стадия подтверждается данными ИК-спектрометрии битумоидов по Шахматной (скв. 1) и Северо-Сильгинской (скв. 2) площадям (см. рис. 33, табл. 13).

Плотности аргиллитов, изученные с ряда площадей рассматриваемой зоны, колеблются в тех же пределах, что и у аргиллитов в зоне ГЖ-Ж, расположенной к западу от Пайдугинского выступа складчатого фундамента, а средняя плотность лишь на 0,02 г/см<sup>3</sup> в первом случае больше, чем во втором (см. табл. 12). Суммы измененных контактов между терригенными зернами в песчаниках с Советской, Стрежевой, Озерной, Черемшанской и Ново-Васюганской площадей варьируют в до-

вольно узких пределах (от 26,2 до 29,0%) и тоже не намного больше, чем на Вартовской площади. Все это также подтверждает большую вероятность катагенеза верхней части промежуточного комплекса в данной зоне не выше стадии Ж.

В пределах описываемой зоны отмечается локальное отклонение в степени катагенеза органического вещества на Пуглалымской площади. Здесь отражательная способность витринита составляет в среднем 12,7% ( $R^a$ ) и 2,4% ( $R^o$ ), что говорит о более жестких термодинамических условиях формирования отложений до тощей или даже до полуантрацитовой стадии углефикации. Вероятнее всего, высокий катагенез здесь связан с какими-то локальными особенностями геологического строения, возможно — с близостью к мелкому выступу складчатого фундамента (Пионерская и Ломовая площади), сложенному гранитами. Учитывая сложность геологического строения промежуточного комплекса, по-видимому, следует ожидать, что по мере накопления фактического материала число таких отклонений значительно возрастает как в сторону большего катагенеза, так и меньшего.

Небольшая зона с такой же стадией катагенеза предположительно выделяется на востоке изученной территории, в районе Мартовской и Вездеходной площадей. Здесь скважинами вскрыты такие же по литологии и возрасту отложения, как в зонах ДГ-Г и Ж. В данном случае мы принимаем наиболее высокую из перечисленных стадий, поскольку для более молодых (пермо-триасовых) отложений Ажарминской площади предполагается катагенез до стадий ГЖ-Ж. Возможно, что оценка стадий катагенеза здесь завышена и для пермо-триаса, и для среднего палеозоя, поскольку ИК-спектры по битумоидам с Мартовской площади свидетельствуют, скорее всего, о газовой стадии катагенеза (см. табл. 13).

Наиболее глубокие катагенетические преобразования отложений промежуточного комплекса отмечаются для пород, вскрытых в районе г. Колпашево скважинами Колпашевской-2, Северо-Колпашевской-81 и Шудельской-210. Однако в оценке интенсивности катагенеза органического вещества различными методами имеются значительные расхождения.

На основании углетрографических данных по концентратам из алевролитов с Северо-Колпашевской и Колпашевской площадей предполагается антрацитовая стадия углефикации органического вещества, а в соответствии с другими методами — менее высокие стадии. ИК-спектры автохтонных битумоидов из аргиллитов Северо-Колпашевской площади свидетельствуют об углефикации органического вещества не выше стадии Т (см. табл. 13). Термограммы аргиллитов с той же площади позволяют оценить катагенез в интервале К-Т, а с Колпашевской и Шудельской площадей — не выше стадии К (см. табл. 14).

Сравнительный анализ пород Прокопьевско-Киселевского и Анжерского районов Кузбасса, вмещающих главным образом коксовые угли, и Колпашевской площади показывает чрезвычайно близкое сходство по макроскопическому облику, степени литификации (в глинистых породах наряду с гидрослюдой имеется существенная примесь каолинита) и плотности (табл. 15).

Учитывая все приведенные выше довольно разноречивые материалы, мы считаем, что в районе г. Колпашево степень катагенеза отложений промежуточного комплекса существенно изменяется по площади, в основном в пределах стадий от К до Т. Как и по другим районам, на схематической карте мы показываем более высокую оценку из имеющихся. В данном случае это стадия Т. Контуры этой зоны из-за малого количества скважин, вскрывших осадочные породы, весьма условны. Однако площадь этой зоны на нашей схеме ни в коем случае не завы-

Плотности верхнепалеозойских аргиллитов

Район	Пласт, скважина	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>
Прокопьевско-Киселевский Анжерский Колпашевский	IV Внутренний, Горелый	2,62
	Серия пластов	2,63
	Колпашевская-2	2,62
	Колпашевская-4	2,62
	Северо-Колпашевская-81	2,66

шена. В последующем, по получении новых данных, эта зона, скорее всего, будет расчленена на мелкие участки с различными стадиями катагенеза.

Все пробы пород, отобранные с выступов складчатого фундамента, характеризуются интенсивным катагенезом, до полуантрацитовой и антрацитовой стадий. На Куржинской площади (скв. 235) углепетрографическим методом (показатель преломления — 2,02) фиксируется антрацитовая стадия. Термографическое изучение аргиллитов с Кочебиловской площади свидетельствует о полуантрацитовой стадии. Интенсивная литификация пород подтверждается высокой плотностью аргиллитов (2,65—2,71 г/см<sup>3</sup>), перекристаллизацией глинистых минералов, полной утратой терригенными зернами их первичной формы.

Рассмотренные материалы позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Складчатый фундамент испытал очень сильные преобразования, по существу уже не катагенетические, а метаморфические. В связи с этим на выступах фундамента палеозойские и юрские отложения по степени катагенеза различаются очень резко. Возможность сохранения здесь палеозойских залежей нефти полностью исключается, а скольконибудь существенная газоносность весьма сомнительна. Однако, поскольку складчатый фундамент был метаморфизован до начала формирования платформенного чехла, в трещиноватых зонах его и в коре выветривания могут сохраняться залежи нефти и газа во вторичном залегании, если, конечно, были условия для образования таких залежей. Последний вопрос рассматривается в главах X и XII.

2. Степень катагенеза отложений промежуточного комплекса существенно изменяется по площади, но не выходит за пределы главной зоны нефтеобразования, за исключением района г. Колпашево, в котором, вероятно на небольших участках, катагенез усиливается до стадии Т. Небольшая разница в степени катагенеза базальных горизонтов мезозоя и верхней части промежуточного комплекса свидетельствует об одновременности максимальных катагенетических изменений платформенного чехла и промежуточного комплекса, что уже отмечалось И. Н. Звонаревым в отношении Тегульдетской впадины [57]. Однако в районе г. Колпашево промежуточный комплекс испытал значительный катагенез до начала формирования платформенного чехла. Поскольку промежуточный комплекс в тектоническом отношении весьма неоднороден, такие условия могут встретиться и на других участках.

На всей изученной территории промежуточный комплекс по условиям катагенеза перспективен на газ и почти на всей территории — на нефть. Особенно благоприятная обстановка отмечается для района с катагенезом ДГ-Г. Здесь благоприятные условия для образования и сохранения нефтяных и газовых залежей, вероятно, имеются вплоть до основания всей огромной толщи отложений промежуточного комплекса. Весьма показательно, что именно в этой зоне и в прилегающих к ней районах получены почти все притоки нефти из палеозоя.

## МАГМАТИЗМ

## ГЛУБИННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

На рассматриваемой территории разведочными скважинами вскрыты интрузивные породы гранитоидного, габброидного и ультрамафического ряда. Среди них наиболее распространены породы кислого состава, слагающие значительные площади в пределах Александровского, Межовского и Сенькино-Сильгинского сводов. Отдельными скважинами они установлены, кроме того, на Ломовой и Камышинской разведочных площадях (рис. 35).

Основные и особенно ультрамафические глубинные породы развиты ограниченно. Они, судя по имеющемуся материалу, образуют самостоятельные тела, не связанные пространственно с гранитами.

Разведочные скважины проходят по интрузивным породам, как правило, не более нескольких десятков метров и вскрывают только верхнюю часть массивов. Естественно, мы не в состоянии дать полную и всестороннюю характеристику плутонов. Ряд затронутых нами вопросов излагается в постановочной форме и в дальнейшем по мере накопления фактических данных может быть значительно уточнен. Тем не менее приведенные здесь сведения достаточно объективно отражают петрографию, петрохимические особенности пород и некоторые моменты их формирования.

## Гранитоидная серия

Глубинные образования, представляющие дериваты кислой магмы, подразделяются на два дифференцированных ряда: 1) гранит—гранодиорит—диорит и 2) гранит—граносиенит—сиенит. Эти породы нередко встречаются в одном массиве и представляют собой либо отдельные фазы интрузии, либо продукты контаминации, возникшие в результате взаимодействия расплава с породами рамы. Наряду с дифференцированными интрузиями в районе встречаются массивы простого состава, сложенные породами какой-то одной разновидности. По минеральным парагенезисам и структурно-текстурным признакам они очень близки к породам многофазных интрузий. Поэтому при описании мы рассматриваем их вместе, подчеркивая характерные, присущие им особенности [132].

Наиболее крупный массив гранитоидов батолитового типа приурочен к структуре, известной в литературе под названием «Межовский свод». Это значительное по размерам куполовидное поднятие асимметрической формы, вытянутое в северо-западном направлении. В северной, северо-восточной и восточной частях массив (55×35 км) располагается в толще вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя. На юге и юго-западе он уходит за границу нашего района. Возраст плутона, определенный в ИГиГ СО АН СССР калий-аргоновым методом, 285—290 млн. лет. Нам представляется, что эти цифры не отвечают реальному возрасту гранитов, они, скорее всего, определяют время процессов вторичного изменения породообразующих минералов. Формирование пород массива прошло по крайней мере в четыре фазы. Наиболее ранними (первая фаза) являются биотитовые граниты, они составляют большую часть массива. Вторая фаза представлена микроклиновыми гранитами порфиroidного строения, в третью фазу сформировались граниты аляскитового типа и, наконец, в завершающую, четвертую фазу возникли аплитовые граниты. В северной и восточной час-

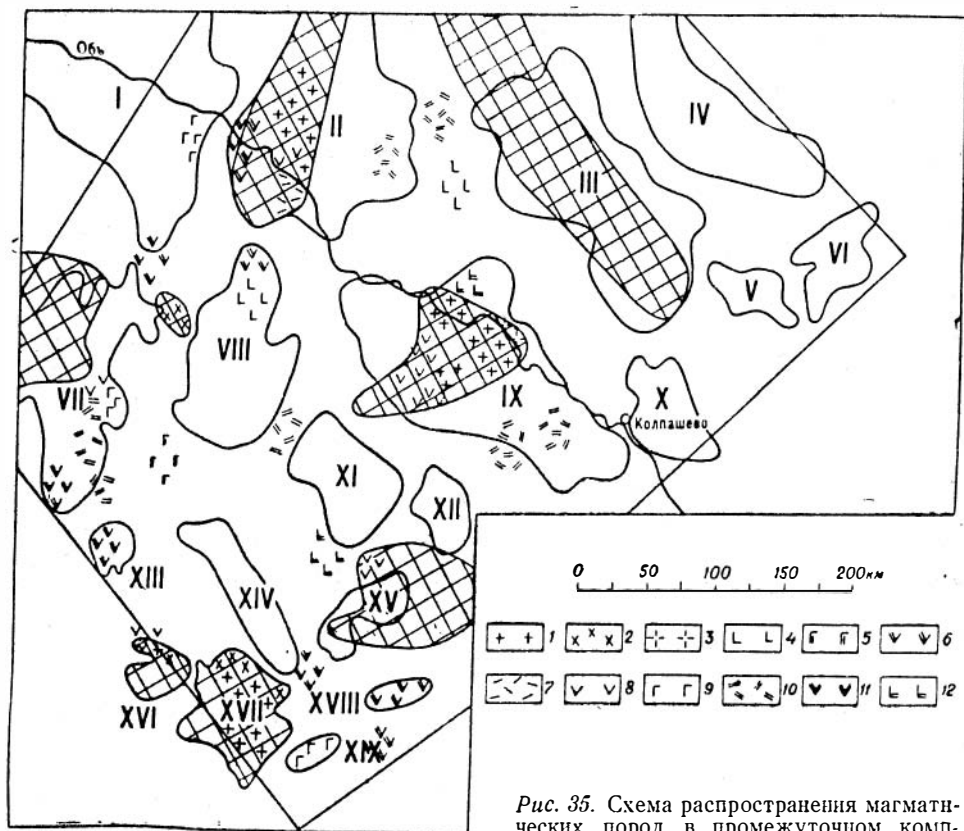


Рис. 35. Схема распространения магматических пород в промежуточном комплексе и складчатом фундаменте.

Интрузивные породы: 1 — граниты; 2 — гранодиориты, снениты и граноснениты; 3 — монцитониты; 4 — габбро-долериты и габбро-диабазы; 5 — аподунитовый серпентинит. Вулканогенные породы складчатого фундамента: 6 — вулканиты основного состава (базальтовые порфириты, плагиобазальтовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты); 7 — вулканиты кислого состава (кварцевые порфириты, фельзиты, дацитовые порфириты). Вулканогенные породы промежуточного комплекса: 8 — вулканиты основного состава (базальтовые порфириты, гялобазальты, диабазовые порфириты, литоветрокластические туфы, туфолавы); 9 — вулканиты среднего состава (андезитовые порфириты); 10 — вулканиты кислого состава (диаритовые порфириты, кварцевые порфириты, фельзиты, альбитофириты, фельзит-порфириты). Вулканогенные породы трапповой формации: 11 — вулканиты основного состава (базальты, андезито-базальты, оливин-пироксенные порфириты). Интрузивные породы: 12 — габбро-долериты, конга-диабазы, долериты.

тях массива (Братская и Веселовская площади) развиты гранодиориты и диориты. Возрастное соотношение их с гранитами не выяснено, но, судя по такситовым текстурам, эти породы представляют собой контаминированные разности гранитной магмы.

Касаясь тектонического положения Межовского плутона, следует подчеркнуть, что с запада он вплотную примыкает к восточной зоне глубинного разлома, которая протягивается с севера Александровского свода и уходит, как считает С. В. Крылов [83], в область обнаженных структур Северного Казахстана. Несомненно, что этот разлом сыграл определенную роль в формировании межовских гранитов.

Другой крупный массив гранитов приурочен к Александровскому своду. В этой структуре интрузивные породы слагают тело размером  $55 \times 15$  км, вытянутое почти строго в меридиональном направлении. Основу массива составляют биотитовые граниты, местами катаклазированные и затронутые частично процессами грейзенизации. Краевой фацией плутона являются контаминированные диориты и гранодиориты. Массив залегает в толще вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя, на севере он уходит за границу исследованного района.

К востоку и западу от Александровского массива проходят две субпараллельные зоны глубинных разломов, образующие в совокупности



Рис. 36. Биотитовый гранит с отчетливо выраженной гнейдиоморфнозернистой структурой. Веселовская площадь. Николы +, ув. 60.

ти крупный меридионально вытянутый блок земной коры. По данным С. В. Крылова и др. [83], этот блок резко отличается своим строением от соседних блоков. На поверхность фундамента здесь выведены породы с высокой (6,1—6,4 км/с) скоростью упругих волн, а земная кора имеет мощность более 40 км и по сравнению с соседними участками утолщена на 4—8 км. По-видимому, этот блок представляет собой подвижную глубинную зону, длительная мобильность которой способствовала формированию крупных гранитных тел. Подвижные глубинные зоны широко представлены к югу от нашего района, на территории Казахстана [164].

В пределах Сенькино-Сильгинского свода скважинами вскрыт гранитный плутон размером более 35×20 км. Он вытянут в северо-западном направлении, контактируя с северо-востока и юга с вулканогенно-осадочной толщей верхнего палеозоя, а на западе и юго-востоке — с девонскими отложениями. Представленные здесь биотитовые граниты интенсивно катаклазированы, а участками превращены в грейзены. В периферийной части развиты порфирировидные граниты, в которых ортоклаз образует крупные (до 3 мм) таблечевидные выделения.

**Биотитовые граниты** составляют основу батолитов, расположенных на Межовском, Сенькино-Сильгинском и Александровском сводах. Внешне это среднезернистые, иногда порфирировидные, розовато-серые породы гнейдиоморфно-зернистого или порфирировидного строения (рис. 36). Состав граниты из плагиоклаза (30—45%, иногда 65%), кварца (20—40%), калиевого полевого шпата (20—25%), биотита (5—12%); акцессорные представлены цирконом, апатитом, магнетитом. Породы в целом свежие, мало изменены вторичными процессами. Незначительно в них проявляется пелитизация, серицитизация и хлоритизация. В выветрелой части появляются каолинит и сидерит. Плагиоклаз сложен полисинтетическими сдвойникованными призматическими кристаллами (0,5—1,5 мм), реже он имеет таблечатую форму. Состав плагиоклаза изменяется от альбита (№ 5—8) до андезина (№ 38—41). Чаще всего это олигоклаз (№ 22—28), андезин присутствует в разностях, переходных к гранодиоритам. По плагиоклазу развиваются серицит, карбонат, реже каолинит.



Ортоклаз представлен неправильной формы зернами, в которых постоянно отмечаются пойкилитовые включения лейст плагиоклаза. Ортоклаз пелитизирован. Полевые шпаты более или менее равномерно распределены в породе, они как бы цементируются тесно сросшимися агрегатами кварца. Биотит представлен пластинками, листочками размером 0,2—0,8 мм, бурого цвета, с ясно выраженным плеохроизмом. Он нередко хлоритизирован, встречаются деформированные пластинки с волнистым угасанием.

Для рассматриваемых гранитов характерны две существенные особенности: в них широко развиты мирмекитовые и пертитовые прорастания — продукты эвтектической кристаллизации расплава; среди крупно- и среднезернистой кварц-полевошпатовой массы встречаются небольшие аплитовидные обособления кварца и ортоклаза. Распределены они в породе неравномерно и резко выделяются на фоне основной массы гранитов своей мелкозернистой структурой, напоминающей роговиковую. Возможно, такие обособления связаны с кристаллизацией остаточных расплавов при полном или почти полном удалении летучих компонентов.

Среди биотитовых гранитов выделяются порфиroidные разности, отличающиеся от равномерно-зернистых наличием крупных и более ранних выделений плагиоклаза и ортоклаза таблитчатой формы; размер их 1,8—8,0 мм. Состав этих гранитов обычный: плагиоклаз (35%), калишпат (25%), кварц (30%), биотит (7—10%). Акцессорные представлены цирконом и апатитом. Вторичные минералы: серицит, хлорит, эпидот. В ортоклазе бывают видны пойкилитовые вростки идиоморфного плагиоклаза. Основная масса представлена призматическими индивидами (0,8—1,0 мм) полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза, содержащего мирмекитовые вростки кварца, и ортоклазом, переполненным мелкими выделениями альбита. Мелкозернистый кварц иногда развивается в виде каемок вокруг зерен ортоклаза.

Биотитовые граниты Веселовской площади (Межевский свод) интенсивно перекристаллизованы. Кристаллобластезу подверглись почти все породообразующие минералы, однако, пожалуй, в большей степени перекристаллизован кварц. Агрегатные выделения его распределены не только между плагиоклазом и калишпатом, но и образуют обособленные линзочки, прожилки, свидетельствующие о локальной перегруппировке минералов. Плагиоклаз и ортоклаз менее изменены и обычно представлены призматическими и таблитчатыми индивидами. Биотит в этих гранитах обычно хлоритизирован, листочки его сложно изогнуты. В отдельных участках отмечается повышенное содержание кварца, вызванное процессом последующего окварцевания. Вторичный кварц развивается в виде гранобластовых агрегатов и слагает значительные участки, в которых калишпат и плагиоклаз сохранились единичными зернами. Перекристаллизация биотитовых гранитов вызвана воздействием более поздних фаз интрузии, скорее всего, порфиroidных микроклиновых гранитов, с которыми они тесно связаны пространственно.

Химический состав и числовые характеристики биотитовых гранитов приведены в табл. 16, 17.

**Микроклиновые граниты** встречаются, по-видимому, как самостоятельные фазы интрузии в батолитах Александровского и Межевского сводов. Взаимосотношение их с биотитовыми гранитами прослежено по керну скважины Ургульской площади. Здесь микроклиновые граниты мелкими жилками рассекают биотитовые граниты. Это среднезернистые серые отчетливо порфиroidного строения породы. При микроскопическом изучении устанавливаются гипидиоморфно-зернистая (рис. 37), участками, вследствие перекристаллизации, гранобластовая структура. Состав пород обычный: микроклин (35—40%), плагиоклаз (30—35%), кварц (20—25%) и биотит (около 7%). Постоянная примесь — циркон,

## Химические анализы гранитов и гранодиоритов

Оксиды	№ образца						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	72,60	70,04	70,58	75,90	72,54	67,42	67,36
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,27	0,33	0,10	0,06	0,50	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	15,00	13,79	12,70	14,33	16,52	16,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,04	—	—	0,37	1,60	0,49
FeO	1,76	2,81	3,71	1,92	1,57	1,57	2,88
MnO	—	0,035	0,028	0,042	—	0,042	—
MgO	—	0,62	—	0,71	—	0,97	1,03
CaO	1,11	1,23	1,11	0,61	2,09	2,59	2,59
Na <sub>2</sub> O	3,95	4,40	4,10	3,50	3,80	4,50	4,10
K <sub>2</sub> O	4,80	4,55	4,80	4,05	4,25	2,05	3,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,027	0,053	0,085	0,022	0,05	0,14	0,05
F	0,014	0,028	0,008	0,008	0,04	0,007	0,026
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,14	0,06	0,12	0,22	0,08	0,12	0,24
П. п. п.	0,88	1,0	1,20	0,48	0,76	1,50	0,88
Сумма	99,81	100,14	99,86	100,26	99,94	99,53	99,87

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории ИГГ, химик-аналитик А. В. Сухаренко. Обр. 1 — биотитовый гранит, скв. 218, Чабачья; обр. 2 — биотитовый гранит, скв. 211, Таежная; обр. 3 — микроклиновый гранит, скв. 7, Назинская; обр. 4 — аллитовидный гранит, скв. 1, Межовская; обр. 5 — аллитовидный гранит, скв. 3, Веселовская; обр. 6 — гранодиорит, скв. 7, Межовская; обр. 7 — гранодиорит, скв. 3, Веселовская.

Таблица 17

## Числовые характеристики

№ образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q
1	8,4	1,2	8,4	88,2	—	89,3	—	10,7	45,2	—	0,3	58,6
2	8,6	1,0	4,3	86,1	—	60,0	25,0	10,0	59,6	—	0,3	54,0
3	9,2	0,2	4,8	85,8	—	76,4	—	23,6	51,8	—	0,2	53,3
4	7,0	0,7	3,2	89,7	—	56,6	36,9	6,5	56,0	—	—	64,1
5	7,8	2,7	3,4	87,2	24,2	75,8	—	—	57,0	0,2	—	56,0
6	7,5	2,2	7,5	84,9	—	45,0	34,0	21,9	78,0	13,6	0,5	51,6
7	6,4	2,0	6,4	84,0	—	50,0	29,0	20,9	45,0	3,4	0,8	51,1

апатит, магнетит. Микроклиновые граниты имеют несколько существенных особенностей, подчеркивающих некоторую специфику их образования. Прежде всего обращает на себя внимание то, что микроклин в гранитах представлен крупными порфиорового типа таблитчатыми выделениями, в которых пойкилитово включены гипидноморфные призмочки плагиноклаза. Такая структура, как известно, свойственна монцититам и мало характерна для гранитов. Представляется, что подобные соотношения плагиноклаза (олигоклаза) и микроклина указывают на возрастание в процессе затвердевания расплава химического потенциала калия и расширение поля кристаллизации микроклина. Важно заметить и другое: плагиноклаз присутствует в двух генерациях. Раннюю составляет олигоклаз, пойкилитово включенный в микроклине. По-видимому, он выделялся из расплава первым. Вторая генерация плагиноклаза менее идиоморфна; в частности, четко устанавливается недоразвитость в нем концевых граней, они выглядят под микроскопом расщепленными. Этот плагиноклаз выделяется почти одновременно с микроклином. Зерна плагиноклаза катаклазированы, частично раздроблены и микроклином. Кварц встречается в виде агрегатных обособлений, местами отчетливо

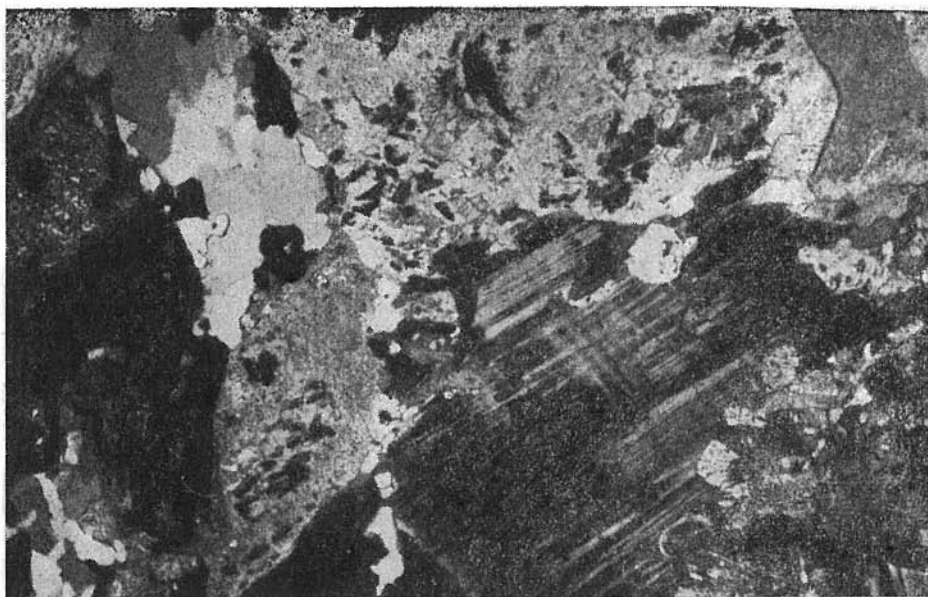


Рис. 37. Порфиroidный микроклиновый гранит. Ургульская площадь. Николи +, ув. 60.

перекристаллизован. Биотит развит в виде отдельных мелких листочков с явными признаками деформации. Он большей частью хлоритизирован. Заметим, что при разложении биотита выделяется какая-то часть железа, используемая впоследствии на образование магнетита. Оторочки такого магнетита вокруг разложенного биотита наблюдаются постоянно. Химический состав и числовые характеристики микроклиновых гранитов приведены в табл. 16, 17.

**Аляскиты** почти всегда встречаются совместно с другими разновидностями гранитов. Характерным отличием этих пород является отсутствие темноцветных минералов. Структура гранцовая, участками пегматидная. Минеральный состав: плагиоклаз (20—25%), кварц (25—30%), ортоклаз (35—40%). Аксессуарные представлены цирконом, магнетитом и анатазом. Вторичные — серицит, эпидот, в незначительном количестве развивается сидерит в виде тонких различно ориентированных жиллок. Ортоклаз образует крупные (до 3 мм) изометричные, иногда удлиненные зерна с пертитовыми вростками альбита, он почти всегда в той или иной мере пелитизирован. Призматические выделения плагиоклаза (1×2 мм) еще более разложены, в основной своей массе они замещены серицитом. Кварц представлен ксеноморфными зернами размером 1,5—2,0 мм, повсеместно разбит трещинами, погасает волнисто.

Аляскитовые граниты, распространенные на Межовской, Северо-Межовской, Восточно-Межовской, Ургульской, Бергульской, Веселовской и Назинской площадях, интенсивно катаклазированы. Породообразующие минералы в них подверглись избирательному дроблению (рис. 38), а те, что сохранились, оказались как бы сцементированными мелкозернистым агрегатом, состоящим из калишпата, кварца, плагиоклаза и биотита. Эти породы с полным основанием можно назвать катаклазитами. В них широко развиты вторичные продукты: серицит и карбонат, в небольшом количестве присутствует мусковит, обычно на границе кварца и плагиоклаза развиваются оторочки, состоящие из биотита и мусковита.

**Аплитовидные граниты** встречаются вместе с порфиroidными разновидностями. Однако взаимоотношение их осталось невыясненным. По ха-

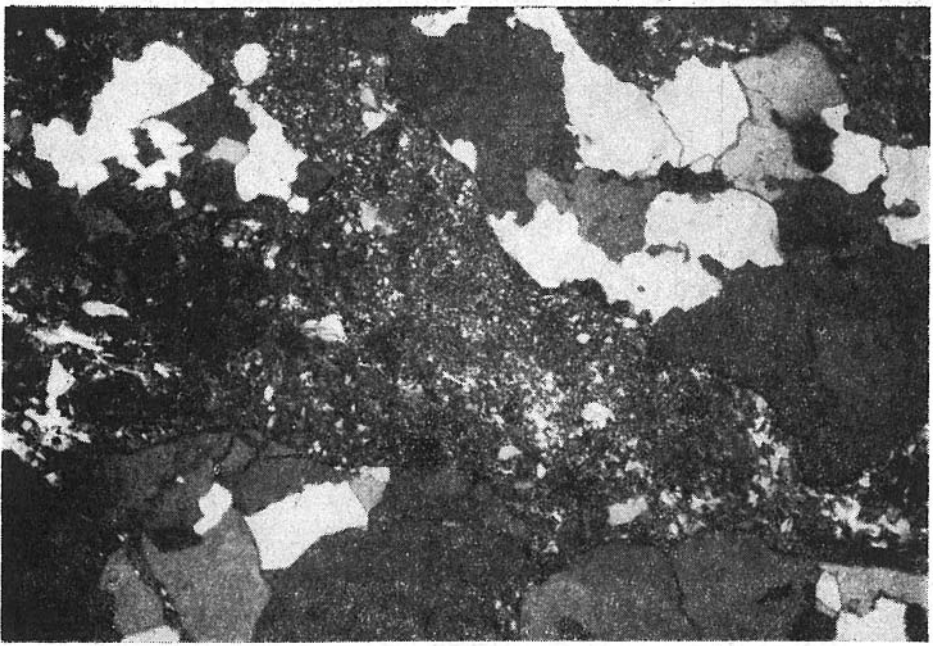


Рис. 38. Катаклазированный аляскитовый гранит. Крупные зерна кварца и полевых шпатов раздроблены и сцементированы тонкозернистой массой того же состава. Веселовская площадь. Никколи +, ув. 60.

рактору структур можно предположить, что они представляют собой жильные образования, секущие порфировидные граниты. По минеральному составу эти граниты мало отличаются от других разновидностей. Состоят они из кварца (35—40%), плагиоклаза (альбита) (15—20%, реже 30%), микроклина (25—30%), биотита (3—5%). Незначительное содержание темноцветных минералов приближает названные породы к аляскитовым разновидностям. Структура неравнозернистая, участками типично аплитовая и графическая. Вторичные процессы выразились в окварцевании и карбонатизации пород. Химический состав и числовые характеристики аплитовидных гранитов приведены в табл. 16, 17.

**Роговообманково-биотитовые граниты** распространены в батолите Сенькино-Сильгинского свода. Порода характеризуется порфировидной структурой благодаря наличию довольно крупных фенокристаллов плагиоклаза, составляющих около 15% объема породы. Состав гранитов: плагиоклаз (35—45%), калишпат (25—30%), кварц (25—30%), биотит (5—9%), роговая обманка (2—7%). Из акцессорных постоянно наблюдаются апатит, циркон, магнетит; вторичные — хлорит, серицит, эпидот, актинолит. Фенокристаллы плагиоклаза представлены призматическими индивидами, достигающими размера 3,5—5,0 мм; в основной массе величина плагиоклаза не более 0,2—0,8 мм. Для плагиоклаза характерно нерезко выраженное зональное строение, в ядерной части он разложен и замещен серицитом, карбонатом; последний, правда, развивается спорадически. По составу это олигоклаз-андезин. Ортоклаз встречается в зернах неправильной формы, интенсивно пелитизирован, в нем отмечаются тонкие пертитовые вроски. В скв. 241 Тибенанской площади ортоклаз явно преобладает и составляет 70—65%. Здесь интенсивно развиты пегматоидные образования, приуроченные к межзерновым пространствам полевых шпатов. Такие породы следует относить уже к граносенитам. Кварц, как правило, ксеноморфный, заполняет промежутки между зернами полевых шпатов. Биотит представлен удлиненными пластинками бурого цвета, резко плеохроует: темный, почти черный

по *Ng*, желтый по *Np*. Отдельные пластинки его нацело хлоритизированы. При разложении биотита образуется мелкая сыпь магнетита. Роговая обманка присутствует в виде удлиненных призм и мелких зерен неправильной формы. В шлифах она отчетливо плеохроирует: буровато-зеленый по *Ng*, желто-зеленый по *Np*;  $cNg=26^\circ$ ,  $2V=-76^\circ$ ;  $Ng-Np=0,023$ , замещается актинолитом и мелкозернистыми агрегатами кальцита, проросшими хлоритом. При актинолизации подобно разложению биотита выделяется в виде плотных землистых масс магнетит.

**Гранодиориты.** По условиям залегания выделяются два типа этих пород: 1) краевая фация батолитовых гранитов (Межевский свод) и 2) небольшие, пространственно обособленные тела, ассоциирующиеся с диоритами. Первые из них сформировались как продукты контаминации гранитной магмы. Они отличаются прежде всего неоднородностью состава, значительными колебаниями в соотношении породообразующих минералов, такситовым сложением и загрязненностью посторонним материалом; пространственно тесно связаны с гранитами.

II тип гранодиоритов характеризуется порфириновидным строением, иногда отчетливо директивной структурой, свидетельствующей о кристаллизации расплава в период интрузии. Соотношение в них породообразующих минералов более или менее постоянно, а если и есть какие-то колебания, то они сравнительно невелики.

По внешнему виду и те и другие мало различаются. Иногда, правда, в гранодиоритах I типа встречаются шлировые обособления биотита или роговой обманки, что позволяет их определенно диагностировать. Структура гранодиоритов гипидноморфно-зернистая, при явном преобладании плагиоклаза — призматически-зернистая. Состав их непостоянный (особенно гранодиоритов I типа). В них преобладает то плагиоклаз (до 75—80%, обычное же содержание его — 40—65%), то ортоклаз (до 40—50%). Содержание кварца изменяется в пределах 5—20%, биотита не превышает 3—5%, роговой обманки 10—20%. Плагиоклаз представлен индивидами призматической и таблитчатой формы, величина их варьирует от 2 до 4 мм. Нередко он зонален, но вследствие альбитизации многие зерна утратили зональное строение. Состав плагиоклаза изменяется от андезина (№ 43) до кислого лабрадора (№ 51). Замещается он сидеритом, хлоритом и серицитом. Развитые в породе крупные кристаллы ортоклаза обуславливают порфириновидный ее облик. В некоторых зернах калишпата наблюдаются пойкилитовые включения зонального плагиоклаза. Калишпат пелитизирован. Кварц обычно ксеноморфный, иногда образует пегматитовые вроски в ортоклазе. Размеры его зерен не превышают 1—2 мм; он часто волнисто угасает. Распределен в породе неравномерно, больше всего он сконцентрирован в зонах дробления, где вместе с калишпатом слагает небольшие и быстро выклинивающиеся жилки. Биотит представлен различно ориентированными пластинками зеленовато-бурого цвета. Подобно другим минералам, он несет признаки значительной деформации, сложно изогнут, расщеплен и местами обтекает зерна полевых шпатов. По биотиту развивается хлорит, вместе с которым небольшими участками встречается эпидот. Роговая обманка наблюдается в форме призматических кристаллов (1,5—2,5 мм). Цвет ее зеленый, она обладает резким плеохроизмом от желто-зеленого по *Np* до густо-зеленого по *Ng*. Повсеместно в той или иной степени отмечается замещение роговой обманки актинолитом или хлоритом. В ассоциации с этими минералами появляется тонкораспыленный магнетит. В качестве аксессуарных в гранодиоритах присутствуют апатит, циркон, лейкоксен, магнетит. Химический состав и числовые характеристики гранодиоритов приведены в табл. 16, 17.

**Монцититы** развиты ограниченно. Они установлены пока только на двух площадях: Нарымской и Средне-Парабельской. Здесь имеют

место переходы граносниенитов и гранодиоритов в монцониты. Причем смена одних пород другими достаточно постепенная и у нас нет оснований полагать, что монцониты представляют какую-то отдельную фазу интрузии. Сопоставляя их состав с монцонитами Тургая, Центрального Казахстана и Алтая, можно предположить, что они являются реакционными породами. Становление монцонитов скорее всего связано с ассимиляцией кислой магмой известняков. Д. С. Коржинский [77] высказал гипотезу, согласно которой поглощение магмой сильных оснований усиливает активность других оснований и повышает общую щелочность раствора. При этом он допускал возможность возникновения щелочных фаций гранитоидных пород путем магматического замещения карбонатных толщ.

Макроскопически монцониты мало отличаются от гранодиоритов, это среднезернистые порфиroidные породы светло-серого цвета. Обладают гипидиоморфно-зернистым строением. Участками структура в них типичная монцонитовая, текстура массивная. Минеральный состав: плагиоклаз 25—45%, ортоклаз 15—30%, роговая обманка 10—25%, кварц 7—8%, клинопироксен 7—9%, ромбический пироксен 3%, биотит 7—8%. Резкие колебания минерального состава и изменение структурного рисунка породы — характерная черта вообще большинства монцонитов. Акцессорные — апатит, циркон, сфен, магнетит. В качестве вторичных продуктов в монцонитах всегда много хлорита и серицита. Порфиroidные индивиды представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Форма их короткопризматическая, размеры 3—4 мм. В основной массе величина зерен не превышает 0,04—0,5 мм. Плагиоклаз по составу соответствует андезину (№ 38—39). Он нередко находится в форме антипертитовых сростков. Моноклинный пироксен присутствует в виде порфиroidных выделений. Судя по оптическим данным ( $2V=56^\circ$ ,  $cNg=40^\circ$ , слабый плеохроизм в зеленоватых тонах), пироксен относится к диопсиду. По нему развиваются актинолит, реже биотит. Ромбический пироксен встречается реже. Биотит образует пластинки красноватого цвета, резко плеохроирует. Кварц ксеноморфный, выполняет промежутки между зернами плагиоклаза.

Для монцонитов из Нарымской скв. 1-Р в лаборатории СО АН СССР определен абсолютный возраст по соотношению  $K^{40}/Ar^{40}$ . Он оказался равным 375 млн. лет.

**Диориты** на рассматриваемой территории встречаются в виде краевой фации гранитоидных массивов (Межовский свод) и небольших, вероятно, штокообразных тел, не обнаруживающих видимой связи с другими массивами. Между собой эти диориты несколько различаются. Первые из них несут признаки контаминированности, выражающиеся в наличии такситовых текстур и неравновесности минеральных парагенезисов. По внешнему виду они «пестрые»: на сером или темно-сером фоне повсеместно видны неправильной формы и различных размеров более темные пятна, обусловленные скоплением роговой обманки. Плагиоклаз в таких участках присутствует в меньших количествах (до 35—40%), призматические его кристаллы (андезин № 43—47) явно более идиоморфны, чем амфибол, и частью оказываются пойкилитово в нем включенными. Роговая обманка, зеленая в шлифах, составляет основу таких участков, количество ее достигает 65%. Располагается она беспорядочно, местами даже взаимно прорастается. По оптическим свойствам ( $cNg=20-23^\circ$ ,  $2V=-76^\circ$ ,  $Ng-Np=0,021$ ; плеохроизм:  $Ng$  — темно-зеленый,  $Np$  — серо-зеленый) это обыкновенная роговая обманка. В шлировых обособлениях изредка встречаются апатит, ортоклаз и магнетит. Они располагаются в интерстициях амфибола, и их нет в пойкилитовых включениях.

Основной «серый» фон такситовых диоритов по минеральному составу аналогичен «темным» пятнам, но соотношение плагиоклаза и рого-

вой обманки здесь иное. Преобладает андезин (№ 38—40), четко зональный и неравномерно по зонам серицитизированный. Он составляет до 70—75% объема породы. Амфибол того же состава, что и в шлифах, но не проявляет столь резко ксеноморфизм. По структуре такие участки диоритов близки к габбро. Здесь не встречаются пойкилитовые включения плагиоклаза в амфиболе. Вторичные изменения — хлоритизация, серицитизация, развитие участками актинолита и эпидота — проявляются более или менее равномерно по всей массе породы.

Диориты второго типа, представленные самостоятельными телами, или, как их нередко называют, «малыми интрузиями», отличаются серым, иногда темновато-серым цветом и равномерным распределением главных породообразующих минералов.

В нашем районе эти интрузивы пока не выявлены, они развиты на территории Омской и Тюменской областей. Тем не менее их краткое описание мы приводим для сравнительных целей. Плагиоклаз в них двух типов: зональный, слагающий порфиновые выделения, и незональный. Он составляет основную массу породы. Первый из них в ядре представлен лабрадором (№ 63), а в периферийных зонах — олигоклаз-андезином (№ 28—35). Незональный плагиоклаз в виде удлиненных полисинтетически сдвойникованных призмочек переполняет породу (до 55%). Его состав более кислый (№ 30—35) и соответствует в общем периферийным зонам порфировых выделений. Роговая обманка распределена среди полевых шпатов более или менее равномерно. Призматические, иногда заметно удлиненные индивиды ее обладают примерно одинаковой степенью метаморфизма с плагиоклазом, обуславливая структуру, подобную габбровой. Правда, в некоторых шлифах намечается субпараллельное расположение плагиоклаза и амфибола и появление, таким образом, директивных структур. Они интересны тем, что отражают движение раскристаллизованной массы, указывая тем самым на глубинный характер образования минералов, т. е. появление их еще до окончательного становления интрузии.

Амфибол в этих диоритах несколько иной. Окраска его зеленая или даже бледно-зеленая, плеохроизм от зеленого по *Ng* до бесцветного по *Np*. Это, возможно, указывает на меньшую железистость минерала. Из вторичных наиболее обычны хлорит, серицит, актинолит, эпидот, альбит. Акцессорные — апатит, магнетит, очень редко циркон.

### Базит-ультрамафическая серия

Габброиды и ультрабазиты распространены на рассматриваемой территории не столь широко, как это предполагалось первоначально геофизиками. Глубокими скважинами в настоящее время установлено развитие габбро-диабазов на Северо-Васюганской площади и дунитов (?) — на Фестивальной.

Пространственно базиты и ультрабазиты разобщены (см. рис. 35); они слагают самостоятельные тела; возможно, различаются и по возрасту. Однако, не располагая достаточными сведениями, мы только условно объединяем их в одну серию.

**Габбро-диабазы** — среднезернистые, темно-серые породы массивной текстуры. При изучении под микроскопом сразу же обращает на себя внимание офитовая структура, свойственная больше всего эффузивным или же неглубоко сформированным интрузивным телам. Состоят они из лабрадора (№ 67 — до 60%) и авгита — (до 37%). Крупные (до 3 мм) призмы плагиоклаза нечетко зональны. Располагаясь субпараллельно, они подчеркивают директивное строение породы. Эта структура, надо сказать, не выдерживается повсеместно. Там, где появляются многочисленные сростки авгита ( $cNg = 53^\circ$ ,  $2V = 54^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,023$ ), ориентировка плагиоклаза нарушается. В породе наблюдаются мел-



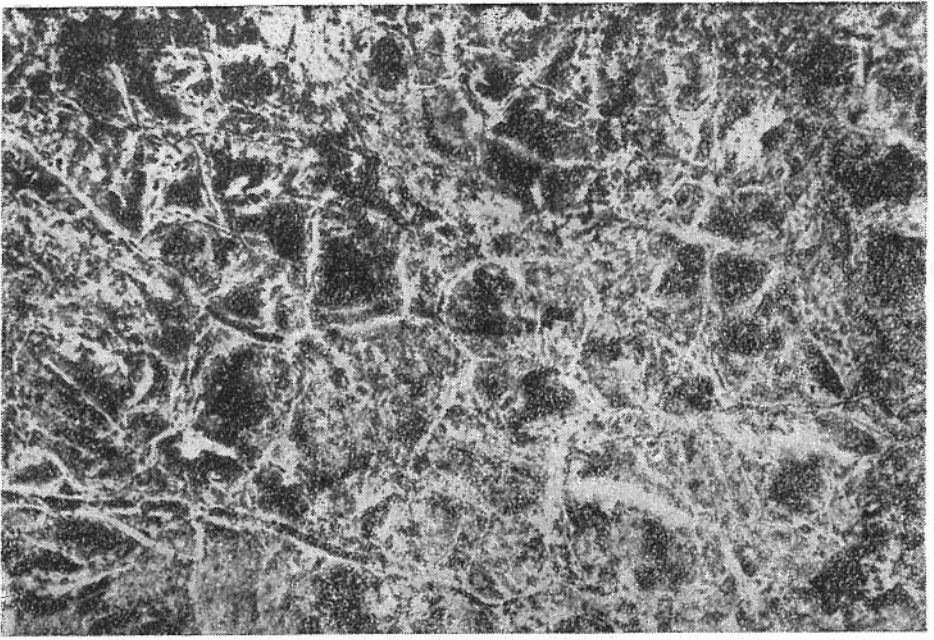


Рис. 39. Аподушитовый серпентинит с характерной петельчатой структурой. Фестивальная площадь. Николи +, ув. 60.

кие миндалины, выполненные хлоритом и актинолитом. В интерстициях лабрадора совместно с пироксеном развит мелкозернистый титаномагнетит, местами образующий скопления неправильной формы.

Не исключено, что габбро-диабазы слагают пластовые тела типа силлов и являются по сравнению с гранитами более древними. Это предположение основано на сопоставлении габбро-диабазов с аналогичными породами из других районов Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба.

Габбро-диабазы подверглись интенсивному выветриванию. Полевые шпаты в них пелитизированы, авгит хлоритизирован. Развивается кальцит в виде гнезд и многочисленных прожилков.

Дуниты (?) широко распространены в западной части Западно-Сибирской плиты, за пределами описываемой нами территории, в зоне Пологрудовского вала Колтагорского прогиба и других районов. Среди них по ряду реликтовых признаков выделяются дуниты, верлиты, гарцбургиты и диаллагиты [112].

Дуниты Фестивальной площади (восточная часть Колтагорского прогиба) интенсивно серпентинизированы, характеризуются темным, почти черным цветом, массивные, иногда с отчетливыми признаками развальцевания и многочисленными зеркалами скольжения.

Фактического материала для определенного суждения о внутреннем строении массива, его морфологии и взаимоотношении с породами рамы явно недостаточно. Можно лишь отметить, что по геофизическим данным вблизи дунитов предполагается наличие еще ряда небольших массивов ультрабазитов, но они пока разведочными работами не подтверждены.

При микроскопическом исследовании дунитов сразу же бросается в глаза отсутствие первичных минералов (рис. 39). Только в отдельных случаях, исключительно редко, встречаются среди сплошной массы серпентина, боулингита и хлорита небольшие реликты оливина и пироксена. Серпентин образует петельчатые структуры, нечетко отра-



жающие первичные формы замещенных минералов. Хлорит концентрируется небольшими участками, тонкочешуйчатые зеленого цвета его агрегаты переполнены пылевидным магнетитом. Такой же магнетит слагает оторочки вокруг имевшихся в породе зерен оливина, замещенных полностью серпентином. Участками все эти минералы пересекаются тонкими жилками кальцита. Возраст дунитов Фестивальной площади не определен. Однако в западной части плиты аналогичные породы С. Г. Саркисян и Б. О. Погорелов [112] относят к палеозойским. Абсолютный возраст пироксенита из скв. 170-R они определяют в 394 млн. лет. Близость вещественного состава и геологической позиции ультрабазитов позволяет считать их близкоодновозрастными на всей территории Западно-Сибирской низменности.

Весьма характерно, что гипербазиты Западно-Сибирской плиты обладают высокой трещинной емкостью и проницаемостью, все это благоприятствует аккумуляции в них углеводородов. В этих случаях, как справедливо указывают С. Г. Саркисян и др. [112], Н. В. Мизинов и др. [91], трещиноватый фундамент может служить дополнительным коллектором нефти и газа.

## ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА

Вулканогенные породы довольно широко распространены на исследованной территории, и тем не менее их взаимоотношения с другими породами фундамента и особенно с образованиями промежуточного комплекса остаются на некоторых площадях не выясненными. В этом последнем случае, когда нет прямых данных о возрасте, мы опираемся в своих суждениях на характер измененности пород, полагая, что степень метаморфизованности вулканитов находится в прямой зависимости от их возраста. В общем случае, конечно, этот признак правильный. Однако здесь совсем не исключены существенные отклонения, обусловленные какими-то локальными причинами, вызывающими на сравнительно небольших участках глубокое преобразование пород. Такими локально метаморфизованными участками могут быть экзоконтактовые ареалы крупных интрузивных тел и зоны глубинных разломов, в которых процессы динамометаморфизма проявляются более интенсивно, хотя породы этих зон и расположенные рядом сформировались в одно геологическое время. В целом же, надо сказать, вулканиты фундамента изменены заметно интенсивнее по сравнению с аналогичными породами промежуточного комплекса. Для них характерен парагенезис вторичных минералов: альбит+эпидот+хлорит± кварц±кальцит. Это типичная ассоциация, соответствующая хлоритовой зоне фации зеленых сланцев. Нередко преобразование пород идет с изменением структур и текстур, так что в конечном счете возникают породы типа порфирондов и порфиритондов, а изредка появляются и сланцеватые разновидности, в которых первичные признаки породы утрачены почти полностью. В толщах фундамента несравненно больше проявились процессы динамометаморфизма, катаклаза, а в локальных участках и милонитизации.

Вулканиты, слагающие вместе с другими породами складчатый фундамент Западно-Сибирской плиты, как упоминалось в главе II, могут быть не только палеозойскими, но и более древними образованиями. Они сложно дислоцированы, а в целом фундамент разбит тектоническими нарушениями на отдельные различной величины блоки, амплитуда смещения которых по вертикали достигает, судя по геофизическим данным, десятка километров.

Не менее сложны соотношения вулканитов фундамента с интрузивными породами. Учитывая разновозрастность вулканических обра-

зований и глубинных массивов, мы полагаем, что в одних случаях интрузии прорывают толщу вулканогенно-осадочных пород фундамента, а в других — эти последние залегают с размывом на поверхности плутонов.

По минеральному составу среди вулканогенных образований выделены базальтовые, диабазовые и плагнобазальтовые порфириты, а также некоторые их пирокластические аналоги. Кроме того, на отдельных площадях встречены кислые вулканиты — кварцевые порфиры, фельзиты и фельзитовые порфиры, кварцевые кератофиры, дацитовые порфиры и пирокластические образования. Все названные породы достаточно подробно описаны в этом разделе, а их распространенность показана на рис. 35.

**Базальтовые порфириты** и аналогичные им по составу туфы устоявлены на Сенькинской и Назинской площадях. Породы претерпели интенсивное изменение. Внешне они серо-зеленые, темно-зеленые, иногда пятнистые — за счет выделения пятнами бурых гидроокислов железа. Бывают разбиты многочисленными трещинами типа кливажа и несут зеркала скольжения. Постоянно в них наблюдаются жилки кальцита, кварца и других минералов.

В шлифах породы обнаруживают порфирированное строение. Основная масса в них гналопилитовая, толентовая и интерсертиальная. Текстуры пород миндалекаменные, иногда нечетко-флюктуационные и псевдобрекчиевидные. Вкрапленники обычно редки и составляют в породе 7—12%, иногда, правда, они присутствуют в большем количестве — до 25%. Порфирированные выделения представлены плагноклазом (лабрадор № 62—68), клинопироксеном и оливином. Плагноклаз вкрапленников интенсивно изменен, по нему развивались плотные буроватые агрегаты сосюрита, хлорита, серицита. В ряде случаев он перекристаллизован с образованием гранобластового альбитового агрегата. Контуры зерен нечеткие, бухтообразно изрезанные. Отмечается развитие по нему карбонатов и кварца. Вкрапленники темноцветных минералов обычно нацело замещены вторичными минералами — хлоритом, актинолитом, карбонатами, серпентином, лейкоксеном, магнетитом, и только по форме зерен можно предположить исходный минерал. Изредка встречаются слабо измененные зерна авгита. Основная масса сложена микролитами (реже лейстами) плагноклаза, темноцветными минералами и девитрифицированным вулканическим стеклом, количество которого меняется от 5 до 10—15%. Характер изменения минералов основной массы тот же, что и во вкрапленниках; стекловатый мезостазис не сохранился, полностью превращен в хлорит-сосюритовый агрегат, иногда по нему развивается кремнисто-каолинит-карбонат-лейкоксеновый агрегат. В виде беспорядочно ориентированных тонких зерен присутствует ильменит, почти нацело лейкоксенизированный. Основная масса участками интенсивно перекристаллизована и напоминает по структуре роговики.

Миндалины встречаются в породе в небольшом количестве, размеры их изменяются от 0,3 до 8,0 мм, форма овальная, часто неправильная. Выполнены миндалины зеленовато-бурым палагонитом, образующим сферолиты, червеподобные и тонкочешуйчатые агрегаты, нередко в миндалинах развивается кварц, хлорит, халцедон, карбонаты и цеолиты.

Туфы и туфолавы выделяются в разрезе самостоятельно среди осадочных толщ, или же они пересланяются с базальтовыми порфиритами. Макроскопически иногда с трудом отличаются от излившихся пород. В шлифах они обнаруживают пирокластическую структуру, участками миндалекаменные, пузыристые и флюктуационные. Обломочный материал не сортирован, размер обломков колеблется в широких пределах (0,02—5,0 мм); форма угловатая, неокатанная. В туфолавках отмечаются следы течения стекловатой связующей массы, обломочный

материал субпараллельно вытянут, представлен он девитрифицированным вулканическим стеклом, обломками базальтовых и андезитовых порфиритов, в небольшом количестве встречаются осколки кристаллов плагиноклаза.

Пирокластические породы подверглись тем же вторичным изменениям, что и их эффузивные аналоги.

Выветривание пород этой группы выражается в отчетливом развитии каолинита, кальцита, гидрослюдисто-монтмориллонитовых агрегатов, лейкоксена, участками сидерита — в виде буроватых зерен и агрегатов сферолитового строения. Породы утрачивают при этом структурно-текстурные особенности, изменяется в них и минеральный состав, превращаясь в верхних частях разреза в карбонатно-глинистую массу.

**Плагиобазальтовые порфириты**, зеленокаменноизмененные, в верхах разрезов выветрелые, встречены в пределах Сенькино-Сильгинского свода (Усть-Сильгинская и Белоярская площади). Породы зелено-темно-серого цвета с бурыми пятнами гидроокислов железа, интенсивно перемятые. В шлифах породы обнаруживают порфириковую структуру с интерсертальной, бластоинтерсертальной и гналопелитовой основной массой.

Вкрапленники размером 0,5—3,0 мм составляют 40—70% всей массы породы, представлены они плагиноклазом, редко — нацело измененными зернами темноцветов. Плагиноклаз (лабрадор № 56—60) призматический и длиннопризматический, интенсивно, иногда нацело, замещен буроватыми тонкочешуйчатыми агрегатами хлорит-серпичит-соссюритового и хлорит-серпичитового состава. Плагиобазальты местами катклазированы, отдельные минералы в них раздроблены, плагиноклаз бывает перекристаллизован и превращен в микрогранобластовый агрегат альбита. В этих же породах отмечается перекристаллизация основной массы и появление роговикоподобных альбитовых агрегатов. Вместе с альбитом присутствует хлорит (как продукт раскристаллизации стекла), мелкие зерна магнетита, серпичит, лейкоксен, в жилках — серпентин.

Основная масса в плагиобазальтах слагается беспорядочно ориентированными лейстами плагиноклаза, почти нацело замещенными вторичными минералами. В промежутках между лейстами находится хлоритизированное и лейкоксенизированное вулканическое стекло, количество которого в верхней части разреза заметно возрастает. Отмечается интенсивное развитие эпидота (участками до 90%), и тогда порода переходит в эпидозит. С эпидотом ассоциируют хлорит, кварц, альбит. Кроме того, эти минералы слагают жилки и неправильной формы гнезда. Пирокластические аналоги этих пород в разрезе отсутствуют.

**Диабазы и диабазовые порфириты** и их пирокластические аналоги, зеленокаменноизмененные, встречены на Сенькинской, Назинской, Рогалеvской, Камышинской и Белоярской площадях. Породы зелено-серого и зеленого цвета, массивные, рассечены сетью жилок, иногда миндалекаменные. Породы порфириковой или порфировидной структуры, основная масса в них офитовая и интерсертальная (рис. 40). По характеру метаморфического преобразования породы несколько различаются между собой. На Сенькинской и Белоярской площадях развиты диабазовые порфириты, для которых характерен парагенезис эпидот + альбит + кварц. Вкрапленники основного плагиноклаза в них составляют 20—35% и достигают размера 5 мм. По форме это короткопризматические кристаллы, почти нацело замещенные бурыми агрегатами соссюрита и тонкочешуйчатого хлорита. Такой же характер изменения свойствен плагиноклазу основной массы, в которой лейсты часто имеют нечеткие расплывчатые очертания. Иногда плагиноклаз альбитизирован. Моноклинный пироксен (авгит) слабо буроватый, полностью или почти

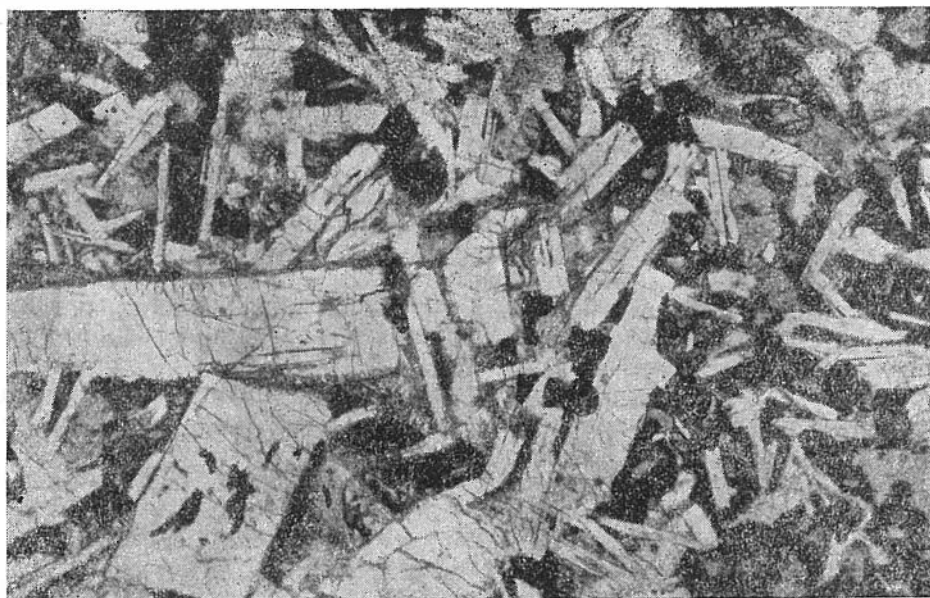


Рис. 40. Днабазовый порфирит с полифировой структурой основной массы. Камышинская площадь. При одном никеле, ув. 60.

полностью замещен хлоритом, эпидотом, лейкоксенном. Миндалины в диабазах мелкие, неправильной формы, выполнены хлоритом, эпидотом или серпентино-хлоритом. В породе иногда встречаются участки, представленные сплошь хлоритом и лейкоксенном; по-видимому, эти минералы развились по вулканическому стеклу. Породы секутся тонкими жилками хлорита, эпидота, карбоната, альбита. Встречаются гнездообразные скопления этих минералов.

Несколько иной характер изменения диабазовых порфиритов установлен на Рогалевской и Камышинской площадях. При аналогичных структурно-текстурных особенностях и соотношении породообразующих минералов основной плагиоклаз в этих породах обычно серицитизирован, сосюритизирован и хлоритизирован, а моноклинный пироксен-авгит замещен хлорит-слюдистыми минералами и буровато-зеленым тонкочешуеватым актинолитом. В ассоциации с авгитом присутствовал оливин, нацело замещенный иддингсит-хлоритовыми псевдоморфозами. В диабазовых порфиритах Камышинской площади в качестве вторичного минерала обильно развит биотит, изменяющий строение основной массы до роговиковой.

**Вулканиды кислого состава.** До последнего времени бытовало мнение, что эффузивные породы кислого состава и их пирокластические аналоги не характерны для рассматриваемой территории. Встречаются они весьма редко и преимущественно только в юго-западной части. Однако разведочными работами в настоящее время выявлен ряд точек, расположенных в северной и центральной частях Томской области, где отложения палеозоя представлены кислыми эффузивами. Часть вулканидов условно отнесена нами к промежуточному комплексу и описана в следующей главе. Рассматриваемые же здесь вулканиды слагают купола, небольшие по протяженности потоки и покровы, а также, что весьма характерно для этой группы, приповерхностные лакколитовые интрузии. Породы представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, фельзитовыми порфирами, кварцевыми кератофирами и дацитовыми порфирами.

**Кварцевые порфиры.** Вулканисты этого типа встречены на Амбарской площади в пределах Александровского свода. Породы серовато-белого, светло-фиолетового и розовато-серого цвета, с отчетливой порфировой структурой, плотные, массивные или же едва заметно флюидальные. В шлифах обращает на себя внимание резко порфировая структура породы со сферолитовой и фельзитовой основной массой. Текстура тонкофлюидальная, тонкополосчатая, обусловленная чередованием полос с различным строением. Реже проявляются в порфирах однородная и массивная текстуры. Фенокристов в породе обычно немного (до 15%). Представлены они полевыми шпатами и кварцем, размер их 0,3—2,0 мм. Полевые шпаты, как и в других вулканитах, призматического и короткопризматического габитуса. Представлены плагиоклазом и ортоклазом, в той или иной мере замещенными тонкочешуйчатыми агрегатами серицит-каолинитового состава, нелитизированы, иногда частично перекристаллизованы. Вкрапленники кварца обычно мелкие, изометричной формы, нередко оплавлены и содержат иногда включения основной массы, на вкрапленники часто нарастают радиально-лучистые агрегаты полевошпат-кварцевого состава. Основная масса пород сферолитовая и фельзитовая. В породах с флюидальной текстурой эти структуры чередуются в виде полос. Для всех пород характерно развитие вторичного кварца в виде жилок, линзочек, нечетких обособлений. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, анатазом.

Пирокластические аналоги порфиров в разрезах не встречены.

Фельзиты залегают выше кварцевых порфиров (Амбарская площадь). Это светло-серые массивные породы, разбитые сетью трещинок. Порода интенсивно выветрелая. В нижней части разреза переходит в кварцевый порфир. В шлифах устанавливается микрофельзитовая и сферолитовая структуры. Состоят фельзиты из альбита, ортоклаза и кварца. Вторичные изменения выражаются в каолинизации и образовании гидрослюда, сидерита, лейкоксена.

**Дацитовые порфиры** встречены на Назинской площади. Это зеленовато-серые катаклазированные, разбитые сетью трещинок породы. В шлифах явно порфировые, основная масса микропойкилитовая. Текстура массивная, участками такситовая, обусловленная наличием реликтовых участков с микролитовой структурой и обилем хлоритизированного стекла. Можно предположить, что эти участки представляют собой ксенолиты более ранней основной магмы, переплавленной затем магмой дацитового состава. Вкрапленники размером 0,2—2,0 мм встречаются в небольшом количестве. Представлены они кварцем, плагиоклазом, единично встречаются вкрапленники оливина (возможно, он реликтовый). Плагиоклаз-андезин (№ 37) нечетко зонален, замещается агрегатами сосюрита, карбонатом и серицитом. Вкрапленники кварца встречаются единично, они оплавлены, иногда содержат включения основной массы, слагающейся изометричными зернами интенсивно пелитизированного ортоклаза и кварца с включениями в нем нацело серицитизированных микролитов олигоклаза.

В породе изредка встречаются мелкие линзовидные участки, состоящие из замещенного хлоритом и палагонитом вулканического стекла.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ  
ПРОМЕЖУТОЧНОГО КОМПЛЕКСА  
(СРЕДНИЙ ДЕВОН — ПЕРМЬ)

Промежуточный комплекс, подробно охарактеризованный в главах II—V, отличается от пород фундамента рядом весьма существенных признаков. Один из таких признаков — степень измененности слагающих его пород. Вулканогенные образования промежуточного комплек-

са в целом более свежие, а если и несут признаки вторичного изменения, то это, как правило, выражается в появлении низкотемпературных ассоциаций, свидетельствующих об условиях начальной стадии регионального метаморфизма, либо даже регионального эпигенеза. Правда, в некоторых участках по отдельным скважинам встречаются породы, измененность которых аналогична породам фундамента. Однако такие изменения носят чисто локальный характер и вызваны, скорее всего, повышенной тектонической активностью отдельных участков или же локальной инфильтрацией гидротерм.

Среди вулканитов промежуточного комплекса достаточно широко развиты эффузивы базальтоидного состава и меньше липаритового. Породы сопровождаются пирокластическими образованиями, что свидетельствует о периодической смене спокойного излияния лав эксплозиями.

Вулканогенные породы вскрыты на рассматриваемой территории большим числом глубоких разведочных скважин. Вместе с тем нельзя не отметить, что эффузивы и туфы не образуют тел большой протяженности. Фиксируясь по одной скважине, они часто не прослеживаются в других, недалеко расположенных. Этот весьма важный факт дает основание говорить о том, что потоки и покровы развиты локально, как бы разобценными пятнами (в плане), и связаны, скорее всего, с отдельными изолированными друг от друга вулканическими очагами центрального типа. Конечно, нельзя исключить возможности формирования эффузивов и в связи с активностью глубинных разломов, но, по-видимому, такие вулканиты развиты все-таки меньше.

Если эти наши предположения верны, а они основаны на материалах разведочного бурения, то, продолжая свою мысль, мы должны сказать и о другом не менее важном в практическом отношении факте. Эффузивы и туфы, слагая в мощной толще осадочных пород небольшие покровы, естественно, не могли оказывать сколько-нибудь существенного влияния на характер образования нефти и особенности ее миграции. Точно так же незначительно сказывалось, вероятно, на процессах нефтенакпления и становлении диабазовых межпластовых тел; их площадь значительно меньше площади потоков и покровов. Судя по керновому материалу, вулканиты практически не оказывали контактового воздействия на вмещающие толщи и, следовательно, физические свойства последних при переслаивании их с вулканитами не претерпели заметных изменений.

Возраст вулканогенных пород определяется прежде всего по соотношению их с вмещающими осадочными образованиями, содержащими фауну, или же путем сопоставления с другими сходными по составу и строению районами, где возраст аналогичных пород установлен более или менее определенно.

По возрастному принципу на территории Западно-Сибирской плиты представляется возможным выделить вулканиты зеленокаменноизмененные (предположительно средне-верхнепалеозойского возраста) и кайнотипные (пермо-триасовые?), составляющие трапповую формацию региона.

### Зеленокаменноизмененные вулканиты (средний — верхний палеозой)

На исследованной территории преобладают породы основного ряда.

**Базальтовые порфириды**, заметно метаморфизованные, встречаются на Кельватской, Крапивинской, Айгольской, Александровской и Теңисской площадях. Обычно это темно-серые, зеленовато-темно-серые и темно-зеленые породы, в верхней своей части более светлые, измененные выветриванием; к примеру, базальтовые порфириды, встреченные

скв. 1 на Александровской площади, имеют 32-метровую кору выветривания. Породы нередко катаклазированы, несут многочисленные зеркала скольжения, в них отчетливо видна порфировая структура и миндалекаменная текстура, иногда они плотные, крепкие, секутся сетью кальцитовых и кварцевых жилок.

Под микроскопом породы обнаруживают отчетливо порфировую структуру, основная масса в них разнообразна: интерсертальная, гналопилитовая и пилотакситовая, для всех разновидностей характерны миндалекаменные текстуры. Миндалины округлой, неправильной амебовидной формы, размером от 0,3 до 10—12 мм, выполнены хлоритом, палагонитом, халцедоном, карбонатами. Количество миндалин в породах достигает 20—25% (Крапивинская площадь).

Вкрапленники представлены плагиоклазом и темноцветными минералами, их немного — около 20; размеры фенокристов колеблются от 0,2 до 2,0 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках таблитчатый, коротко- и длиннопризматический, по составу изменяется от лабрадора (№ 65) до битовнита (№ 78). Большой частью он альбитизирован, а нередко и перекристаллизован с образованием альбитового агрегата, в ассоциации с которым постоянно находится кальцит (Кельватская площадь); местами по нему развиваются тонкозернистые агрегаты кварца, хлорит, тонкочешуйчатый серицит, а в зоне выветривания — каолинит (Крапивинская площадь).

Темноцветные фенокристаллы полностью разложены и замещены вторичными продуктами, лишь по форме зерен можно предположить, что представлены они были пироксеном и реже оливином. По ним возникли хлорит, иддингсит, серпентин, халцедон и кварц; чаще всего хлоритом замещался пироксен, зерна же оливина разбиваются различными ориентированными жилками серпентина, а отдельные его участки оказываются замещенными буроватым и зеленоватым иддингситом; халцедон и кварц образуют мелкозернистые скопления в центральной части или же тонкие оторочки по краям зерна. Иногда выделения оливина окаймляются тонкими скоплениями лейкоксенизированного ильменита (Александровская площадь). Основная масса пород слагается беспорядочно ориентированными лейстами и микролитами плагиоклаза, мезостазис которых заполнен пироксеном, магнетитом и очень редко — девитрифицированным вулканическим стеклом. Характер изменения минералов основной массы аналогичен таковому во вкрапленниках; лейсты и микролиты плагиоклаза часто имеют неровные ограничения, иногда расщеплены на концевых гранях, что, как считают многие исследователи, характерно для подводных излияний. Стекловатый мезостазис переполнен пылевидными частицами ильменита, иногда лейкоксенизированного, и тонкочешуйчатым хлоритом. Единично встречаются призмочки акцессорного апатита.

Для пород характерно окварцевание и хлоритизация. Мелкозернистые агрегаты кварца слагают гнезда или же вместе с хлоритом образуют жилки мощностью до 3 мм. Массовое развитие таких жилок участками создает впечатление о наличии в породах брекчиевой текстуры.

Все породы в большей или меньшей степени выветрелые. Минералы коры выветривания: тонкочешуйчатый каолинит, кремнистые частицы, кальцит, сидерит и серицит. Характер постмагматических изменений пород — альбитизация плагиоклаза, развитие кварца и халцедона, интенсивная хлоритизация пироксенов, плагиоклаза и стекла — свидетельствует об излиянии лав в маринных и субмаринных условиях.

Базальтовые порфириты, встреченные в разрезе скв. 1 Тенисской площади, представляют собой маломощный (до 7—10 м) покров, выше и ниже которого залегают фаунистически охарактеризованные верхнедевонские известняки.

**Гналобазальты** (массивные, серые метаморфизованные, интенсивно выветрелые породы) подсечены скв. 3 Верх-Тарской площади. Породы в шлифах характеризуются гломеропорфировой структурой и гналопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены одиночными кристаллами плагиоклаза, реже пироксена и оливина, размер их 0,3—1,0 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках короткопризматический и призматический, размер его зерен — 0,1—0,5 мм, альбитизирован, частично бывает замещен каолинитом и карбонатами. Кристаллы пироксена на разрезах  $\perp$  с нередко восьмигранные, а оливина — нечеткоромбовидные и бочонковидные. Темноцветные минералы полностью замещены тонкозернистыми агрегатами кальцита, каолинита, хлорита и кварца. Характерно нахождение в гломеропорфировых сростках плагиоклаза с пироксеном или с оливином. Основная масса породы состоит из буроватого изотропного мезостазиса, содержащего редкие и мелкие микролиты плагиоклаза. Стекло большей частью замещено тонкозернистыми агрегатами сидерита, кальцита, лейкоксена.

В разрезе скважины гналобазальты и диабазовые порфириты (их характеристика приведена ниже) переслаиваются с органогенными известняками верхнего девона. Это позволяет не только точно датировать возраст эффузивов, но и определенно говорить о подводном излиянии лав в этом районе.

**Диабазовые порфириты** пространственно бывают связаны с базальтовыми порфиритами. Они встречаются на Верх-Тарской и Ледовой площадях. Это зеленовато-серые плотные, иногда выветрелые породы, разновозрастные с базальтовыми порфиритами. Под микроскопом породы обнаруживают порфировые структуры с офитовой и интерсертальной основной массой. Вкрапленники редки, иногда совсем отсутствуют. Представлены они плагиоклазом и темноцветными минералами, размеры их изменяются от 0,5 до 1,5 мм. Плагиоклаз обычно призматического и длиннопризматического габитуса, интенсивно хлоритизирован, нередко каолинизирован и переполнен агрегатами кальцита, состав его — лабрадор (№ 62) или же битовнит (№ 74). Темноцветные минералы, как и в базальтах, представлены пироксеном и оливином. Сохранились они в виде псевдоморфоз, повсеместно замещены хлоритом, идингситом, кальцитом, сидеритом, лейкоксеном. Основная масса полнокристаллическая, сложена теми же минералами, что и порфировые выделения, с аналогичными вторичными изменениями. В основной массе отмечается лейкоксенизированный рудный минерал. На Верх-Тарской площади (скв. 1) среди вторичных минералов появляется актинолит и акцессорный апатит. Единично встречаются мелкие амебовидные миндалины, выполненные хлоритом. Там же в диабазах отмечаются мелкие (до 4 мм) ксенолиты алевритового аргиллита.

Диабазы миндалекаменные постоянно сопровождаются пирокластическими образованиями. Встречены они скв. 1 на Игольской площади. Вскрытая мощность их 50 м. Диабазы зеленовато-серые, участками темно-серые, трещиноватые, в верхней части отбеленные. В туфогенных породах заметно обломочное строение.

В шлифах диабазы характеризуются гналоофитовой и интерсертальной структурами, встречаются разности с порфировидной структурой. Текстура пород миндалекаменная, миндалины округлой, реже неправильной формы, размером 0,2—0,7 мм, выполнены хлоритом и халцедоном, а в верхней части разреза появляется пирит. Породы изменены наложенными процессами как метаморфическими (хлоритизацией, серицитизацией), так и гипергенными (карбонатизацией, каолинитизацией), поэтому определение в них минерального состава затруднено и приводится приблизительно. Плагиоклаз в диабазах резко преобладает, сложен он длиннопризматическими индивидами размером 0,1—0,5 мм, чаще всего бывает почти нацело замещен тонкочешуйчатым се-



ришитом, мелкозернистым кальцитом или же каолинизирован. Участками среди агрегатов вторичных минералов усматривается двойничковая структура плагноклаза, но установить его основность по таким участкам не удастся. Невозможно также из-за полной разложенности определить и первичную природу темноцветного минерала, его количественное содержание в породе. Фемические минералы полностью замещены зеленоватым, почти бесцветным серпентин-хлоритом и угадываются только по изометричным, нечетко выраженным формам. В промежутках между зернами плагноклаза и темноцветного минерала расположены мелкие (0,05—0,15 мм) изометричные и удлиненные агрегаты лейкоксенизированного ильменита. Стекловатый базис замещен слабоокрашенным, почти бесцветным хлоритом, тонкораспыленным лейкоксеном, тонкоагрегатным кальцитом.

Диабазы в разрезе переслаиваются с туфами и туфолавами того же состава.

**Литовитрокластические туфы** диабазов, встреченные на Западно-Калгачской площади, макроскопически мало отличаются от эффузивных аналогов. Заметен обломочный характер их, часто обломки более темные. В шлифах породы обладают литовитрокластической псефито-псаммитовой структурой, массивной текстурой.

Обломки неокатаны, угловатой и полуугловатой формы; сортировка их плохая, размер от 0,1 до 6,0 мм. Представлены обломки диабазом и пузыристым разложенным нацело вулканическим стеклом, которое угадывается по оскольчатой форме обломков. Реже встречаются осколки плагноклаза. Обломочный материал изменен — хлоритизирован, серицитизирован, карбонатизирован; участками обломки диабазов окварцованы и каолинизированы. Основная цементирующая масса туфов изредка сохраняет контуры пепловых частиц, однако и она нацело замещена агрегатами серицита, хлорита, каолинита, мелкозернистым кварцем, сгустками лейкоксена. Порода насыщена тонкораспыленными красновато-бурыми железистыми частицами, иногда адсорбированным тонкозернистым кальцитом, слагающим неправильные пятна в породе.

**Туфолавы** (Игольская площадь) несут те же черты изменения, что и вышеописанные породы, поэтому структурные и минеральные их особенности распознаются с большим трудом; обломочный материал представлен в основном осколками измененного вулканического стекла, имеющими остроугольную и сплюсненную форму. Слабо заметна флюидальная текстура породы.

Среди вторичных изменений, характерных для этих вулканистов, необходимо отметить ассоциацию гидрослюда — хлорит — каолинит.

Породы, встреченные на Игольской структуре, по характеру образования относятся, скорее всего, к вулканогенному типу; излившаяся лава образовывала поток и сопровождалась выбросами пирокластического материала. Нет сомнений, что описанные витролитокластические туфы формировались в условиях интенсивных извержений вулканов. Способ образования туфолав, переслаивающихся с покровами диабазов, совершенно иной. Подобно большинству покровов и потоков, туфолавы возникли в более или менее спокойной обстановке. Исторгнутые с глубин лавы застывали на поверхности Земли (скорее всего на дне морских бассейнов) неравномерно. В первую очередь, по-видимому, возникала на поверхности потока (покрова) корочка, которая позднее под давлением следующих порций лавы взламывалась, и обломки лавы, в зависимости от скорости застывания, частично оставались на месте, частью же опускались на глубину, цементируясь лавой практически того же состава. Так можно объяснить отсутствие в туфолавах обломков других пород и наличие в них флюидальности. Тогда станет понятным и переслаивание туфолав с типичными эффузивами, одинаковый с

последними состав и точно такая же степень последующего метаморфизма.

**Андезитовые порфириды.** Вулканиды среднего состава развиты преимущественно на Кельватской, Новотроицкой и Малореченской площадях. Весьма характерно, что в разрезах они почти не встречаются совместно с туфами. Скважины вскрывают либо тела андезитовых порфиритов, либо аналогичные им по составу туфы. Макроскопически это зеленовато-темно-серые, иногда серовато-бурые, вследствие развития окислов железа, массивные породы, разбитые сетью трещинок и жиллок кальцитового, хлоритового и сидеритового состава. В шлифах породы обнаруживают порфировые структуры с пилотакситовой, интересертальной или гялопилитовой основной массой. Текстуры пород миндалекаменные, массивные, иногда флюктуационные. Вкрапленники представлены плагиоклазом в сочетании с пироксеном и, редко, с роговой обманкой. Размер вкрапленников 1—10 мм. В породе они составляют от 10 до 17—20%. Фенокристаллы плагиоклаза сложены призматическими, реже таблитчатыми и удлиненно-призматическими кристаллами, обычно интенсивно измененными и замещенными серицитом и хлоритом. В других местах появляется соссурит, обуславливающий частичную перекристаллизацию основной массы с образованием гранобластового альбитового агрегата. Иногда порфириды обнаруживают так называемую селективную — «пятнистую» альбитизацию вкрапленников, с «островками» сохранившегося плагиоклаза-андезина (№ 37—48). В единичных вкрапленниках отмечается нечеткая зональность. Среди андезитовых порфиритов встречаются разновидности, в которых фенокристы представлены исключительно зональным плагиоклазом (№ 46—52), фемические минералы присутствуют только в основной массе. Там же, где вкрапленники темноцветного минерала есть, они, как правило, нацело замещены бледно-зеленым хлоритом и кальцитом. Псевдоморфозы нередко сохраняют восьмигранные срезы кристаллов, характерные для пироксенов. Вместе с фенокристами пироксена встречаются вкрапленники роговой обманки, почти нацело замещенные буровато-зеленой слюдой и магнетитом. Основная масса породы состоит из микролитов альбитизированного, иногда перекристаллизованного плагиоклаза, ориентировка которого обуславливает либо пилотакситовую, либо интересертальную структуры; в промежутках между микролитами находится хлоритизированный темноцветный минерал, тонкие зерна магнетита, чешуйки хлорита, замещающие вулканическое стекло; встречаются сгустки лейкоксена, серицит. В некоторых разновидностях порфиритов основная масса обильно насыщена эпидотом, рассеяна тонкими жилками кальцита и хлорита. Миндалекаменная текстура характерна для большинства этих пород. Неравномерно распределенные в массе порфиритов миндалины размером от 0,5 до 3 мм выполнены хлоритом, кальцитом, альбитом, иногда буровато-зеленым палагонитом.

Обычными аксессуарными порфиритов являются апатит, сфен, анатаз. Нельзя не отметить, что на некоторых площадях метаморфическое преобразование пород настолько велико, что структурные и минеральные особенности их затухиваются полностью; породы переходят в фисташково-зеленые эпидозиты, содержащие, кроме эпидота, мелкочешуйчатый хлорит (25—30%) и сгусткоподобные выделения лейкоксена (5%).

Андезитовые туфы обычно зеленовато-серые, массивные, разбиты сетью трещин и хлорит-кальцитовых жиллок. Обильно развиты в них карбонаты и гидрокислы железа. В шлифах ясно подчеркивается литокристаллокластическая и кристаллолитокластическая структуры. Обломочный материал составляет 90—75%, обломки неокатаны, угловаты, размером от 0,05 до 5—8 мм. Состав их: плагиоклаз (30—60%),

порфиры с гиалопилитовой, пирокситовой и интерсертальной структурами (40—60%), осколки девитрифицированного вулканического стекла, иногда моноклинный пироксен (до 10%). Цементирующая масса преимущественно хлоритовая с примесью серицита, спорадически развит актинолит, местами отмечается в ней окварцевание и эпидотизация.

**Вулканыты кислого состава** по аналогии с липаритовыми порфирами, перекрывающими органогенные известняки и датированные как  $D_3-C_1$  (Шахматная площадь), мы относим к промежуточному ярусу. Аналогичные порфиры и туфы развиты на Моисеевской, Восточно-Моисеевской, Этморской, Линейной, Кыкинской и Шудельской площадях.

Следует отметить, что все разновидности кислых пород претерпели существенные изменения, выразившиеся в широком развитии вторичных парагепезисов — альбита, эпидота, серицита. В верхней части разрезов, подобно породам основного ряда, вулканыты кислого состава обычно интенсивно выветрелые.

**Липаритовые порфиры** серого, розовато-серого цвета, с хорошо выраженной порфировой структурой, участками хлоритизированные, окварцованные и карбонатизированные, секутся многочисленными сидеритовыми жилками. В шлифах породы отчетливо порфировые со сферолитовой, аллотриоморфно-зернистой и микропойкилитовой структурами основной массы. Текстуры пород массивные, флюидальные, редко — миндалекаменные, фенокристаллов немного, они представлены полевым шпатом, кварцем и редко биотитом. Размеры их колеблются от 0,15 до 4 мм. Фенокристаллы кварца изометричной, иногда дипирамидальной формы, часто оплавлены, обрастаются характерной каймой полевых шпатов с нечетко-сферолитовым строением. Часто кварц катаклизирован и содержит какие-то непрозрачные включения. Вкрапленники полевого шпата имеют коротко-призматическую форму, иногда испещрены антипертитовыми вростками ортоклаза. Состав плагиоклаза изменяется от альбита (№ 8) до олигоклаза (№ 17), редко достигает состава андезина (№ 32). Большей частью плагиоклаз бывает замещен серицитом, хлоритом, реже сосюритом и карбонатами, в зоне выветривания он каолинизирован. Единично встречаются вкрапленники биотита (скв. Шахматная-2). Они мелкие, короткопластинчатой формы, резко плеохроируют от темно-бурого по  $Ng$  до соломенно-желтого по  $Nr$ . Иногда биотит заметно деформирован и расщеплен по спайности, сложно изогнут и в какой-то мере замещен карбонатом.

Основная масса породы аллотриоморфная, сферолитовая и реже пойкилитовая. Состоит она из щелочного полевого шпата и кварца. Полевой шпат (ортоклаз) пелитизирован, местами образует сростания, в которых присутствует кварц. Иногда зерна ортоклаза и кварца содержат пойкилитовые вростки плагиоклаза. Последний обычно серицитизирован, пелитизирован, иногда каолинизирован. Из аксессуарных постоянно отмечаются циркон, апатит, сфен.

Кварцевые порфиры, вскрытые на Моисеевской и Восточно-Моисеевской площадях, содержат ксенолиты лав основного состава, а также участки буровато-зеленого палагонита, развивавшегося по вулканическому стеклу.

Кварцевые порфиры сопровождаются пирокластическими породами — кристаллолитокластическими и витролитокластическими туфами, брекчиями, иногда обнаруживающими грубофлюидальную текстуру. В разрезе обычно пирокластические породы перекрывают лавы, как это имеет место в разрезе скв. Моисеевская-2 (мощность разреза — 80 м).

В верхних частях разрезов эти породы почти повсеместно выветрелые, по ним развиваются каолинит, серицит и карбонаты.

**Фельзитовые альбитофиры и фельзитовые порфиры** встречены на Иркинской, Шингинской, Моисеевской и Восточно-Моисеевской площа-

дах. Это светлые розовато-серые и зеленовато-светло-серые породы с ясно выраженным порфировым, а в отдельных случаях — гломеропорфировым, строением, в своей верхней части выветрелые. В шлифах породы явно порфировые, основная масса в них микропайкилитовая, фельзитовая или же сферолитовая, текстура массивная и флюидальная. Вкрапленники, составляющие 15—20% объема породы, представлены деанортизированным плагиоклазом-альбитом (№ 3—5) и реже ортоклазом. Нередко они образуют неправильной формы гломеровые сростки. Форма их короткопризматическая, таблитчатая. Большинство вкрапленников плагиоклаза серицитизировано, пелитизировано, а в зоне выветривания они замещены каолинитом, сидеритом. Кристаллы ортоклаза часто содержат пертитовые вроски альбита. Основная масса этих пород по своим структурным особенностям неодинакова: в одних местах (Моисеевская площадь) она типично фельзитовая, сложенная мельчайшими, нечетко обособленными агрегатами ортоклаза и кварца, а в других — более раскристаллизована и напоминает микрогранитовую. Иногда в основной массе наблюдаются более крупные кварцевые зерна с микропайкилитовыми вросками плагиоклаза. В породах, вскрытых на Инкинской площади, отмечается слабое метаморфическое изменение: развитие тонких скоплений эпидота, бледно-зеленого тонкошестоватого актинолита и окварцевание. Интенсивно окварцованный фельзитовый порфир встречен на Моисеевской площади, кварц здесь представлен тонкими различно ориентированными жилками, а также неправильной формы скоплениями, иногда ориентированными по направлению флюидальности.

**Кварцевые кератофиры** выявлены на Вартовской и Инкинской площадях. Внешне это розовато-серые, массивные, однородные породы. В шлифах обнаруживают порфировую структуру с микропайкилитовой основной массой. Вкрапленники составляют около 20% породы. Представлены они ортоклазом короткопризматической и таблитчатой формы. Наряду с одиночными выделениями иногда встречаются гломеропорфировые сростки ортоклаза. Размер вкрапленников 0,5—1,5 мм. Отчетливо выражено метасоматическое замещение ортоклаза шахматным альбитом. Участками вкрапленники ортоклаза нацело бывают замещены буроватыми плотными агрегатами карбоната и серицита. Основная масса породы представлена изометричными зернами кварца, пронизанными тонкими, длинными, беспорядочно ориентированными микролитами полевых шпатов, а также мелкими зернами магнетита. Пирокластические аналоги кварцевых кератофиров в разрезе скважин не встречены. В данном случае, по-видимому, мы имеем дело с приповерхностными телами типа куполов.

### Вулканыты траповой формации (пермо-триас)

По своим петрохимическим свойствам, минеральному составу и геологическому положению они, в общем, близки к трапам Сибирской платформы. Такие же образования давно известны и в более западных районах, непосредственно примыкающих к восточному склону Урала [101].

На рассматриваемой территории базальтовые породы размещены в верхней части промежуточного комплекса. Они образуют покровы, потоки, интрузивные залежи и, вероятно, дайки. Последние, может быть, являются корневыми частями эффузивов и фиксируют собой разломы, по которым изливались лавы.

Возрастное положение этих пород рассмотрено в главе III. Приведенные там доказательства пермо-триасового возраста основных вул-

канитов достаточно убедительны и не требуют каких-то дополнительных аргументаций.

Породы базальтового ряда мы рассматриваем как вулканиты трапповой формации, подчеркивая тем самым не только сходство их с траппами Сибирской платформы, но и ряд присущих им специфических особенностей. Прежде всего это породы, претерпевшие незначительную дифференциацию. Выделенные здесь разновидности: базальты, андезитобазальты, оливин-пироксеновые порфириты, долериты, габбро-долериты и конга-диабазы — различаются, как нетрудно заметить, только по структурно-текстурным признакам, вещественный же состав их очень близок. Другая важная особенность этих образований — почти полное отсутствие среди них пирокластических составляющих, которые появляются обычно при извержениях вулканов центрального типа. Это обстоятельство позволяет предполагать, что основная масса вулканитов трапповой формации связана с крупными разломами, служившими путями движения магматических расплавов из подкоровых глубин к земной поверхности.

Заметим, что характер формирования зеленокаменных вулканитов среднего — верхнего палеозоя совершенно иной. Покровы и потоки этих пород возникали в результате деятельности вулканов центрального типа и сопровождались пирокластикой.

В отличие от зеленокаменных вулканитов, породы трапповой формации очень хорошо сохранились. Главные породообразующие минералы в них свежие и почти не затронуты вторичными изменениями. А если и появляются в породе какие-то вторичные продукты, то они обычно представлены единичными выделениями и очень редко встречаются их агрегатные скопления. Во многих разновидностях базальтов сохранилось вулканическое стекло. Это одно из убедительных доказательств того, что региональный метаморфизм на породе трапповой формации не оказывал сколько-нибудь значительного влияния.

**Базальты** встречены на Ярской и Ледовой площадях. Это плотные, крепкие, часто миндалекаменные, порфировидные породы зеленовато-серого, буровато-темно-серого и почти черного цвета, в верхней части разрезов базальты нередко выветрелые, окраска их серо-зеленая до вишнево-фиолетовой (за счет ожелезнения). Под микроскопом в них обнаруживаются интерсертальные (рис. 41), микропайклитовые, гиллоофитовые, иногда нечетко-порфировидные структуры и миндалекаменные, реже массивные текстуры. Миндалины округлой, неправильной и амёбовидной формы, размер их достигает 15 мм, обычно же 3—7 мм. Выполнены миндалины хлоритом, халцедоном, кальцитом, цеолитами. Иногда наблюдается концентрическое и скорлуповатое строение миндалин: перистый халцедон перемежается с тонкими кальцитовыми зонками и оторачивается серпентином и цеолитами. Количество миндалин в породе колеблется от нескольких до 15—20%.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и оливинном, иногда моноклинный пироксен отсутствует (скв. Таежная-211), в отдельных образцах базальтов из скв. 2 Александровской площади встречаются базальтическая роговая обманка и биотит. Процентные соотношения породообразующих минералов следующие: плагиоклаз 45—55%, оливин 0—20%, моноклинный пироксен 0—15%, вулканическое стекло до 15—20%; вторичные продукты: карбонат, серпентин, боулингит, иддингсит, кварц и халцедон, цеолиты, серицит, хлорит, лейкоксен; акцессорные — магнетит, пльменит, апатит.

Плагиоклаз встречается в виде вкрапленников призматической формы размером 1—3 мм. Отчетливо выражена в плагиоклазе полисинтетическая двойниковая структура, иногда нечеткая зональность. По составу это лабрадор (№ 60—68), реже битовнит (до № 80), в отдель-



Рис. 41. Базальт с интерсертальной структурой. Ярская площадь. Николи +, ув. 60.

ных разностях андезито-базальтов состав плагиоклаза приближается к андезину. Выделения плагиоклаза почти всегда свежие, лишь в редких случаях в нем видны единичные чешуйки серицита. Раздробленные кристаллы секутся тонкими жилками бледно-зеленого хлорита. В породах, подвергшихся выветриванию, плагиоклаз нацело или частично бывает замещен кальцитом, каолинитом, серицитом, в меньшей степени кварцем и хлоритом.

Оливин в свежем виде встречается исключительно редко. Его кристаллы размером 0,3—1,5 мм бочонковидной, ромбовидной и изометричной формы разбиты многочисленными трещинками, по которым развиваются бурые гидроокислы железа и серпентин. В одних породах оливин замещается зеленоватым, зеленовато-буроватым боулингом и халцедоном, в других — серпентином, карбонатом и магнетитом, в третьих — бурым идингситом. Моноклинный пироксен обычно свежий, представлен индивидами неправильной формы, размер их 0,5—1,5 мм. В крупных кристаллах клинопироксена встречаются пойкилитовые вроски плагиоклаза. В шлифах слабо-зеленоватый, почти бесцветный, либо слабо-буроватый с фиолетовым оттенком. Судя по оптическим свойствам ( $2V=58-62^\circ$ ,  $cNg=50-54^\circ$ ;  $Ng^1-Np^1=0,027$ ), пироксен представлен авгитом. Часто его зерна оказываются катаклазированными. Отмечаются карбонатизация и хлоритизация пироксена (в зоне выветривания). В интерстициях между зернами породообразующих минералов встречается вулканическое стекло черно-бурого цвета, иногда оно в той или иной мере замещено бледно-зеленым хлоритом, импрегнировано мелкими зернами магнетита и ильменита. Встречаются длинные одиночные призмочки апатита.

Несколько иначе выглядит базальт, вскрытый скв. Ярская-1. Здесь среди измененных базальтовых афиритов встречен очень свежий порфировый базальт зелено-серого цвета с пилэтакситовой основной массой. Вещественный состав и процентные соотношения минералов в нем несколько иные, чем у вышеописанных пород. Плагиоклаза содержится около 45%, моноклинного пироксена (авгита) — 30%, оливина — 9%, магнетита — до 10%, вулканического стекла — до 7%. Все перечислен-

ные минералы очень свежие, за исключением опять-таки оливина, полностью замещенного илдингситом. Плагноклаз в этом базальте отвечает составу лабрадора (№ 59).

Породы этой группы подверглись гипергенному изменению, они интенсивно преобразованы, замещены минеральной ассоциацией, характерной для коры выветривания.

**Андезито-базальты** и сопровождающие их ширококластические аналоги установлены на Ярославской площади. Здесь они перемежаются в разрезе с базальтами, свидетельствуя о некоторой дифференциации лавы. Это зелено-темно-серые, со слабым буроватым оттенком породы, плотные, тонкозернистые, очень крепкие, рассечены многочисленными карбонатами и хлоритовыми жилками. В шлифах породы обнаруживают порфиристую структуру с интерсертальной и пилотакситовой основной массой. Текстура пород такситовая, обусловленная неравномерной зернистостью основной массы.

Фенокристаллов немного, представлены они слабо серицитизированным плагноклазом (андезин № 48—54), бурой роговой обманкой ( $cNg=24^\circ$ ,  $2V=-72^\circ$ ), единично биотитом и моноклинным пироксеном. Основная масса слагается субпараллельно расположенными лейстами и микролитами плагноклаза, изометричными зернышками моноклинного пироксена (близкого по составу к диопсид-авгиту) и магнетитом. Среди этой тонкозернистой массы встречаются участки с интерсертальной, переходной к микродиабазовой, структурой. По-видимому, эти участки представляют собой реликты базальта, переработанного впоследствии магматическим расплавом несколько более кислого состава.

Эксплозивными аналогами этих пород являются туфы кристаллолитокластические и литовитрокластические, серовато-бурого и вишневого цвета, иногда они пестро окрашены, пятнистые. Структура их кристаллолитокластическая, витролитовая и литовитрокластическая. Размер обломков 0,1—3 мм. Обломки угловатой формы, представлены вулканическим стеклом, основной массой эффузивов среднего и основного состава, в небольшом количестве присутствуют осколки кристаллов плагноклаза и пироксена. Цементирующая масса составляет до 15% объема породы, она состоит из хлорита и тонкораспыленного рудного минерала.

**Оливин-пироксеновые порфириды** характеризуются миндалекаменным сложением, темной до черно-серой окраской; очень крепкие, моноклинные, свежие. Встречены они на Ново-Троицкой площади. Под микроскопом породы обнаруживают порфиристую и гломеропорфиристую структуры с интерсертальной основной массой. Для породы особенно характерна миндалекаменная текстура, обусловленная наличием большого числа миндалинок неправильной формы, размером 0,2—1,5 мм, выполненных крупными зелено-желтыми зернами эпидота и тонкоочагчатым бледно-зеленым хлоритом.

Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном и, вероятно, оливином (?), размеры их 0,3—1,5 мм, иногда они состоят из нескольких сросшихся зерен, обуславливая тем самым гломеропорфитовое строение. Для моноклинного пироксена (авгита) свойственна короткопризматическая, близкая к изометричной, форма. Минерал бесцветный, иногда неотчетливо зонален. Вкрапленники пироксена в породе составляют 10—17%. Единично встречаются псевдоморфозы серпентина и хлорита, окруженные тончайшими выделениями рудного минерала. Вероятно, первично это был оливин.

Основная масса пород сложена беспорядочно ориентированными тонкими лейстами плагноклаза, между которыми находятся изометричные зерна моноклинного пироксена, сыпь магнетита и в небольшом количестве хлорит.

**Габбро-долериты** — очень свежие монолитные породы зеленовато-серого цвета. Встречены они на Калиновой (скв. 1) и Куль-Еганской (скв. 1) площадях. В шлифах порода характеризуется офитовой, переходной и габбровой структурой (рис. 42), массивной текстурой. Минеральный состав породы следующий: плагиоклаз (50—60%), клинопироксен (30—35%), оливин (от единичных зерен до 10%), кварц (0—3%), ортоклаз (0—10%), рудный минерал (до 2%). Плагиоклаз (лабрадор № 55—65) образует кристаллы призматической, таблитчатой формы, очень свежий, иногда с зональным строением. Отдельные его кристаллы изредка секутся тонкими жилками хлорита. Пироксен, в отличие от плагиоклаза, встречается не только свежим, но и иногда довольно сильно разложившимся и замещенным агрегатами карбоната, хлорита, сетется прожилками серпентина, окаймляется оторочками хлорита и боулингита. Менее измененный пироксен встречен на Куль-Еганской площади, он слабо буроват, образует крупные (до 4 мм) зерна неправильной формы. Вместе с ним встречается довольно свежий оливин. В небольшом количестве присутствуют кварц и ортоклаз в микропегматитовом прорастании. В ряде образцов ортоклаз встречается даже в отдельных ксеноморфных зернах, слабо буроватых в проходящем свете (Куль-Еганская площадь). В значительном количестве присутствует мелкозернистый магнетит.

**Конга-диабазы** встречаются на Можанской и Верх-Тарской площадях. Породы буровато-темно-серого цвета, очень свежие, крепкие, плотные, однородные, блестящие на изломе. На Верх-Тарской площади по конга-диабазам развивается кора выветривания мощностью до 23 м.

В шлифах породы имеют диабазовую структуру и состоят из плагиоклаза (43—47%), моноклинного пироксена (25%), роговой обманки (3—5%), биотита (2—7%), микропегматитовых сростков кварца и щелочного полевого шпата (до 7%), оливина (?) (до 5—7%), магнетита и ильменита (до 10%); апатит — в единичных зернах. Вторичные: хлорит, карбонаты, идингсит, лейкоксен, актинолит, серицит.



Рис. 42. Габбро-долерит с офитовой структурой. Калиновая площадь. Николн +, ув. 60.



Плагноклаз представлен кристаллами короткопризматического и призматического габитуса. редко оказывается сложным зернами неправильной формы, размер их 0,3—2,0 мм. Видна отчетливо двойниковая структура и нечеткая зональность. Плагноклаз очень свежий. По составу это андезин-лабрадор № 48—55. Иногда зерна плагноклаза секутся тонкими жилками хлорит-кальцитового состава. Моноклинный пироксен образует кристаллы неправильной и короткопризматической формы, размером 0,1—0,7 мм. В породах из Можанской скважины он свежий, слабо буроватый ( $cNg=42^\circ$ ,  $2V=56^\circ$ ). Местами пироксен обрастает реакционными каемками роговой обманки. В породах из скв. 2 Верх-Тарской площади отмечается замещение пироксена тонкоагрегатными скоплениями лейкоксен-карбонатного состава. Роговая обманка сложена зернами неправильной формы, размером 0,1—0,3 мм. Она буровато-зеленая в шлифах, резко плеохроирует от зеленовато-бурого по  $Ng$  до светло-желтого по  $Np$ ,  $cNg=13—15^\circ$ . Роговая обманка часто бывает приурочена к периферии зерен пироксена, иногда прорастается пластинками биотита и обрастает, в свою очередь, тонкошестоватым бледно-зеленым актинолитом. Биотит встречается в виде мелких красновато-бурых пластинок, он довольно свежий и только иногда слабо хлоритизирован, размер его пластинок — до 0,15 мм. В породе встречаются участки, нацело замещенные вторичными минералами — хлоритом, идинокситом, актинолитом, кальцитом. Возможно, эти минералы развивались по оливину, но формы последнего не сохранилось. В значительном количестве встречается магнетит. В интерстициях порообразующих минералов наблюдаются тонкие микропегматитовые сростания кварца и ортоклаза. Появление микропегматитовых сростков в породах основного состава отмечается в верхней части интрузивного тела и объясняется явлениями фракционной дифференциации.

На Верх-Тарской площади в верхней части разреза по конгладиазам развита кора выветривания карбонат-кварц-каолинитового состава.

**Долериты** встречаются на Таежной, Ледовой и Нань-Яхской площадях. Породы свежие, темно-серого до черного с зеленоватым оттенком цвета. В верхней части разреза Нань-Яхской площади отмечается наличие миндалин и слабое выветривание пород.

По структурным особенностям и минеральному составу долериты между собой несколько различаются. Так, долериты, встреченные на Таежной и Ледовой площадях, обладают толентовой структурой (рис. 43). Минеральный состав их следующий: плагноклаз (50—60%), моноклинный пироксен (15—30%), оливин (0—20%); вторичные: хлорит, сосюрит, лейкоксен, серицит; аксессуарные: апатит, ильменит-магнетит. Плагноклаз здесь резко идиоморфный, призматический и длиннопризматический, очень свежий, несет отчетливое полисинтетическое двойникование, нечетко зонален. В очень небольшом количестве и далеко не всегда по плагноклазу развивается тонкочешуйчатый серицит. По составу это лабрадор № 59 или битовнит № 75—79. В другом долерите (Ледовая площадь) плагноклаз, наоборот, интенсивно хлоритизирован и сосюритизирован, по составу соответствует лабрадору № 54. Моноклинный пироксен призматический и реже изометричной формы, замещается буроватым тонкочешуйчатым идинокситом. Зерна оливина полностью замещены тонкой смесью карбонатов и серпентина, а также рассеяны жилками хлорит-серпентинного состава. Аксессуарные представлены призмочками апатита, зернышками ильменита и магнетита.

Несколько отличны от вышеописанных долериты, встреченные на Нань-Яхской площади. В них просматриваются гломеропорфировая, офитовая, участками переходящая в пойкилоофитовую, структуры (рис. 44). Гломеропорфировые выделения размером до 1 мм представлены плагноклазом (лабрадор № 61). Он свежий, аналогичен описан-

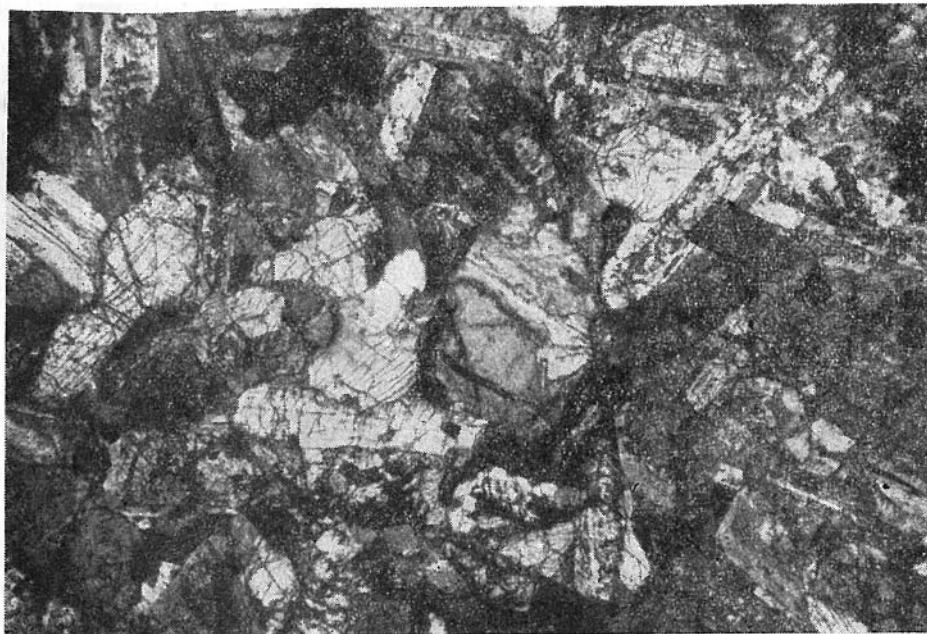


Рис. 43. Долерит с толентовою структурой. Ледовая площадь. Николи +, ув. 60.

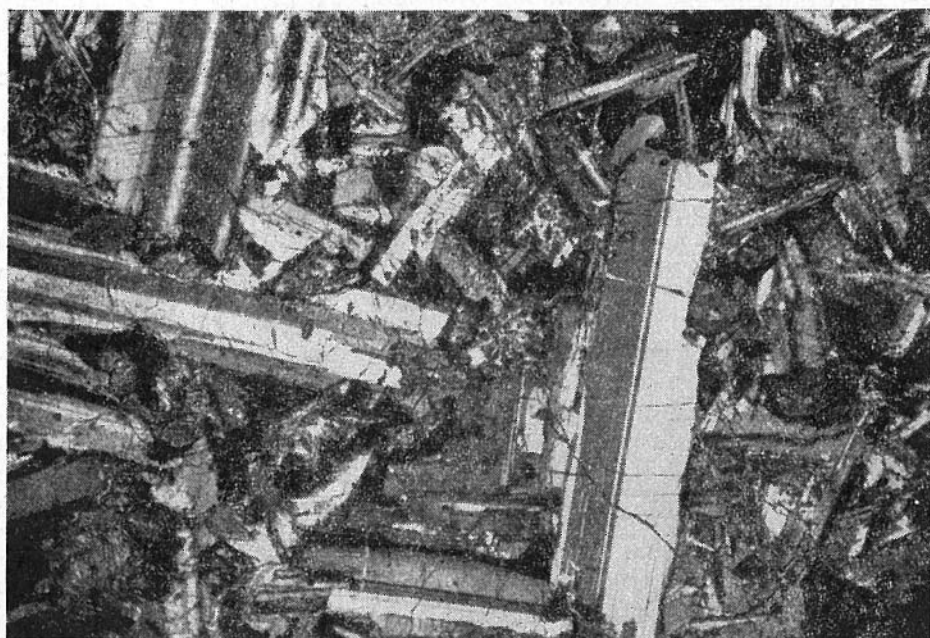


Рис. 44. Долерит с гломеропорфировою структурой. Нань-Яхская площадь. Николи +, ув. 60.

ным выше. Моноклинный пироксен (авгит) буровато-серого цвета, слабо плеохроирует от зеленовато-серого по  $N_g$  до бесцветного по  $N_r$ ;  $cN_g = 51^\circ$ . Сложен ксеноморфными зернами, содержащими пойкилитовые включения плагиоклаза. Оливин встречается в коротких бочонковидной формы кристаллах, нацело замещен буровато-зеленым иддингси-

том. Подмечено, что вверх по разрезу в породе появляются миндалины овальной и неправильной формы, размером 0,2—1,5 мм. Выполнены они кальцитом, хлоритом и кремнистым веществом. Характерны интенсивная карбонатизация пород и развитие карбонат-хлоритовых и каолинитовых агрегатов, тонких хлоритовых и кальцитовых жилков.

## Глава VII

### МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На данном этапе изучения перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений промежуточного комплекса Западно-Сибирской плиты геохимические исследования имеют решающее значение.

Во-первых, из верхней части промежуточного комплекса на ряде площадей уже получены нефти, которые многие считают мигрировавшими из мезозоя. В связи с этим понадобилось провести комплекс таких определительских работ, которые позволили бы судить о генетических связях палеозойских нефтей с мезозойскими, а также с битумоидами из палеозойских отложений и тем самым решить вопрос о генетической самостоятельности палеозойских нефтей и, следовательно, о нефтеносности палеозойских отложений. С этой целью была использована серия геохимических методов, дающих возможность сравнивать нефти между собой и с битумоидами.

Во-вторых, поскольку в палеозое промежуточного комплекса еще нет разведанных месторождений, количественная оценка перспектив нефтегазоносности его может быть дана только на основе объемно-генетического метода, применение которого требует проведения массовых определений небольшого набора геохимических показателей, таких как содержания в породах органического углерода и битумоидов, а также некоторые данные о составе битумоидов.

Ниже приводится краткое описание методик, применявшихся при исследовании нефтей и битумоидов. Общая схема исследования нефтей показана на рис. 45.

**Плотность нефтей и их фракций** определялась пикнометрическим методом в малых навесках, по стандартной методике [12].

**Температурная разгонка нефтей** производилась от начала кипения до 550°С с отбором фракций через каждые 50°С, начиная с 200°С. Бензиновая часть (до 200°С) отгонялась при атмосферном давлении в стандартном аппарате для дробной перегонки. Более высококипящие фракции отгонялись при перегонке в вакууме с остаточным давлением 1 мм рт. ст. Несмотря на это, некоторые нефти обнаруживали признаки разложения при температурах ниже 550°С. В таких случаях перегонка прекращалась.

**Адсорбционная хроматография нефтей** производилась в основном по методике, заимствованной в ИОФХ Казанского филиала АН СССР. Отбензиненная и освобожденная от асфальтенов нефть хроматографировалась на двухступенчатой колонке, заполненной силикагелем марки АСК с величиной зерен 0,2—0,5 мм. Количественное отношение нефти к силикагелю 1:15. Десорбция углеводородных компонентов осуществлялась деароматизированной фракцией бензина (60—80°С) до полной потери окрашивания у вытекающего из колонки бензина.

Смолистая часть разделялась на три группы путем последовательной десорбции четыреххлористым углеродом, бензолом и спирто-бензолом. Углеводородная часть разгонялась в вакууме с остаточным давлением 1 мм рт. ст. на две фракции: 200—350°С и выше 350°С.

Фракция выше 350°С делилась на двухступенчатой колонке, за-

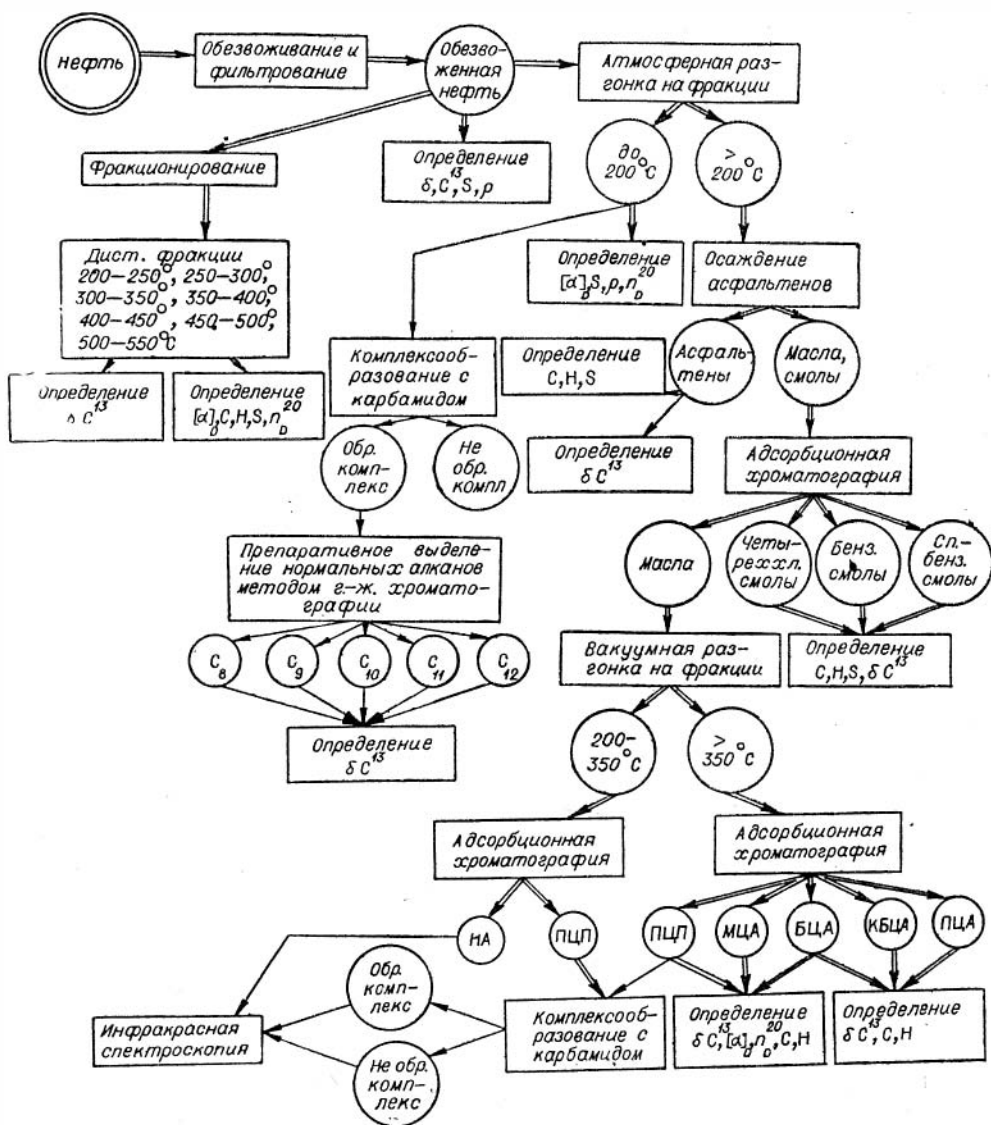


Рис. 45. Схема исследования нефтей.  
 Двойной линией показаны массовые анализы, одной — единичные.

полненной силикагелем марки АСК с отношением фракции к силикагелю 1:50. Выделялись следующие углеводородные группы: 1) парафины и циклопарафины (ПЦП), 2) моноциклическая ароматика (МЦА), 3) неконденсированная бициклическая ароматика (НБЦА), 4) конденсированная бициклическая ароматика (КБЦА), 5) полициклическая ароматика (ПЦА).

В качестве десорбентов соответствующих углеводородных групп последовательно использовались следующие растворители: 1) деароматизированный бензин (фракция 60—80°С), 2) смесь бензина и бензола (1:1), 3) то же, (1:3), 4) бензол, 5) спирто-бензол.

Границы между перечисленными выше углеводородными группами устанавливались по показателю преломления, определявшемуся на рефрактометре ИРФ-22.  $n_D$  для ПЦП — < 1,4900, для МЦА — 1,4900—1,5300, для НБЦА — 1,5300—1,5900 и для КБЦА — > 1,5900. Промежуточные фракции хроматографировались вторично при отноше-

нии фракции к силкагелю 1:100 и вновь диагностировались по показателю преломления.

Фракция 200—350°С делилась на такой же колонке на две углеводородные группы: 1) парафины и циклопарафины, 2) нафто-ароматические углеводороды.

Первая фракция десорбировалась деароматизированным бензином (60—80°С), вторая — бензолом.

**Содержание углерода и водорода** в битумонах и фракциях нефтей определялось методом сжигания в токе кислорода по стандартной методике [68].

**Содержание серы** определялось экспрессным методом, посредством эмиссионного спектрального анализа на вакуумном квантометре «Квантовак-1500 В» [67]. В качестве эталонов использовались нефти, в которых содержание серы многократно определялось по стандартной методике с использованием меди. Битумонды, а также твердые и вязкие фракции нефтей, растворялись в бензоле. Определения серы производились в растворе с последующим пересчетом на исходную пробу.

**Суммарное содержание кислорода и азота** определялось по разности. В некоторых пробах битумондов сера не определялась из-за малого выхода битумонда. В таких случаях по разности получалась сумма всех гетероэлементов (кислород, азот, сера).

**Выделение нормальных парафинов** из парафино-циклопарафиновых фракций нефтей производилось по стандартной методике, основанной на комплексообразовании с карбидом [12]. В качестве активатора для фракции 200—350°С использовался метиловый спирт, а для фракции выше 350°С — этиловый спирт.

**Выделение индивидуальных нормальных алканов** производилось посредством препаративной газожидкостной хроматографии. Сначала из фракции до 200°С выделялись нормальные алканы по методике, описанной выше. Затем на препаративном хроматографе ПАХВ-05 выделялись индивидуальные нормальные алканы от C<sub>7</sub> до C<sub>12</sub> включительно: гептан, октан, нонан, декан, ундекан, додекан. Основные условия и рабочий режим: неподвижная фаза — сквалан (20%), твердая фаза — порошок III (фракция 0,2—0,5 мм), газ-носитель — гелий, колонка стальная (длина 6 м, внутренний диаметр 10 мм), температура колонки 150°С.

**Выделение бензола и толуола** выполнено тоже на препаративном хроматографе ПАХВ-05. Сначала фракция 80—115°С освобождалась от нормальных алканов. Затем производилось разделение ее на препаративной колонке длиной 6 м. Стационарной фазой служил сквалан, нанесенный на порошок с 20%-ным отношением. Газ-носитель — гелий. Расход — 0,8 л в минуту. Температура колонки 80°С. Идентификация получаемых ароматических соединений проводилась методом добавления индивидуальных соединений.

**Инфракрасные спектры поглощения** снимались на спектрофотометре UR-10 (ГДР) при следующих условиях: призма — NaCl, щель — 3,4 мм, усиление — 9,4, время записи — 160 см<sup>-1</sup>/мин, время пробега пера — 16 с, масштаб по оси абсцисс — 10 мм/100 см<sup>-1</sup>, область спектра — 700—3100 см<sup>-1</sup>.

При изучении парафино-циклопарафиновых углеводородов снимались спектры неразбавленных фракций. Использовались неразборные кюветы с толщиной исследуемого слоя 0,025 мм. Интерпретация спектров проводилась путем сравнения положения, интенсивности и формы полос на исследуемых спектрах и на спектрах эталонных веществ (н-тридекан, н-тетрадекан, сквалан), а также по литературным данным [80].

Для получения ИК-спектров битумондов использовались разборные кюветы из NaCl. В качестве основных параметров для изучения и

сравнения спектров битумоидов были приняты интенсивности трех полос поглощения: 1740, 1720—1700 и 1600 см<sup>-1</sup>. Для устранения ошибки, которая вполне вероятно из-за неточности в приготовлении слоя образца, использовались значения оптической плотности, измеренной при данной длине волны, к оптической плотности, измеренной в максимуме полосы 1460 см<sup>-1</sup>. Поглощение при 1460 см<sup>-1</sup> связи С—Н является мерой количества органического вещества и пропорционально толщине слоя. Измерение интенсивностей проводилось в максимумах полос по методу «базисной линии» [43, 44].

**Экстракция битумоидов** из пород производилась хлороформом при комнатной температуре с использованием центрифуги «Хирана» и аппарата для перемешивания жидкостей АП-1.

Эта методика в основном заимствована у СНИИГГиМСа [71]. Ниже рассматриваются только отличия от этой методики. В соответствии с техническими данными центрифуги «Хирана» время центрифугирования сокращено с 12 до 5—6 мин. Для ускорения обработки крупных и высокобитуминозных образцов, пробы до центрифугирования неоднократно перемешивались с хлороформом, каждый раз в течение 30 мин. Вначале на 100 г породы бралось 200 мл хлороформа, а последующие порции свежего растворителя сокращались до 100 мл, поскольку проба смачивалась первой порцией.

Полнота извлечения из пород битуминозных компонентов при высоких концентрациях контролировалась по обесцвечиванию фильтрата, а при низких — по исчезновению люминесценции. Экстракты освобождались от растворителя на водяной бане и доводились до постоянного веса в сушильном шкафу при температуре 60°С и в вакууме 450 мм рт. ст.

**Групповой состав битумоидов** определялся методом адсорбционной хроматографии, разработанным по ВНИГРИ (1970 г.). Сначала осаждаются асфальтены. Затем они отмываются от масел и смол и растворяются хлороформом. Деасфальтизированный битумоид разделяется на колонках, заполненных силикагелем марки АСК. В качестве элюатов применялись деароматизированный бензин (45—60°С), бензол и спирто-бензол, которые последовательно вымывали масла, бензольные смолы и спирто-бензольные смолы. Масла доводились до постоянного веса при 40°С без вакуума, а смолы и асфальтены — при 60°С и вакууме 450 мм рт. ст.

**Оптическая активность нефтей и битумоидов** изучалась по величине оптического вращения  $[\alpha]$ , измерявшейся на круговом поляриметре «СМ» с точностью отсчета угла по лимбу прибора 0,05°. При этом использовалась трубка длиной 5 см и внутренним диаметром 0,8 см. Объем исследуемой жидкости составлял примерно 2 мл.

Оптическое вращение измерялось у температурных и углеводородных фракций нефтей и у масляных фракций битумоидов. Непрозрачные фракции, а также твердые парафинистые фракции, приходилось растворять в оптически неактивных растворителях. Оптическая активность дистиллятов нефтей рассчитывалась по оптической активности температурных фракций на основе принципа аддитивности.

«Наблюдаемое вращение» получалось путем сравнения отсчетов поляриметра с пустой трубкой и с трубкой, заполненной пробой. Удельное вращение рассчитывалось по формуле

$$[\alpha]_D = \frac{100 \cdot \alpha}{l \cdot c},$$

где  $\alpha$  — наблюдаемое вращение в градусах;

$l$  — толщина светопроводящего слоя (т. е. длина трубки);

$c$  — вес исследуемого вещества в г/100 мл раствора;

$D$  — длина волны применяемого света (в нашем случае длина волны линии натрия).

**Измерение отношений стабильных изотопов углерода** в нефтях, фракциях, индивидуальных углеводородах и в битумоидах производилось на масс-спектрометре МИ-1301, модернизированном для прецизионных измерений методом раскомпенсации.

В качестве лабораторного стандарта было выбрано диффузионное масло Д-1 с  $\delta C^{13} = -2,500 \pm 0,005\%$  (по международному стандарту PDB). Этот стандарт по изотопному составу углерода близок к изучаемым нефтям и битумоидам, что позволяет обеспечивать достаточную точность измерений, удобен при сжигании в силу малого парциального давления паров при нормальных условиях, сохраняет стабильный изотопный состав при длительном хранении.

Изотопный состав углерода стандарта был определен по промежуточным стандартам и стандарту PDB независимо и в разное время в четырех советских лабораториях различных ведомств, а также доктором Г. Штилем в Центральном институте изотопов ГДР (г. Лейпциг). Кроме того, он проверен по 2,6-двууксусной кислоте с известным изотопным составом, любезно предоставленной нам доктором М. Зелинским из Ягелонского университета (г. Краков, ПНР).

При измерении изотопного состава углерода фракций нефтей и индивидуальных углеводородов в качестве промежуточных стандартов использовались сами нефти, из которых были выделены фракции и углеводороды. Тем самым повышалась надежность сравнения всех данных, относящихся к одной и той же нефти. В тех случаях, когда те или иные два объекта слабо различались по  $\delta C^{13}$ , а по условиям геохимической интерпретации было важно определить, какой из них по углероду тяжелее, проводились новые серии измерений одновременно двух объектов, один из которых принимался за промежуточный эталон.

Сжигание проводилось в реакторе с принудительной циркуляцией кислорода за счет изменения удельного веса кислорода при нагревании его в наклонных трубках реактора [53]. Зона сжигания образца нагревалась наружной водородной горелкой. Уплотнение кварцевого реактора к стенду осуществлялось с помощью специального зажима на резиновой прокладке. Кислород для сжигания образцов и стандарта взят из атмосферы (в баллонах).

Для правильного построения измерительных схем, которые позволили бы получать необходимую точность измерения (порядка сотых долей процента), были проанализированы схемы, используемые как в других лабораториях, так и в нашей. Первая попытка анализа ошибок измерения компенсационной схемы, предложенной М. С. Чупахиным [156], была предпринята В. И. Устиновым и В. А. Гриненко [149]. Приведенная ими величина случайных ошибок составляет 0,04%. Таким об-

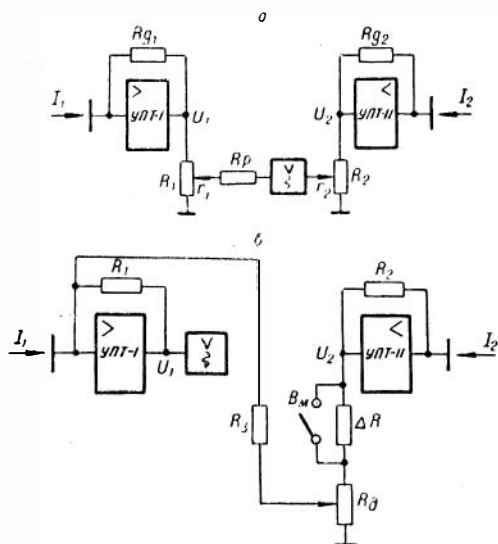


Рис. 46. Схемы измерения изотопных отношений методом раскомпенсации при включении измерительного прибора в диагональ измерительного моста (а) и на выходе УПТ-1 и подаче напряжения компенсации на вход УПТ-1 (б).

разом, впервые было показано, что схема измерения, показанная на рис. 46 а, не может дать большей точности, хотя в публикуемых нами же данных приводятся величины порядка 0,01 %.

Проведенный нами анализ данной схемы показывает, что величина 0,04 % является явно заниженной оценкой случайных ошибок. Так, при реальном входном сопротивлении  $R_p = 100$  Ом и сопротивлениях компенсирующих плеч  $R_1 = 700$  Ом,  $r_1 = 150$  Ом,  $R_2 = 1000$  Ом и  $r_2 = 101$  Ом [149], т. е. при сбалансированной схеме, на регистрирующем приборе будет зафиксирована следующая величина раскомпенсации:

$$U_p = \left( U_2 \frac{r_2}{R_2} - U_1 \frac{r_1}{R_1} \right) \frac{1}{1 + \frac{R_1}{R_p} \cdot \frac{K_1 - 1}{K_1^2} + \frac{R_2}{R_p} \cdot \frac{K_2 - 1}{K_2^2}}$$

где

$$K_1 = \frac{R_1}{r_1} \text{ и } K_2 = \frac{R_2}{r_2}.$$

Тогда относительная погрешность равна  $\varepsilon = (1 - \alpha) \cdot 100\%$ , где

$$\alpha = \frac{1}{1 + \frac{R_1}{R_p} \cdot \frac{K_1 - 1}{K_1^2} + \frac{R_2}{R_p} \cdot \frac{K_2 - 1}{K_2^2}}.$$

Величина относительной погрешности при указанных выше параметрах будет составлять примерно 70 % и чувствительность регистрирующего прибора ЭПП-09 при этом понизится в 3 раза.

Таким образом, данная схема не позволяет измерять с точностью лучшей, чем 0,05 %. А смещение «нулевой линии», линии первоначальной записи в случае облегченных образцов по отношению к стандарту, внесет дополнительные погрешности, поскольку опять же изменится чувствительность регистрирующего прибора.

На рис. 46, а приведена схема измерения, лишенная недостатков схемы, изображенной на рис. 46, б. Величина раскомпенсации  $U_1 = I_1 R_1 - I_2 R_2 \frac{K_2}{R_3} R_1$ . В этом случае включение регистрирующего при-

бора предусмотрено самой схемой измерения масс-спектрометра и погрешностей при этом не вносится. Однако флуктуации, вызывающиеся нестабильностью УПТ и других электрических параметров масс-спектрометра, и при этой схеме измерения не позволяют с достаточной точностью снимать показания с диаграммной ленты регистрирующего устройства. Поэтому для усреднения флуктуаций имеет смысл применять накопление выходного сигнала на конденсаторе. Предложенная нами схема накопления [52] удовлетворяла этим требованиям. Оставался нерешенным вопрос «флуктуации нуля». Новая схема измерения, показанная на рис. 47, лишена вышеперечисленных недостатков.

Принцип работы схемы накопления следующий. При переключении клапанов напуска «стандарт» — «образец» выходной сигнал с УПТ-I через ключи СК и НК, которые работают синхронно с клапанами, подается на конденсаторы  $C_1$  и  $C_2$ . Ключ СК предусмотрен для задержки поступления сигнала на конденсаторы на время переходных процессов в масс-спектрометре и усилителях (время стробирования). Сопротивлениями  $R_{u_1} - R_{u_2}$  задается необходимая постоянная времени накопления. Ключ НК подключает конденсаторы  $C_1$  и  $C_2$  для накопления сигналов «стандарт» и «образец» соответственно. Разность сигналов с конденсаторов  $C_1$  и  $C_2$  считывается на электрометр через



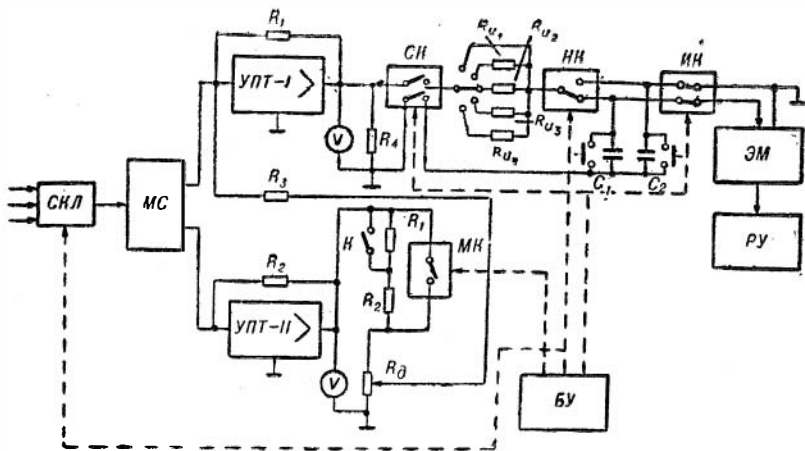


Рис. 47. Принципиальная блок-схема измерения слабых ионных токов методом накопления.

ключ НК во время стробирования. Выход электрметра подключен к регистрирующему устройству.

Измерительная схема построена так, что возникает возможность:

1) записи на диаграммной ленте разности отношений образца и стандарта, привязанной не к нулевой линии усилителя постоянного тока масс-спектрометра, а к нулевой линии регистрирующего устройства, которое практически не имеет дрейфа нуля по сравнению с усилителем;

2) большего напуска исследуемого газа (вместо 2В в имеющихся схемах — 5В), что увеличивает точность измерений;

3) уменьшения флуктуации измерительных устройств.

Результат измерений способом накопления вычисляется по формуле

$$\delta = \frac{\Delta U}{\Delta U_{\text{м}}} \cdot \frac{\Delta R}{\Delta R + R_{\theta}},$$

где  $\Delta U$  — напряжение раскомпенсации образец — стандарт;  $\Delta U_{\text{м}}$  — напряжение раскомпенсации масштаба;  $\Delta R$  — сопротивление, создающее раскомпенсацию для масштаба;  $R_{\theta}$  — делитель напряжения.

Погрешность измерения рассчитывается по формуле

$$\varepsilon = \frac{\Delta \delta}{\delta} = \frac{(\Delta U)'}{\Delta U} + \frac{(\Delta U_{\text{м}})'}{\Delta U_{\text{м}}} + \frac{(\Delta R)'}{\Delta R} + \frac{(\Delta R + R_{\theta})'}{\Delta R + R_{\theta}},$$

где  $(\Delta U)'$  и  $(\Delta U_{\text{м}})'$  — погрешности измерения напряжений, соответствующих величинам ионных токов образца и стандарта;  $(\Delta R)'$  и  $(\Delta R + R_{\theta})'$  — погрешности допуска сопротивлений.

Физические источники погрешностей способа накопления следующие.

1. Степень уравнивания напряжений, соответствующих более распространенному изотопу, создает погрешность, входящую в  $(\Delta U)'$ .

2. Погрешность компенсации напряжений, соответствующих массе 45, составляет погрешность гальванометра со шкалой 15 мВ и равна 1,5%. Она также входит в  $(\Delta U)'$ .

3. Погрешность калибровки масштабного сопротивления (0,5%), которая входит в  $(\Delta R)'$  и  $(\Delta R + R_{\theta})'$ .

4. Погрешность, создаваемая утечкой конденсаторов и реле накопительной системы, входит в  $(\Delta U)'$  и  $(\Delta U_{\text{м}})'$  и вычисляется по формуле

$$\delta U_{\text{вх}} = U_{\text{вх}} \left( 1 - \frac{R_{\text{ср}}}{R_{\text{ср}} + R_u} \right) = U_{\text{вх}} (1 - 0,97),$$

где  $R_{\text{ср}}$  — сопротивление утечки конденсатора и реле, равное  $1,93 \cdot 10^8$  Ом;

$R_u$  — сопротивление RC цепи, равное  $5 \cdot 10^6$  Ом.

Максимально возможная суммарная погрешность измерений методом накопления  $\varepsilon = 10\%$ .

Результаты вычисления подтверждаются практическими измерениями как для «облегченных» образцов, так и для «тяжелых». Реальная погрешность, полученная из статистических данных, находится в пределах погрешности, вычисленной теоретически.

В табл. 18 даны результаты измерений раскомпенсации «образец» — «стандарт», списанные с диаграммной ленты и вычисленные по отношению масштаба  $\delta C^{13} = x_i$ , арифметическая погрешность  $(\bar{x} - x_i)$  и ее квадрат  $(\bar{x} - x_i)^2$ . В результате вычислений имеем относительную погрешность измерений

$$\varepsilon = \frac{\Delta \bar{x}}{\bar{x}} \cdot 100 = \frac{0,02}{0,82} \cdot 100 = 2,4\%.$$

Зная среднюю относительную погрешность

$$S_n = \sqrt{\frac{\sum_1^n (\bar{x} - x_i)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{0,0086}{17}} = 0,0225,$$

и определив коэффициент Стьюдента для заданной доверительной вероятности ( $\alpha = 0,95$ ) и известного числа измерений ( $n = 18$ ,  $t = 2,1$ ), вычислим доверительный интервал, т. е. величину случайной ошибки

$$\Delta x = \frac{t_\alpha \cdot S_n}{\sqrt{n}} = \frac{2,1 \cdot 0,0225}{\sqrt{18}} = 0,011 \approx 0,01.$$

Тогда результат измерений запишется

$$+0,81\% < x < +0,83\%.$$

Аналогичные результаты получены при определении  $\delta C^{13}$  «легких» образцов. Результаты измерений показаны в табл. 19.

Таблица 18

Результаты измерения «тяжелого» относительно лабораторного стандарта образца (битумоид № 455) от 23/ХІ 1971 г.

Номер измерения	$+x_i, \%$	$\bar{x} - x_i$	$(\bar{x} - x_i)^2 \times 10^{-4}$	Номер измерения	$+x_i, \%$	$\bar{x} - x_i$	$(\bar{x} - x_i)^2 \times 10^{-4}$
1	0,79	+0,03	9	10	0,82	0	0
2	0,85	-0,03	9	11	0,81	+0,01	1
3	0,85	-0,03	9	12	0,80	+0,02	4
4	0,80	+0,02	4	13	0,83	-0,01	1
5	0,79	+0,03	9	14	0,80	+0,02	4
6	0,84	-0,02	4	15	0,80	+0,02	4
7	0,85	-0,03	9	16	0,79	+0,03	9
8	0,84	-0,02	4	17	0,80	+0,02	4
9	0,81	+0,01	1	18	0,80	+0,02	4

Примечание.  $\bar{x} = 0,82\%$ :

$$\Delta x = \frac{\sum_1^n |(\bar{x} - x_i)|}{n} = 0,02; \quad S_n = \sqrt{\frac{\sum_1^n |(\bar{x} - x_i)^2|}{n-1}} = 0,0225.$$

Результаты измерения «легкого» относительно лабораторного стандарта образца (бигумолд № 488) от 1/ХІІ 1971 г.

Номер измерения	$-x_i, \%$	$(\bar{x}-x_i)$	$(\bar{x}-x_i)^2 \times 10^{-4}$	Номер измерения	$-x_i, \%$	$(\bar{x}-x_i)$	$(\bar{x}-x_i)^2 \times 10^{-4}$
1	0,98	0,09	81	23	1,09	-0,02	4
2	1,06	0,01	1	24	1,08	-0,01	1
3	1,06	0,01	1	25	1,11	-0,03	9
4	1,10	-0,03	9	26	1,11	-0,03	9
5	1,05	0,02	4	27	1,05	-0,02	4
6	1,11	-0,04	16	28	1,04	-0,03	9
7	1,04	0,03	9	29	1,09	-0,02	4
8	1,10	-0,03	9	30	0,91	0,16	196
9	1,05	0,02	4	31	1,06	1	1
10	1,11	-0,04	16	32	1,02	0,05	25
11	1,16	-0,09	81	33	1,11	0,04	16
12	1,09	-0,02	4	34	1,14	-0,07	49
13	1,10	-0,03	9	35	1,08	-0,01	1
14	1,04	0,03	9	36	1,08	-0,01	1
15	1,11	0,04	16	37	1,04	0,03	9
16	1,02	0,05	25	38	1,09	-0,02	4
17	1,08	-0,02	4	39	1,11	-0,04	16
18	1,05	-0,02	4	40	1,12	-0,05	25
19	1,07	0,00	0	41	1,12	-0,05	25
20	1,07	0,00	0	42	1,05	0,02	4
21	1,06	0,01	1	43	1,05	0,02	4
22	1,06	0,01	1	44	1,04	0,03	9

Примечание.  $\bar{x}=1,07\%$ :

$$\Delta\bar{x} = \frac{\sum_1^n [(\bar{x}-x_i)]}{n} = 0,03; \quad S_n = \sqrt{\frac{\sum_1^n [(\bar{x}-x_i)^2]}{n-1}} = 0,04.$$

В результате вычислений получаем относительную погрешность  $\epsilon = \frac{\Delta\bar{x}}{\bar{x}} = \frac{0,03}{1,07} \cdot 100 = 2,8\%$ , и среднюю квадратичную погрешность  $S_n = \sqrt{0,0016} = 0,04$ . Найдя для  $\alpha=95\%$  и  $n=44$   $t=2$ , определим

$$\Delta x = \frac{2 \cdot 0,04}{44} \approx 0,02.$$

Тогда результат запишется

$$-1,06 < x < -1,08\%.$$

Итак, метод накопления позволяет осуществить измерения с точностью до  $\pm 0,01\%$ . Весь процесс измерения после уравнивания ионных токов «стандарта» и «образца» по  $M^{44}$  совершается автоматически с заданной программой блоком управления (БУ).

После записи отношений газов по каналам 1—2 (или 2—3) записывается масштаб. Для этого на БУ отключается автоматическое переключение каналов. Включается 2-й канал — стандартный газ-ключ масштаба; включая и выключая  $\Delta R_1$  (или  $\Delta R_1 + \Delta R_2$ ) (0,5 или 1%), производим раскомпенсацию ионных токов «стандарта»  $M^{44}/M^{45}$  на величину 0,5 или 1%.

Записанные на ленту ЭППВ-60 МЗ величина масштаба и величина изотопного смещения «образец — стандарт» рассчитываются обычным методом.

Точность проведенных определений не хуже  $\pm 0,02\%$ .

Из палеозойских отложений промежуточного комплекса в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты к настоящему времени притоки нефти получены из 14 скважин на 12 поисково-разведочных площадях: Медведевской (скв. 6), Северо-Васюганской (скв. 1), Мыльджинской (скв. 1), Фестивальной (скв. 252), Урманской (скв. 1), Останинской (скв. 425, 436, 438), Калиновой (скв. 2), Тамбаевской (скв. 2), Нижне-Табганской (скв. 3), Верхне-Комбарской (скв. 291), Малоичской (скв. 2), Верх-Тарской (скв. 3). На трех из перечисленных площадей (Мыльджинская, Останинская и Верх-Тарская) и еще на шести площадях, для которых нефтеносность палеозоя пока не доказана (Вартовская-330, Катыльгинская-91, Черемшанская-1, Колпашевская-2, Казанская-3, Веселовская-1), притоки нефти, сходных с палеозойскими, получены из нижней части осадочного чехла, в ряде случаев из базальных пластов его. Ниже приведены данные в пользу миграции этих нефтей из палеозойских отложений.

На современном этапе изучения нефтей из палеозойских отложений промежуточного комплекса наиболее актуальным вопросом является сингенетичность их палеозойским отложениям. В случае положительного решения этого вопроса промышленная нефтеносность палеозойских отложений становится совершенно несомненной, а при отрицательном решении — перспективность палеозоя на нефть и газ может рассматриваться только как предположение. Авторы уже неоднократно выступали в печати с разнообразными материалами, свидетельствующими о генетической связи палеозойских нефтей с палеозойскими же отложениями [32, 33, 35, 141, 142]. Однако ряд исследователей полагает, что все нефти, встреченные в палеозойских отложениях, находятся во вторичном залегании, образовав мелкие скопления за счет миграции из юрских продуктивных горизонтов [70].

В связи с этим в данной главе значительное место занимает сравнение палеозойских нефтей с юрскими по многим показателям. При этом в качестве палеозойских нефтей рассматриваются только те, какие получены из палеозойских отложений, а в качестве юрских — те, какие залегают в юрских отложениях, но за вычетом нескольких перечисленных выше нефтей из базальных горизонтов. Последние именуются в последующем тексте как юрские эпигенетичные.

Как видно из табл. 20, составленной в основном по нашим определениям и дополненной данными СНИИГГнМСа и Новосибирского геологического управления, палеозойские нефти легкие, малосернистые, малосмолистые, весьма парафинистые. Свойства нефтей этой группы в общем выдержаны, но, как это обычно наблюдается практически у всех совокупностей родственных нефтей, имеются отдельные отклонения. Так, у верхтарской нефти пониженное содержание парафина и повышенное — смол, у мыльджинской нефти значительное содержание смол и асфальтенов, пониженный выход низкокипящих фракций.

Такие отклонения во многих нефтеносных районах согласуются с размерами залежей. Чем меньше залежь, тем больше удельный вес нефти и выше содержание в ней неуглеводородных компонентов. Н. Б. Вассоевич объясняет это тем, что с уменьшением размеров залежи увеличивается отношение площади ее поверхности к объему, а это способствует более глубокому изменению состава нефти за счет влияния подземных вод. Размеры палеозойских залежей, нефти которых показаны в табл. 20, нам пока не известны. В отношении мыльджинской нефти есть основание предполагать, что она образует весьма небольшую

Состав нефтей из палеозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты

Связанная	Интервал, м	$\rho_{20}^{\circ}$ г/см <sup>3</sup>	S, %	Парафин, %	Фракционный состав, %			Неуглеводородные компоненты, %			Состав масляной фракции, %							
					200—350°		>350°	асфальтены	смоляя	γ	200—350°		>350°		200—350°		>350°	
					<200°	200—350°	>350°				Me—Ni	Ni—Ar	Me—Ni	Ni—Ar	Me—Ni	Ni—Ar	Me—Ni	Ni—Ar
Верх-Гарская-3	2692—2704	0,8166	0,05	6,2	24,97	31,20	43,83	0,52	5,29	5,81	95,61	17,00	4,36	63,32	15,30	36,68		
Останкинская-4-Б	2746—2772	0,8286	0,03	—	9,64	30,03	60,33	0,52	3,44	3,96	97,47	31,50	2,53	76,07	16,67	23,93		
Медведевская-6	2690—2737	0,8441	0,09	—	13,47	22,22	64,31	0,52	3,22	3,74	—	—	—	—	—	—		
Мыльджинская-1	2507—2563	0,8568	0,57	16,0	4,00	20,27	75,73	5,30	9,28	14,58	95,30	35,70	4,70	59,69	—	40,31		
Фестивальная-2-Б	3016—3100	0,8045	С.л.	23,0	21,27	20,39	58,34	0,94	1,04	1,98	97,80	23,60	2,18	94,35	9,01	5,65		
Черемшанская-1	3001—3003	0,7980	0,18	7,0	36,02	28,46	35,52	0,12	1,13	1,25	72,10	42,60	27,30	74,10	55,80	24,90		
Коллашевская-2	2780—2861	0,8430	0,05	31,0	9,20	—	—	1,12	3,49	4,61	—	—	—	—	—	—		
Малочская-2	2750—2851	0,8419	0,53	6,4	15,46	18,92	65,62	3,90	11,90	15,80	89,40	—	10,60	62,20	—	37,80		
Калиновская-2	2538—2544	0,7796	—	—	69,30	20,38	10,32	0,11	3,33	3,44	—	—	—	—	—	—		
Урманская-1	3060—3105	—	—	—	8,54	31,24	60,22	4,93	—	—	—	—	—	—	—	—		

Средние данные по основным типам нефтей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции

Тип нефти	$\rho_{20}^{\circ}$ г/см <sup>3</sup>	S, %	Парафин, %	Фракционный состав, %			Неуглеводородные компоненты, %			Состав масляной фракции, %							
				200—350°		>350°	асфальтены	смоляя	γ	200—350°		>350°		200—350°		>350°	
				<200°	200—350°	>350°				Me—Ni	Ni—Ar	Me—Ni	Ni—Ar	Me—Ni	Ni—Ar	Me—Ni	Ni—Ar
Pz	0,83	0,18	13,1	15,5	25,7	58,8	1,75	3,82	5,57	96,1	3,0	65,3	15,3	34,7			
I	0,81	0,35	4,8	22,1	30,9	47,0	1,01	6,21	7,22	86,6	13,4	75,9	45,9	24,1			
II	0,85	0,37	2,9	30,1	28,9	41,0	1,79	11,58	13,37	76,0	24,0	59,7	15,2	40,3			
III	0,94	0,61	0,8	Нет	23,5	76,5	2,12	18,28	20,40	71,2	28,8	51,5	Нет	48,5			

залежь. На этой площади только одна скважина дала приток нефти, измеряемый литрами, которая отличается повышенными содержаниями смол и асфальтенов. Примерно такова же и малоючская нефть. Ее дебит превышал 100 т/с. Однако она получена из трещинно-кавернозных коллекторов, с которыми нередко связаны очень мощные фонтаны даже из мелких залежей (например, Кинзобулатовское месторождение в Башкирском Приуралье). Есть и противоположный пример: останинская нефть малосернистая и малосмолистая, а ее дебит в скв. 436 составлял только 2,5 т/с. Однако в скв. 435 и 438 дебиты нефти измерялись многими десятками тонн. Возможно, здесь имеется крупная залежь, а в скв. 436 низкий дебит обусловлен плохими коллекторскими свойствами пород.

Все палеозойские нефти получены не из каких-либо ясно выраженных и скоррелированных продуктивных пластов, а из самой верхней части промежуточного комплекса, явно не одновозрастной на разных площадях. Поэтому весьма вероятно, что в ряде случаев скважинами обнаружены вторичные скопления нефти, экранированные корой выветривания или нижними глинистыми пластами юры. Нефть могла мигрировать снизу по трещиноватым зонам. В таких вторичных залежах нефть за счет фильтрационного эффекта должна отличаться пониженными содержаниями смол, асфальтенов, серы, парафина.

По рассмотренным выше причинам известные к настоящему времени палеозойские нефти могли бы различаться по составу и в более широких пределах, чем, например, юрские или нижнемеловые нефти Западной Сибири. Однако действительно имеющиеся различия примерно одного порядка.

В табл. 20, кроме явно палеозойских нефтей, включены черемшанская и колпашевская нефти из базальных горизонтов тюменской свиты. По ряду свойств они родственны палеозойским нефтям и, видимо, мигрировали из палеозойских отложений. Миграция из продуктивного пласта Ю-1 в обоих рассматриваемых случаях крайне сомнительна, а других продуктивных пластов в юрских отложениях здесь нет. Состав этих нефтей согласуется с предположением о миграции из палеозоя: содержания серы, смол, асфальтенов в них несколько ниже, чем в среднем у палеозойских нефтей (табл. 21).

Для сравнения палеозойских нефтей с мезозойскими воспользуемся классификацией нефтей осадочного чехла Западно-Сибирской низменности, разработанной А. Э. Конторовичем и О. Ф. Стасовой [123]. Эти исследователи выделяют три типа нефтей.

К I типу отнесены легкие, существенно алифатические нефти, обогащенные высококипящими нормальными алканами, содержащие преимущественно незамещенные, сильно конденсированные арены. Нефти этого типа распространены в нижне-среднеюрских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирской низменности.

Ко II типу отнесены ароматико-нафтенно-метановые нефти с низким содержанием нормальных алканов, обогащенные асфальтово-смолистыми компонентами, серой и порфиринами. В этих нефтях изоалифатические структуры сильно разветвленные, а арены малоконденсированные. К этому типу отнесено подавляющее большинство нефтей, известных в Западной Сибири: все нефти верхней юры и нижнего мела, а также нефти из нижне-среднеюрских отложений западных районов.

Нефти III типа ароматико-нафтенные и нафтенно-ароматические. Нормальные алканы в их составе совершенно отсутствуют, а изоалканов мало, и они сильно разветвлены. Циклоалканы играют в них важную роль. Они представлены в основном полиядерными нафтенами. Среди этих нефтей имеются как сернистые, смолистые, так и малосернистые, малосмолистые. Нефти данного типа характерны для верхнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности.

Сравнение этих типов нефтей с палеозойскими нефтями показано в табл. 21. При этом следует иметь в виду, что в работах А. Э. Конторовича и О. Ф. Стасовой палеозойские нефти включены в I тип, тогда как в табл. 21 характеристика I типа дана по средним данным, полученным для нефтей только из нижне-среднеюрских отложений. В эту характеристику не включены также те нефти, относительно которых имеются аргументированные предположения о миграции их из палеозоя. Характеристика палеозойских нефтей дана только по нефтям, залегающим непосредственно в палеозойских отложениях.

По I, II и III типам нефтей в табл. 21 приведены среднеарифметические данные, а по палеозойским нефтям, поскольку их немного, — значения промежуточного характера между среднеарифметическими и медианными. Для каждого показателя подсчитывалось среднеарифметическое значение, но без учета крайних величин (минимальной и максимальной).

Из табл. 21 видно, что палеозойские нефти по физико-химическим характеристикам и углеводородному составу отличаются от всех описанных выше трех типов нефтей не в меньшей степени, чем I и II типы различаются между собой. Особенно важны отличия палеозойских нефтей от нефтей I типа. Они очень резко выражены по содержаниям серы, парафина, нормальных алканов (особенно во фракции выше 350°С) и смол. Доверительные интервалы средних значений этих параметров, несмотря на малое количество палеозойских нефтей, не перекрываются при доверительных вероятностях соответственно 85, 99, 90 и 87%.

Различия по другим параметрам менее значительные, но все же вполне ясные. Следовательно, имеются основания для выделения палеозойских нефтей в самостоятельный (IV) тип.

Соотношения в составе палеозойских нефтей и нефтей I типа не согласуются с упоминавшимся выше представлением о перетоке юрских нефтей в палеозой. В таком случае, благодаря фильтрационному эффекту, в палеозойских отложениях нефти были бы легче, чем в юрских, в них снизились бы содержания асфальтенов, нафтеново-ароматических углеводородов (не только во фракции 200—350°С, но в еще большей мере и во фракции выше 350°С) и повысились бы содержания нормальных алканов и выход светлых фракций. На самом же деле наблюдаются как раз обратные соотношения. По ряду перечисленных параметров (сера, парафин, фракционный состав) столь же нереальным представляется формирование залежей в палеозое за счет миграции нефтей II типа из верхнеюрских отложений.

Большой интерес представляет очень высокая парафинистость палеозойских нефтей. Многие исследователи связывают образование парафинистых нефтей с гумусовым органическим веществом континентальных нефтепроизводящих свит. На примере рассматриваемых нефтей эта точка зрения не подтверждается. При переходе от преимущественно пресноводных отложений тюменской свиты, содержащей главным образом гумусовое органическое вещество, к морским среднепалеозойским отложениям, содержащим сапропелевое органическое вещество, содержание парафина в нефтях не снижается, а, наоборот, повышается, да еще в несколько раз. Катагенезом такие соотношения тоже едва ли можно объяснить. Уж очень велика разница в содержаниях парафина и очень мала — в степени катагенеза (см. гл. V). В Восточном Предкавказье наблюдается сходная картина. Там в морских триасовых отложениях промежуточного комплекса известны нефти с содержаниями парафина 33,3—50,4% [18]. Видимо, причины формирования высокопарафинистых нефтей значительно сложнее. Однако приуроченность их в Западной Сибири именно к промежуточному комплексу можно считать установленным фактом.

В ряде нефтеносных провинций вполне надежно установлено, что с нарастанием катагенеза у нефтей постепенно сглаживаются различия, определяющиеся составом исходного органического вещества, условиями его накопления и преобразования в диагенезе и на начальных стадиях катагенеза. В зоне глубокого катагенеза нефти на всей земле, за редкими исключениями, по существу однотипны. Тем не менее, палеозойские нефти и нефти I типа, испытавшие значительный катагенез, еще сохранили вполне отчетливые черты различия.

Эти различия нельзя объяснить только катагенезом. Во-первых, разница в глубинах залегания тех и других нефтей и в степени катагенеза вмещающих отложений (см. гл. V) весьма небольшая. Во-вторых, нефти в палеозойских отложениях, благодаря катагенезу, должны быть легче и содержать больше высококипящих фракций, но меньше асфальтенов и нафтеново-ароматических углеводородов (см. фракцию  $>350^{\circ}\text{C}$ ), чем нефти I типа. В действительности же этого нет. Очевидно, различия между палеозойскими и ниже-среднеюрскими нефтями возникли до глубокого катагенеза и определяются неодинаковыми исходными органическими материалами и условиями их накопления и преобразования.

Перечисленных отличий, на наш взгляд, достаточно для того, чтобы окончательно решить вопрос о генетической самостоятельности палеозойских нефтей. Но более убедительные в этом отношении данные можно получить путем изучения таких параметров нефтей, которые определяются в основном характером исходного органического материала и мало изменяются или совсем не изменяются в процессе катагенеза. Из таких параметров мы изучали оптическую активность и изотопный состав углерода. В одной пробе определен изотопный состав серы.

**Оптическая активность** изучалась у всех нефтей, полученных из палеозойских отложений и из базальных горизонтов мезозоя. Для сравнения с ними изучен ряд нефтей из более высоких горизонтов тюменской свиты, из пласта Ю-1, а также из юрских отложений Шаимского района и нижнемеловых — Средне-Обской нефтегазоносной области. Всего исследовано 59 нефтей, в том числе 28 из юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.

У всех изученных нефтей, за исключением нескольких с оптически пассивными дистиллятами, оптическая активность увеличивается последовательно от низкотемпературных фракций к высокотемпературным. У юрских нефтей Шаимского района и нижнемеловых Средне-Обской области, как правило, активность появляется с первой фракции ( $\text{H. K.} - 200^{\circ}\text{C}$ ), реже со второй ( $200^{\circ} - 250^{\circ}\text{C}$ ), и вращение абсолютно во всех случаях положительное, т. е. правое. Рассчитанная на весь дистиллят оптическая активность колеблется у этих нефтей от  $+0,88^{\circ}$  (юрская нефть Мортымьинского месторождения) до  $+2,80^{\circ}$  (нефть пласта БС Быстринского месторождения).

У нефтей из южных районов Западно-Сибирской низменности оптическая активность дистиллятов намного ниже. Она изменяется от нуля (нефти из серпентинитов на Фестивальной площади, из базального горизонта тюменской свиты на Черемшанской площади и из палеозоя на Останинской площади) до  $+0,85^{\circ}$  (нефть из пласта Ю-1 Мыльджинской площади). У всех этих нефтей имеются оптически неактивные фракции: от двух низкокипящих фракций у палеозойской нефти из скв. Калиновой-2 до всех восьми фракций дистиллята у нефтей из серпентинитов Фестивальной площади и из палеозоя на Останинской площади.

У двух нефтей Мыльджинского месторождения (скв. 1 и 7) низкокипящие фракции обладают левым оптическим вращением. Такие нефти вообще встречаются исключительно редко, в основном в Индонезии. Данный факт может служить объяснением существования оптически неактивных температурных фракций, а также резких отличий в опти-



ческой активности одинаковых температурных фракций из разных нефтей. Вполне вероятно, что оптически пассивные фракции содержат равновесные количества оптически активных соединений с разными знаками вращения, т. е. в таких фракциях происходит полная компенсация оптической активности.

Изучение оптической активности ряда углеводородных фракций нефтей подтверждает высказанное выше предположение (табл. 22). Ни одна из температурных фракций дистиллятов палеозойских нефтей Фестивальной и Останинской площадей не обладает оптической активностью. Оптически неактивны и масла этих нефтей. Углеводородные же фракции фестивальной нефти все оптически активны. Причем две фракции — парафины-циклопарафины (ПЦП) и неконденсированная бициклоароматика (НБЦА) — имеют отрицательный знак вращения, а две другие — моноциклоароматика (МЦА) и конденсированная бициклоароматика (КБЦА) — положительный. У останинской нефти две углеводородные фракции оптически неактивны (ПЦП и МЦА), одна имеет отрицательную активность (НБЦА), у остальных фракций оптическую активность замерить не удалось из-за непрозрачности растворов. У верхнеюрской останинской нефти (скв. 422) масла также не обладают оптической активностью. Для ее углеводородных фракций удалось замерить активность только у ПЦП и МЦА. Обе фракции имеют значительную оптическую активность (ПЦП +0,87; МЦА +1,59).

Таким образом, наличие небольшого положительного или отрицательного вращения у дистиллятных фракций нефтей из южных районов Западной Сибири можно объяснить незначительным преобладанием суммы оптически активных соединений того или иного знака, а не весьма низким содержанием их вообще. С другой стороны, оптическая активность нефтей, безусловно, является реликтовым свойством, обязанным органическим остаткам, послужившим источником для образования углеводородных и неуглеводородных компонентов нефтей, поскольку, как указывал еще В. И. Вернадский [27], только живая протоплазма вырабатывает оптически активные соединения, имеющие, как правило, левое вращение. В процессе нефтеобразования подавляющее большинство соединений преобразу-

Таблица 22

Углеводородный состав масел фракции выше 350° С и оптическая активность углеводородных групп

Словякина	Иласг	ПЦП			МЦА			НБЦА			КБЦА			ПЦА	
		%	С/Н	$[\alpha]_D$	%	С/Н	$[\alpha]_D$	%	С/Н	$[\alpha]_D$	%	С/Н	$[\alpha]_D$	%	С/Н
Верх-Гарская-3	Pz	63,32	5,83	+0,65	21,77	6,89	+1,73	10,64	8,39	+0,71	0,43	8,25	0,00	3,84	7,79
Останинская-436	Pz	76,07	6,40	0,00	11,94	7,78	0,00	9,42	9,77	-0,42	0,79	8,46	—	1,78	8,41
Мыльджинская-1	Pz	59,69	6,08	+1,30	15,01	6,90	+1,45	19,76	8,10	+5,60	1,15	7,37	—	4,39	6,28
Фестивальная-252	Pz	94,35	5,85	-0,25	1,64	7,18	+5,0	1,67	7,59	-5,12	1,10	9,35	+4,96	1,24	8,07
Малонская-2	Pz	62,20	—	—	19,24	—	+1,50	16,44	—	+3,16	0,63	—	—	1,35	—
Останинская-422	Ю-1	49,27	6,16	+0,87	36,18	7,34	+1,59	11,45	8,60	—	0,39	7,99	—	2,70	7,79
Лугинская-159	Ю-1	52,56	6,34	+2,30	17,37	7,51	+0,73	15,01	8,41	+2,57	14,15	9,90	—	0,27	8,35

ется с изменением знака вращения. Очень редко наблюдающееся сохранение левого вращения у отдельных температурных фракций или углеводородных групп нефтей свидетельствует о специфичности ее материнской органики и условий ее преобразования.

Следовательно, различия в оптической активности дистиллятов разных нефтей, если даже они близки по другим свойствам, вероятнее всего имеют первичный характер и зависят от состава исходного органического материала и условий нефтеобразования. Это дает возможность по особенностям оптической активности судить о наличии или отсутствии генетических связей между теми или иными группами нефтей.

По величине оптической активности температурных, углеводородных фракций и дистиллятов в целом палеозойские нефти существенно отличаются от юрских, что видно по данным, приведенным в табл. 22

Таблица 23  
Средние данные по оптической активности нефтей

Температурные фракции, °С	[α] <sub>D</sub>	
	Рз	пласт Ю-1
Н. К.—200	—0,02	0,00
200—250	—0,01	0,00
250—300	+0,01	+0,01
300—350	+0,05	+0,03
350—400	+0,12	+0,14
400—450	+0,31	+0,45
450—500	+0,50	+1,05
Весь дистиллят	+0,16	+0,31

и 23. Во-первых, у палеозойских нефтей оптическая активность ниже. Это характерно не только для Западной Сибири. Как отмечает М. Луи, палеозойские нефти вообще отличаются пониженной оптической активностью [88]. Следовательно, низкую оптическую активность нефтей из палеозойских отложений нашего района можно рассматривать как еще одно доказательство сингенетичности их этим отложениям. Во-вторых, у палеозойских нефтей оптическая активность начинает проявляться с более высококипящих фракций, чем у юрских. В-третьих, отрицательное оптическое вращение отмечается у отдельных температурных фракций

лишь тех нефтей, которые непосредственно связаны с палеозойскими отложениями. Видимо, компенсация правовращающих молекул левовращающими в палеозойских нефтях развита сильнее, чем в юрских.

Некоторые нефти из палеозойских отложений показали необычную оптическую активность. Так, нефть из скв. Калиновой-2 имеет только две оптически пассивные фракции, тогда как другие палеозойские нефти — четыре и более. У нефти из скв. Урманской-1 три первые фракции пассивные, а остальные обладают значительным оптическим вращением. На дистиллят в целом оно достигает +0,68°. Возможно, эти отклонения отчасти обусловлены размерами залежей, что уже обсуждалось выше. В частности, на Калиновой площади нефть, по-видимому, находится в виде капель, рассеянных в непроницаемых известняках. В скв. 2 получен небольшой приток воды с эмульсией нефти и лишь после солянокислотной обработки забоя скважины. Данные по этим нефтям сильно повлияли на средние величины, приведенные в табл. 23, особенно по фракциям 250—300 и 300—350°, существенно уменьшив различия между палеозойскими и юрскими нефтями. Однако и в таком виде эти различия вполне отчетливые.

В следующей главе показано, что палеозойские битумоиды тоже оптически менее активны, чем юрские, и у них тоже нередко наблюдается левое вращение. Очень важно, что контрастность различий в оптической активности нарастает от нефтей к аллохтонным битумоидам и затем к автохтонным. Именно так обычно ведут себя и различия по другим показателям при сравнении сингенетично нефтеносных толщ. Это является важным свидетельством в пользу сингенетичности и палеозойских, и юрских нефтей.

Генетическая самостоятельность палеозойских нефтей выявляется еще более определенно при сопоставлении оптической активности с другими свойствами нефтей.

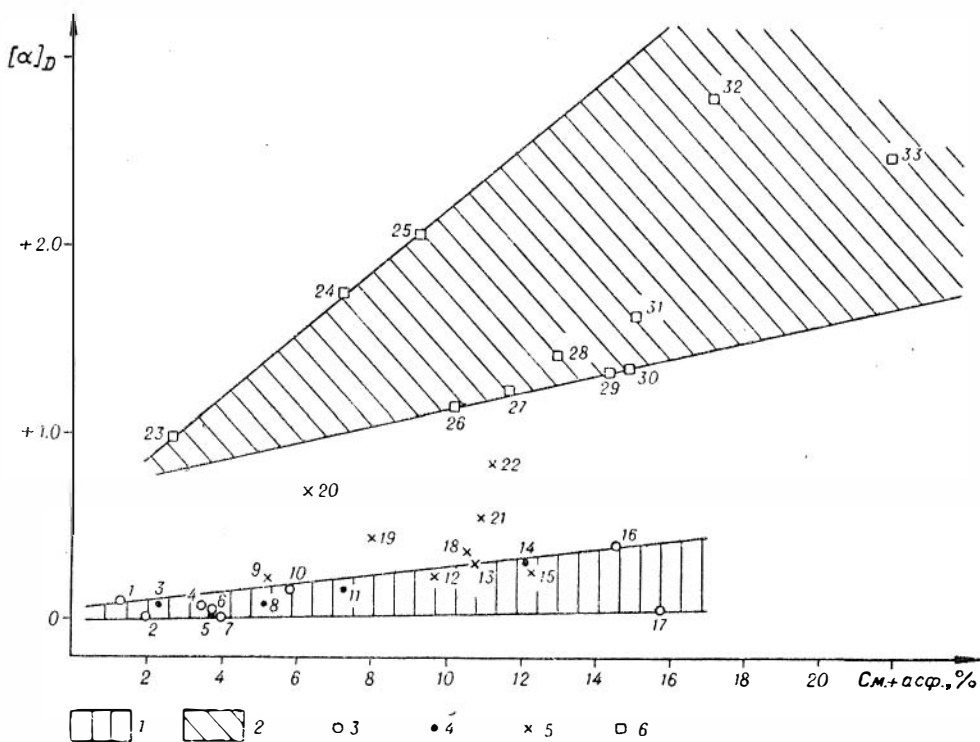


Рис. 48. Зависимость оптической активности дистиллятов нефтей от суммарного содержания в нефтях смол и асфальтенов.

Поля нефтей: 1 — палеозойских; 2 — нижнемеловых. Нефти: 3 — палеозойские, 4 — юрские эпигенетичные; 5 — юрские сингенетичные; 6 — нижнемеловые. Опробованные скважины (цифры на рисунке): 1 — Черемшанская-1; 2 — Фестивальная-252; 3 — Веселовская-1; 4 — Калиновая-2; 5 — Останнинская-420; 6 — Медведевская-6; 7 — Останнинская-436; 8 — Казанская-3; 9 — Казанская-2; 10 — Верх-Тарская-3; 11 — Верх-Тарская-1; 12 — Колотушная-261; 13 — Ключевская-61; 14 — Межовская-6; 15 — Таволгинская-1; 16 — Мыльджинская-1; 17 — Малочская-2; 18 — Мыльджинская-17; 19 — Лугинецкая-159; 20 — Межовская-3; 21 — Мыльджинская-3; 22 — Мыльджинская-7; 23 — Правдинская-54; 24 — Ватинская-122; 25 — Северо-Покурская-610; 26 — Быстринская-120; 27 — Быстринская-122; 28 — Мамонтовская-243; 29 — Пимская-81; 30 — Западно-Сургутская-182; 31 — Быстринская-123; 32 — Быстринская-169; 33 — Западно-Сургутская-183.

Авторами посредством многофакторного корреляционного анализа ранее изучались зависимости оптической активности дистиллятов нефтей и их температурных фракций от многих параметров состава и физических свойств нефтей [38]. При этом выявились весьма тесные парные и частные положительные связи оптической активности с суммарным содержанием смол и асфальтенов, а также с удельным весом нефтей, и менее тесные — с содержаниями смол и твердых парафинов. Последняя связь обратная. Связи с другими свойствами нефтей несравненно слабее. Очевидно, смолы и асфальтены в большой мере влияют на оптическую активность нефтей. Это подтверждается тем, что у битумондов оптическая активность выше, чем у одновозрастных нефтей.

Такой же характер связей проявляется и у нефтей из южных районов Западно-Сибирской низменности. Однако с увеличением суммарного содержания смол и асфальтенов и с возрастанием удельного веса оптическая активность у разных групп нефтей увеличивается с разной интенсивностью. При этом внутри каждой группы сохраняются довольно ясные линейные зависимости. С увеличением суммарного содержания смол и асфальтенов на 1% оптическое вращение у дистиллятов юрских нефтей Шанмского района увеличивается на 0,2°, у дистиллятов нижнемеловых нефтей Средне-Обской области — на 0,1°, а у дистиллятов нефтей, связанных с палеозойскими отложениями, — только на 0,03°.

По характеру зависимости оптической активности нефтей от их удельного веса различия между тремя рассматриваемыми группами нефтей выражены еще более резко. С увеличением удельного веса на 0,05 оптическое вращение возрастает у дистиллятов перечисленных групп нефтей соответственно на 1,4, 0,65 и 0,15°.

На рис. 48 показаны соотношения между оптической активностью нефтей и суммарным содержанием в них смол и асфальтенов. Нижнемеловые нефти образовали самостоятельное поле в верхней части графика, в которое не вошла ни одна проба из других отложений, а палеозойские нефти — узкое поле в нижней части графика. Часть юрских нефтей расположилась между этими полями и часть — в поле палеозойских нефтей.

Все эпигенетичные юрские нефти, которые залегают в основании осадочного чехла и по многим свойствам, в том числе и по изотопному составу углерода, рассматриваемому ниже, весьма сходны с палеозойскими, оказались в поле палеозойских нефтей. В это поле в верхнюю его часть из сингенетичных юрских нефтей попали только две: колотушная и таволгинская.

Вполне вероятно, что эти отклонения от закономерности обусловлены неточным положением на графике верхнего края поля палеозойских нефтей, проведенного через точку 16 (мыльджинская палеозойская нефть). Эта нефть, как уже упоминалось выше, получена из мелкой залежи. В ее составе аномально высокое содержание смол, не соответствующее резкому преобладанию метаново-нафтенных углеводородов и высокой парафинистости. Вторичное обогащение этой нефти смолами вызвало аномально высокую оптическую активность высококипящих фракций и дистиллята в целом, тогда как низкокипящие фракции обнаруживают даже отрицательное вращение. Если эту нефть исключить из графика, то верхний край поля палеозойских нефтей пройдет через точки 1 и 10. Тогда колотушная и таволгинская нефти останутся вне поля палеозойских нефтей.

Таким образом, соотношения между оптической активностью нефтей и суммарным содержанием в них смол и асфальтенов позволяют выделить три генетические группы нефтей. Первая группа представлена нижнемеловыми нефтями, вторая — сингенетичными юрскими и третья — сингенетичными палеозойскими и эпигенетичными юрскими, т. е. мигрировавшими из палеозойских отложений в нижние горизонты мезозойского платформенного чехла.

В табл. 24 приведены данные по парам нефтей (в одном случае три), в каждой из которых есть представители разных генетических групп, но примерно с одинаковыми плотностями и суммарными содержаниями смол и асфальтенов. Во всех случаях нефти разных групп существенно различаются по оптической активности. Причем у палеозойских и юрских эпигенетичных нефтей активность ниже, чем у нефтей других групп даже в тех случаях, когда они содержат больше смол и асфальтенов. Особого внимания заслуживают нефти из скважин Мыльджинской-1 и Таволгинской-1. На рис. 48, как рассматривалось выше, они занимают не вполне закономерное положение, но от ближайших к ним нефтей других групп (см. табл. 24) они отличаются совершенно ясно.

Преломление нефтей является признаком, лишь косвенно связанным с их составом. Однако и по нему хорошо проявляются различия между нефтями генетических групп, выделенных по оптической активности (табл. 25).

У палеозойских нефтей преломление намного ниже, чем у сингенетичных юрских (особенно по высокотемпературным фракциям). Эпигенетичные юрские нефти характеризуются промежуточными значениями, кроме первых двух фракций. У фракций нефтей всех трех типов

## Оптическая активность нефтей разных генетических групп

Скважина	Группа	Содержание смол и асфальтенов, %	Плотность	[ $\alpha$ ] <sub>D</sub>
Мамонтовская-243	K <sub>1</sub>	12,90	0,880	1,43
Мыльджинская-17	J—сингенетичная	13,27	0,880	0,37
Казанская-2	J—сингенетичная	5,19	0,8049	0,22
Останнинская-420	J—эпигенетичная	3,71	—	0,01
Останнинская-436	Pz	3,96	0,8286	0
Таволгинская-1	J—сингенетичная	12,33	0,8278	0,25
Малончская-2	Pz	15,80	0,8286	0,05
Межовская-3	K <sub>1</sub>	6,30	0,8754	0,69
Верх-Тарская-3	Pz	5,81	0,8166	0,16
Мыльджинская-7	J—сингенетичная	11,24	0,8874	0,85
Мыльджинская-1	Pz	14,58	0,8568	0,40

Таблица 25

## Средние данные по преломлению фракций нефтей

Типы нефтей	$n_D^{20}$ по фракциям							
	<200°	200—250°	250—300°	300—350°	350—400°	400—450°	450—500°	500—550°
Палеозойские . . . . .	1,4213	1,4453	1,4557	1,4637	1,4715	1,4793	1,4891	1,4925
Юрские эпигенетичные	1,4300	1,4386	1,4578	1,4649	1,4707	1,4813	1,4974	1,5065
Юрские сингенетичные	1,4250	1,4486	1,4595	1,4686	1,4773	1,4881	1,5000	1,5169
Разность между юрскими сингенетичными и палеозойскими . . . . .	0,0037	0,0033	0,0038	0,0049	0,0058	0,0033	0,0109	0,0244

преломление возрастает по мере увеличения температуры кипения, но у юрских сингенетичных нефтей более интенсивно, чем у палеозойских. Это видно по нарастанию разностей между соответствующими коэффициентами преломления (нижняя строка в табл. 25).

**Изотопный состав углерода** является одним из важнейших средств исследования генетических взаимоотношений нефтей. В отличие от других геохимических параметров, изотопный состав углерода практически не зависит от глубины залегания того или иного объекта, геологического возраста, степени метаморфизма [34, 40, 171]. Даже групповой и углеводородный состав нефтей влияет на него относительно слабо [35, 116].

В максимальной степени изотопный состав углерода нефтей контролируется характером фракционирования углерода в процессе фотосинтеза в телах живых растений, что определяется в основном фацциально-палеогеографическими обстановками. Обогащение растений (а через них — и животных) легким углеродом ( $C^{12}$ ) нарастает от морских обстановок к прибрежным и, более резко, к пресноводным и затем к наземным. В соответствии с этим в морских отложениях углерод сингенетичных нефтей тяжелее, чем в континентальных. Эта закономерность, впервые показанная С. Р. Силверменом и С. Эпштейном [172], была затем прослежена во многих районах, в том числе и в Западной Сибири [33, 38].

Правда, некоторые исследователи, например Э. М. Галимов [40] и К. Крейчи-Граф [168], высказывали сомнения относительно универсальности этой закономерности. Однако автор данного раздела рассмотрел материалы, лежащие в основе этих сомнений, и показал, что

Изотопный состав углерода нефтей по стратиграфическим комплексам без учета вертикальной миграции

Свита	Количество проб	$\delta C^{13}$ , ‰	
		интервал	среднее
Покурская . . . . .	2	От -3,11 до -3,11	-3,11
Вартовская . . . . .	12	-2,59 — -3,46	-3,03
Куломзинская и тарская . . . . .	27	-2,81 — -3,16	-2,92
Барабинская пачка . . . . .	5	-2,50 — -3,18	-2,97
Васюганская (верхн. часть) . . . . .	20	-2,82 — -3,34	-3,15
Васюганская (нижн. часть) . . . . .	11	-2,77 — -3,04	-2,92
Тюменская . . . . .	19	-2,66 — -3,22	-3,03
Палеозой . . . . .	9	-2,61 — -3,12	-2,91
Все свиты . . . . .	106	-2,59 — -3,46	-3,00
Существенно континентальные свиты	42	-2,66 — -3,34	-3,09
Существенно морские свиты . . . . .	64	-2,50 — -3,46	-2,95

ни в одном случае из-за ряда неопределенностей нет сколько-нибудь надежных доказательств отсутствия рассматриваемой закономерности. Она отчетливо подтверждается материалами многих более поздних работ [69, 115, 116, 141 и др.]. В последней монографии Э. М. Галимова эта закономерность вообще не упоминается, даже при обсуждении той работы С. Р. Силвермена и С. Эпштейна [172], в которой она была высказана впервые.

Получив в предыдущие годы ясное выражение этой закономерности на материалах по Средне-Обской нефтегазонасной области и в ряде других районов, мы предприняли исследование изотопного состава углерода для диагностики нефтей палеозойского происхождения на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Эта задача облегчается тем, что тюменская свита, представленная в основном континентальными отложениями, заключена между морскими и прибрежно-морскими отложениями палеозоя (в тех районах, в каких из палеозоя получены притоки нефти) и верхней юры.

По юго-восточным районам Западно-Сибирской низменности и прилегающей части Средне-Обской нефтегазонасной области изотопный состав углерода определен в 106 нефтях и в 187 температурных и углеводородных фракциях, а также в индивидуальных углеводородах, выделенных из нефтей юго-восточной части низменности.

Распределение  $\delta C^{13}$  нефтей по стратиграфическим комплексам показано в табл. 26. По средним данным нефти из существенно континентальных отложений (тюменская свита, верхняя часть васюганской и нижняя часть покурской) ясно отличаются от нефтей из существенно морских отложений, включая палеозой. У первых средние значения  $\delta C^{13}$  изменяются по свитам от -3,03 до -3,15‰ (общее среднее -3,09‰), а у вторых от -2,91 до -3,03‰ (общее среднее -2,95‰).

Эти данные свидетельствуют в пользу того, что во всех свитах мезозоя, а также в палеозое, преобладают сингенетичные нефти, у которых изотопный состав углерода согласуется с фациально-палеогеографическими обстановками формирования соответствующих свит. Однако интервалы колебания конкретных значений  $\delta C^{13}$  у разных групп нефтей перекрываются. Это происходит за счет сравнительно немногих нефтей, сингенетичность которых вызывает сомнения. Например, нефти базальных горизонтов тюменской свиты (а нередко залегающие и выше по разрезу), как показано в предыдущем разделе, скорее всего,

Изотопный состав углерода нефтей по стратиграфическим комплексам с учетом вертикальной миграции

Свита	Сингенетичные залежи			То же плюс вторичные за счет миграции из данной свиты		
	n	интервал	среднее	n	интервал	среднее
Покурская . . . . .	2	От—3,11 до—3,11	—3,11	2	От—3,11 до—3,11	—3,11
Вартовская . . . . .	8	—2,59 —3,04	—2,85	8	—2,59 —3,04	—2,85
Куломзинская и тарская . . . . .	21	—2,81 —3,02	—2,93	21	—2,81 —3,02	—2,93
Васюганская (верхн. часть) . . . . .	16	—3,04 —3,34	—3,20	17	—3,04 —3,34	—3,19
Васюганская (нижн. часть) . . . . .	11	—2,77 —3,04	—2,92	15	—2,50 —3,04	—2,89
Тюменская . . . . .	7	—3,11 —3,22	—3,18	9	—3,11 —3,42	—3,17
Палеозой . . . . .	8	—2,61 —3,03	—2,88	20	—2,61 —3,04	—2,85
Все свиты . . . . .	73	—2,59 —3,34	—2,99	92	—2,50 —3,34	—2,96
Существенно континентальные свиты	25	—3,04 —3,34	—3,18	28	—3,04 —3,42	—3,18
Существенно морские свиты . . . . .	48	—2,59 —3,04	—2,91	64	—2,50 —3,04	—2,90

мигрировали из палеозойских отложений; нефти барабинской пачки тесно связаны с нефтями верхней части васюганской свиты (залежи тех и других индексируются одинаково — пласт Ю-1); юрское происхождение нефтей Соснинско-Советского месторождения предполагается рядом исследователей, опирающихся на другие материалы [72].

В табл. 27 показана наша попытка проследить распределение  $\delta C^{13}$  в нефтях по свитам с учетом перераспределения нефтей между свитами. В левой части таблицы обобщены данные по нефтям, сингенетичность которых не вызывает сомнений. В связи с этим исключены фестивальная палеозойская нефть, нефти базальных пластов тюменской свиты, нефти барабинской пачки, нижнемеловые нефти Соснинско-Советского месторождения и еще несколько нефтей.

По сингенетичным нефтям получилось более четкое различие между нефтями из существенно морских и существенно континентальных отложений. Значительно увеличилось различие между средними данными, а интервалы колебания конкретных значений для морских и континентальных свит ни в одном случае не перекрываются, несмотря на большое количество нефтей, включенных в эту выборку. Доверительный интервал среднего значения  $\delta C^{13}$  для палеозойских нефтей не перекрывается с соответствующими интервалами для нефтей тюменской свиты и нефтей верхней половины васюганской свиты с доверительной вероятностью выше 99,9%.

Эти материалы особенно убедительны еще и потому, что неоднократное чередование фаций по всему разрезу осадочных пород во всех случаях сопровождается соответствующими фациями изменениями в изотопном составе углерода нефтей. В морских отложениях палеозоя все сингенетичные нефти с тяжелым углеродом, в континентальных отложениях тюменской свиты — с легким, в морских отложениях нижней (большей) части васюганской свиты — вновь с тяжелым, в континентальных (на многих площадях даже угленосных) отложениях верхней части васюганской свиты — опять с легким, в преимущественно морских отложениях куломзинской, тарской и вартовской свит углерод нефтей утяжеляется, а в существенно континентальных отложениях

нижней части покурской свиты — вновь становится легче. Причем у палеозойских нефтей углерод тяжелее, чем у менее «мористых» нижне-меловых и нижневасюганских.

Все это, безусловно, доказывает сингенетичность рассматриваемых нефтей вмещающим толщам, в том числе и палеозойских нефтей.

В правой части табл. 27 к сингенетичным нефтям рассматриваемых свит добавлены нефти, которые, по нашим представлениям, мигрировали из этих свит в другие. В частности, нефти базальных горизонтов тюменской свиты отнесены к палеозойским нефтям, нефти барабинской пачки — к нефтям верхней части васюганской свиты, фестивальная нефть из серпентинитов — к нефтям тюменской свиты. Нижнемеловые нефти Советско-Соснинского месторождения не отнесены ни к какой группе нефтей, поскольку мы не можем уверенно судить о том, из какой части юрского разреза они мигрировали.

В правой части табл. 27 нефтей, естественно, значительно больше, чем в левой. Однако средние данные по каждой свите, а также по морским и континентальным свитам, остались практически такими же. Очевидно, это подтверждает правильность диагностики вторичных нефтяных залежей, в том числе и тех, которые образовались в тюменской свите, а в некоторых случаях и в васюганской, за счет миграции из палеозоя или за счет смешивания сингенетичных юрских нефтей с палеозойскими.

Большой интерес представляют данные по отдельным площадям, на которых изучен изотопный состав углерода нефтей из разных стратиграфических комплексов. Так, на Останинской площади в скв. 436 получена нефть из палеозоя с относительно тяжелым углеродом ( $\delta C^{13} = -2,92\%$ ). В скв. 420 получена нефть из нижней части тюменской свиты тоже с тяжелым углеродом ( $\delta C^{13} = -2,86\%$ ), видимо, мигрировавшая из палеозоя. В верхней части тюменской свиты в скв. 422 получена типичная «континентальная» нефть ( $\delta C^{13} = -3,21\%$ ); в пласте Ю-1 (скв. 422) тоже нефть с легким углеродом ( $\delta C^{13} = -3,18\%$ ). Таким образом, на этой площади по изотопным данным три нефти, в том числе и палеозойская, уверенно оцениваются как сингенетичные, а одна — как вторичная.

На Катыльгинской площади из базального пласта тюменской свиты получена нефть с  $\delta C^{13} = -3,05\%$  и из пласта Ю-1 — с  $\delta C^{13} = -3,19\%$ . Последняя нефть, видимо, сингенетичная, а первая не типична ни для тюменской свиты, ни для палеозоя, но все-таки ближе к палеозою. Вероятно, эта залежь образовалась за счет миграции из палеозоя, но с участием тюменских битумондов.

На Мыльджинской площади из палеозоя и самых низов тюменской свиты в скв. 1 получена нефть с  $\delta C^{13} = -2,93\%$ . Скорее всего, она палеозойская, возможно, с некоторым участием тюменского органического материала, что согласуется также с некоторыми особенностями этой нефти, например повышенным содержанием серы, смол и асфальтенов. Нефти с тяжелым углеродом встречены и выше по разрезу (скв. 1, 15, 32), а также в нижней части васюганской свиты (скв. 7). В последнем случае нефть, скорее всего, сингенетичная, поскольку изотопный состав ее углерода согласуется с фациями вмещающих отложений. В скв. 17 из пласта Ю-1 получена нефть с легким углеродом ( $\delta C^{13} = -3,12\%$ ), что согласуется с фациями этой части разреза.

На Соболиной площади нефти из палеозоя не получено, но здесь ясно выражено закономерное изменение изотопного состава нефтей в пределах юрского разреза. В тюменской свите и в пласте Ю-1 углерод нефтей легкий ( $\delta C^{13}$  соответственно  $-3,11$  и  $-3,14\%$ ), а в разделяющей их нижней части васюганской свиты — более тяжелый ( $\delta C^{13} = -3,04\%$ ). Видимо, мы имеем здесь сингенетичные нефти.

На Южно-Черемшанском месторождении нефтяные залежи откры-



ты в юрских (пласт Ю-1) и нижнемеловых отложениях (пласт Б<sub>4</sub> в тарской свите и пласт А<sub>1</sub> в княлинской свите, являющейся аналогом вартовской). Поскольку в данном районе ни на одной из разбуренных площадей в нижнем мелу залежей не обнаружено, распространилось убеждение в том, что нижнемеловые отложения здесь непродуктивны, а залежи в них на Южно-Черемшанской площади сформировались за счет миграции нефти из юрских продуктивных горизонтов, в основном из пласта Ю-1.

Изотопные исследования не подтверждают этой точки зрения. На Южно-Черемшанском месторождении нефть пласта Ю-1 имеет изотопный состав углерода ( $\delta C^{13} = -3,19\%$ ), практически совпадающий со средней величиной для нефтей верхней части васюганской свиты. У нефтей из тарской и княлинской свит углерод значительно тяжелее, с  $\delta C^{13}$  соответственно  $-3,00$  и  $-3,05\%$ . Судя по этим данным, нефть пласта Б<sub>4</sub> определенно сингенетична нижнемеловым отложениям, а нефть пласта А<sub>1</sub> занимает пограничное положение между верхнеюрскими и нижнемеловыми нефтями. Вполне вероятно, что обе эти залежи сингенетичны нижнемеловым отложениям. Если это так, оценку перспективности нижнего мела в данном районе следует пересмотреть.

На Верх-Тарском месторождении нефти палеозоя и пласта Ю-1 по изотопному составу углерода практически не различаются. У первой  $\delta C^{13}$  равно  $-3,00\%$ , а у второй  $-3,02\%$ . Они весьма близки также по характеру оптической активности и физико-химическим характеристикам. Причем все данные свидетельствуют о родственности их другим палеозойским нефтям. Возможно, на этом месторождении осуществился переток нефти из палеозоя в пласт Ю-1. При этом за счет фильтрационного эффекта нефть в процессе миграции частично утратила наименее миграционноспособные компоненты. В результате нефть пласта Ю-1 содержит меньше асфальтенов, смол, серы, парафина и больше низкокипящих фракций. У нее меньше удельный вес и молекулярный вес.

Если бы обе верхтарские нефти были сингенетичными, то соотношения в перечисленных параметрах были бы обратными, поскольку палеозойская нефть залегает примерно на 200 м ниже пласта Ю-1 и поэтому должна была испытать более глубокий катагенез. Кроме того, у нефти пласта Ю-1 был бы значительно более легкий углерод, как и у других сингенетичных нефтей этого пласта.

Если бы на Верх-Тарском месторождении имела место миграция нефти из пласта Ю-1 в палеозой, то фильтрационный эффект отразился бы на нефти, полученной из палеозоя, т. е. она была бы легче нефти пласта Ю-1. И обе нефти должны были бы иметь очень легкий углерод. Фактически ни того, ни другого не наблюдается. Кроме того, на этой площади превышение пласта Ю-1 над палеозоем значительно больше амплитуды поднятия. Следовательно, миграция из пласта Ю-1 в палеозой должна была бы осуществляться сверху вниз не только в стратиграфическом смысле, но и в гипсометрическом. Если возможность такой миграции не исключается полностью, то она, во всяком случае, весьма мало вероятна.

Диагностика сингенетичных и эпигенетичных нефтей, выполненная на основе оптической активности, полностью совпадает с диагностикой по изотопному составу углерода. Единственное исключение — нефть из серпентинитов Фестивальной площади. По оптической активности и большинству физико-химических свойств она, безусловно, входит в группу палеозойских нефтей и даже является типичным представителем этой группы. Только у МЦА необычно большое правое вращение. По изотопному составу углерода эта нефть мало отличается от тюменских, а по изотопному составу углерода отдельных углеводородных фракций она значительно отличается и от мезозойских и от палео-

зойских нефтей. Для вполне уверенного суждения о генезисе этой нефти данных пока недостаточно. Скорее всего, она смешанная, с преобладанием юрского углеводородного материала.

Проведенное в последнее время изучение изотопного состава углерода температурных, углеводородных фракций, а также индивидуальных углеводородов полностью подтверждает выводы, изложенные выше. Эти материалы более убедительные, поскольку они дают возможность производить сравнение нефтей по узким фракциям и даже на молекулярном уровне.

Многие температурные фракции дистиллятов по изотопному составу углерода в значительной мере отличаются от соответствующих нефтей в целом. Причем в большинстве случаев одноименные фракции нефтей, взятых из разных групп, различаются между собой более резко, чем нефти в целом. Это показано на примере нефтей Останнинского месторождения (рис. 49).

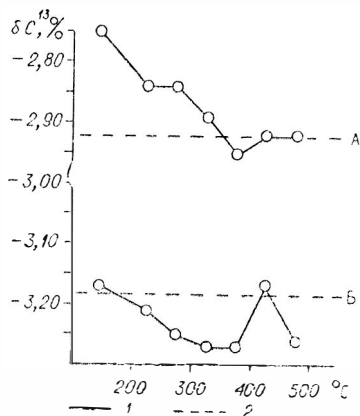


Рис. 49. Изотопный состав углерода нефтей Останнинского месторождения и их температурных фракций.

1 — температурные фракции; 2 — нефть. А — палеозойская нефть (скв. 436); Б — нефть из пласта Ю-1 (скв. 422).

На этом месторождении углерод нефти пласта Ю-1 легче углерода палеозойской нефти на 0,26% (по  $\delta C^{13}$ ). Это очень большая разница. Но различия по фракциям еще выше. У фракции Н. К. — 200°C они достигают 0,43%. Причем эти различия между нефтями не только количественные, но и качественные, совершенно принципиального характера. Если у палеозойской нефти только одна дистиллятная фракция имеет более легкий углерод, чем нефть в целом, то у нефти пласта Ю-1, наоборот, только у одной фракции углерод тяжелее, чем у нефти в целом. Вполне очевидно, что рассматриваемые нефти либо образовались из разнотипных исходных органических материалов,

испытавших диагенез различного характера, либо претерпели весьма неодинаковые условия катагенетического превращения [115, 116]. Скорее первое, поскольку разница в глубинах залегания этих нефтей и в катагенезе вмещающих отложений весьма мала (см. гл. V).

Почти все одноименные углеводородные и неуглеводородные фракции нефтей разных генетических групп по изотопному составу углерода различаются также сильнее, чем нефти в целом (табл. 28). Если средние данные по  $\delta C^{13}$  у палеозойских и юрских сингенетичных нефтей различаются на 0,19%, то у асфальтенов — на 0,25%, у смол разных типов — на 0,28—0,33%, у КБЦА — на 0,38%, у МЦА — на 0,39% и т. д. Только у ПЦА различие чуть меньше, чем у нефтей в целом. Причем все без исключения фракции юрских нефтей, как и сами эти нефти в целом, имеют более легкий углерод, чем соответствующие фракции палеозойских нефтей. Это обстоятельство с исчерпывающей полнотой доказывает, что изотопные различия между юрскими и палеозойскими нефтями обусловлены не какими-либо отдельными компонентами или неодинаковыми количественными соотношениями между ними, а характером всей массы тех и других нефтей. Следовательно, эти различия вызваны не какими-то наложенными процессами, а природой исходных органических материалов.

Юрские эпигенетичные нефти, освещенные в табл. 28, имеют точно такой же средний изотопный состав углерода, как и палеозойские нефти, но данные по фракциям существенно расходятся. Причем по углеводородным фракциям эти нефти ближе к палеозойским, а по

Соотношения в изотопном составе углерода нефтей и их фракций

Нефти	Кодиф. проб	$\delta^{13}C$ нефтей	Углеводородные фракции					Смолы			Асфальтены
			ПЦП	МЦА	НБЦА	КБЦА	ПЦА	бен-зольные	спирто-бен-зольные	CCl <sub>4</sub>	
Палеозойские .	5	-2,95	-2,95	-2,95	-2,88	-2,92	-2,96	-2,97	-2,94	-2,81	-2,82
			0	0	+0,07	+0,03	-0,01	-0,02	+0,01	+0,14	+0,13
Юрские сингенетичные .	3	-3,14	-3,27	-3,34	-3,25	-3,30	-3,26	-3,25	-3,22	-3,24	-3,07
			-0,13	-0,20	-0,11	-0,16	+0,01	-0,11	-0,08	-0,10	+0,07
Юрские эпигенетичные .	2	-2,95	-2,77	-2,87	—	-2,60	—	-3,19	-3,16	-3,16	-3,03
			+0,18	+0,08	—	+0,35	—	-0,24	-0,21	-0,21	-0,08
Фестивальная-252 . . . . .	1	-3,12	-3,17	-3,01	-2,93	-2,92	-3,06	-3,21	-3,19	-3,22	-2,96
			-0,05	+0,11	+0,19	+0,25	+0,11	-0,07	-0,02	-0,05	+0,21

Примечание. В числителе  $\delta^{13}C$  (%) соответствующей фракции по отношению к международному стандарту, в знаменателе — по отношению к нефти в целом.

неуглеводородным — к сингенетичным юрским. Причины таких соотношений пока не ясны. Можно предполагать, например, что в юрских эпигенетичных нефтях, сформировавших очень мелкие залежи, значительная часть углеводородных компонентов образовалась после миграции этих нефтей из палеозоя в юру, с участием юрского органического материала. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

В табл. 28 включена также фестивальная нефть из серпентинитов. Выше мы уже отмечали неясность ее происхождения. В результате изучения изотопного состава углеводородных и неуглеводородных фракций положение не изменилось. По пяти фракциям эта нефть ближе к сингенетичным юрским и по четырем — к палеозойским.

Весьма показательным, что у палеозойских и сингенетичных юрских нефтей изотопный состав углерода изменяется по углеводородным и неуглеводородным фракциям по-разному, что можно видеть на примере нефтей Останинского месторождения (рис. 50). Эти нефти различаются не только по изотопному составу углерода нефтей в целом и всех одноименных фракций, но и по соотношениям фракций с нефтями. Если у палеозойской нефти самый тяжелый углерод отмечается в четыреххлористоуглеродных смолах, то последние в юрской нефти имеют, наоборот, самый легкий углерод. В результате смолы этого типа в палеозойских нефтях на 0,9% по углероду тяжелее, чем в юрских, тогда как по другим фракциям разница намного меньше.

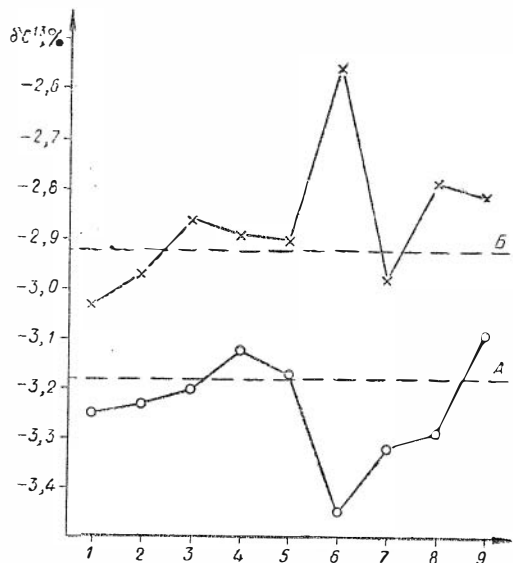


Рис. 50. Изотопный состав углерода нефтей Останинского месторождения и их углеводородных фракций.

1 — ПЦП; 2 — МЦА; 3 — НБЦА; 4 — КБЦА; 5 — ПЦА; 6—8 — смолы (6 — четыреххлористоуглеродные; 7 — бензольные; 8 — спирто-бензольные); 9 — асфальтены. А — нефть из пласта Ю-1 (скв. 422); Б — палеозойская нефть (скв. 436).

Из индивидуальных углеводородов выделялись нормальные алканы от  $C_7$  до  $C_{12}$ , а также бензол и толуол. К сожалению, не из каждой изученной нефти удалось выделить все перечисленные углеводороды в ощутимых количествах, достаточных для измерения изотопных отношений. Поэтому мы опираемся в основном на средние данные по группам нефтей (рис. 51).

Все без исключения индивидуальные углеводороды в палеозойских нефтях по углероду значительно тяжелее, чем в сингенетичных юрских, что является совершенно бесспорным доказательством разнотипности

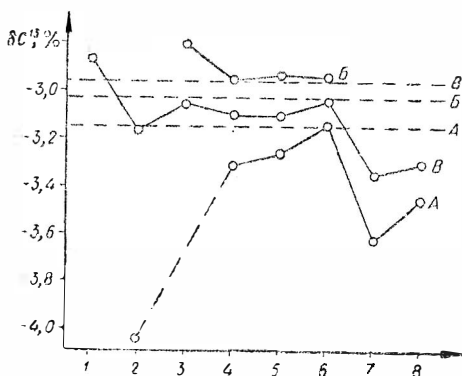


Рис. 51. Средние данные по изотопному составу углерода нефтей и содержащихся в них индивидуальных углеводородов.

Нормальные алканы: 1 —  $C_7H_{16}$ ; 2 —  $C_8H_{18}$ ; 3 —  $C_9H_{20}$ ; 4 —  $C_{10}H_{22}$ ; 5 —  $C_{11}H_{24}$ ; 6 —  $C_{12}H_{26}$ . Ароматические углеводороды: 7 — бензол; 8 — толуол. А — сингенетичные юрские, Б — эпигенетичные юрские, В — палеозойские нефти.

по утяжеляется на 0,9%, а у палеозойских — только на 0,14% и со значительными отклонениями внутри этого ряда. Эпигенетичные юрские нефти и в этом отношении близки к палеозойским.

Наши материалы по изотопному составу углерода индивидуальных соединений палеозойских нефтей не согласуются с двумя известными закономерностями. Первая заключается в концентрации тяжелых изотопов всех элементов преимущественно в крупных молекулах [171], а вторая — в повышенном содержании тяжелого углерода в ароматических углеводородах по сравнению с метановыми [41, 115]. У нас же в палеозойских нефтях бензол и толуол содержат меньше тяжелого углерода, чем любой из нормальных алканов, а в ряду последних от  $C_7$  до  $C_{12}$  имеются три максимума и два минимума в содержании тяжелого углерода. Причем самый низкомолекулярный алкан характеризуется самым тяжелым углеродом. Рассматриваемые закономерности должны выдерживаться при однотипности исходных материалов для всех соединений. Видимо, в палеозое нефтематеринское вещество было весьма разнородным и из разных компонентов образовывались разные углеводороды.

Для юрских сингенетичных нефтей по имеющимся менее полным данным отклонений от обсуждаемых закономерностей не отмечается. У изученных алканов (к сожалению, их только четыре) содержание тяжелого углерода закономерно возрастает по мере увеличения молекулы. Бензол и толуол по углероду тяжелее октана, но легче декана и более высокомолекулярных алканов.

Таким образом, мы имеем еще одно важное различие между палеозойскими и юрскими нефтями, очевидно, связанное с различиями в исходных для нефтеобразования органических материалах.

**Изотопный состав серы** палеозойских нефтей определялся по на-

шей просьбе во ВНИГНИ Р. Г. Панкиной. К сожалению, по этим нефтям удалось получить только одно надежное определение (скв. Мыльджинская-1). В остальных палеозойских нефтях серы очень мало.  $\delta S^{34}$  составляет у этой нефти +4,7%. По заключению Р. Г. Панкиной, сера юрских нефтей намного легче, и даже по одной этой пробе можно «со значительной долей вероятности» говорить о том, что эта нефть генетически связана с палеозойскими отложениями.

Судя по работе Р. Г. Панкиной и М. В. Дахновой [98], в которой по изотопному составу серы нефтей выделены три генетически самостоятельные нефтеносные толщи (средняя юра, верхняя юра и нижний мел), мыльджинская нефть отличается от юрских даже более резко, чем нижнемеловая.

Подводя итоги данной главе, мы имеем основания утверждать, что по широкому кругу разнообразных показателей палеозойские нефти ясно отличаются от юрских и образуют самостоятельную группу нефтей, образование которых происходило в самих палеозойских отложениях и из палеозойского органического материала. Это положение подтверждается исследованиями битумоидов, рассмотренными в следующей главе.

## Глава IX

### ГЕОХИМИЯ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И БИТУМОИДОВ

Материалы по содержанию в осадочных породах рассеянного органического вещества и битумоидов, по их составу и генетическим типам имеют важное значение для диагностики нефтепроизводящих отложений и количественной оценки перспектив нефтегазоносности. До наших работ выполнялись отдельные определения содержаний в породах органического углерода ( $C_{орг}$ ) и битумоидов, но они не обобщались, поскольку проблема нефтегазоносности палеозоя, по существу, еще не была поставлена.

На первом этапе наших исследований  $C_{орг}$  и битумоиды были определены только в 48 пробах из среднепалеозойских отложений. Уже по ним стало ясно, что палеозойские отложения по этим показателям не уступают многим нефтегазоносным толщам других районов [142]. Теперь, на более широком аналитическом материале, это положение, как показано ниже, стало еще более очевидным.

#### РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

К настоящему времени нами выполнено 370 определений  $C_{орг}$  в разнообразных доюрских образованиях, включая магматические породы, кору выветривания и породы складчатого фундамента, но большая часть определений (324) проведена по невыветрелым или слабо выветрелым породам промежуточного комплекса. По этим породам все данные обобщены раздельно по литологическим типам, стратиграфическим комплексам и пяти районам (табл. 29), которые показаны на рис. 52. Границы между районами проводились по битуминологическим материалам, излагающимся в следующем разделе данной главы, но они в основном согласуются и с данными по  $C_{орг}$ . В табл. 29 приведены также средние значения  $C_{орг}$  для суммы всех пород, кроме

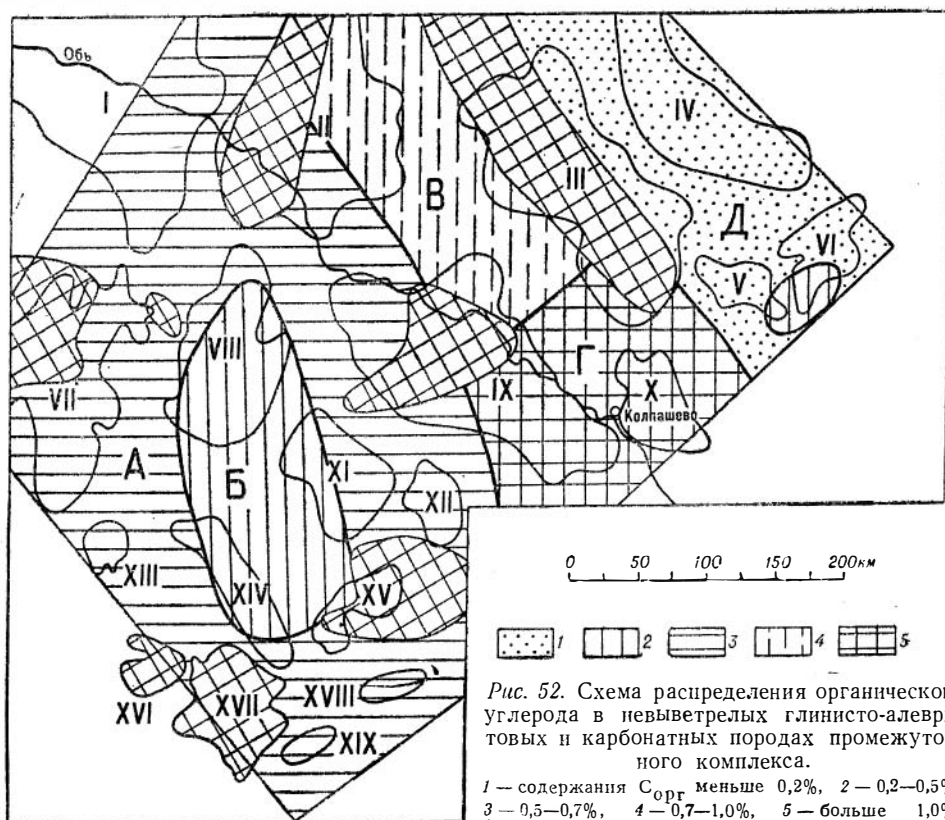


Рис. 52. Схема распределения органического углерода в неветерельных глинисто-алеуритовых и карбонатных породах промежуточного комплекса.

1 — содержания  $C_{орг}$  меньше 0,2%, 2 — 0,2—0,5%, 3 — 0,5—0,7%, 4 — 0,7—1,0%, 5 — больше 1,0%. А, Б, В, Г, Д — районы. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

песчаников, которые не рассматриваются в качестве нефтематеринских.

Среднее содержание  $C_{орг}$ , выведенное для всех неветерельных осадочных пород промежуточного комплекса, кроме пермо-триасовых, составляет 0,65%, что несколько выше кларкового уровня, оцененного Н. Б. Вассоевичем в 0,577% [173]. Средние же данные по типам пород колеблются в широких пределах, то превышая кларковый уровень, то опускаясь ниже него. Как и в подавляющем большинстве других осадочных толщ, в промежуточном комплексе рассматриваемой территории содержания  $C_{орг}$  возрастают от песчаников к алевролитам и затем к аргиллитам. Однако известняки намного богаче песчаников органическим углеродом, хотя кларки для этих пород примерно одинаковые.

Отчетливо выражено также влияние фациальных обстановок на распределение  $C_{орг}$ . Минимальные содержания  $C_{орг}$  связаны с окислительными и слабоокислительными обстановками (РТ), максимальные — с солонатоводными слабовосстановительными ( $Pz_3$ ) и несколько меньше — с морскими восстановительными ( $Pz_2$ ).

Изучение генетических типов рассеянного органического вещества проводилось Г. М. Парпаровой углепетрографическими методами в тех же прозрачных полированных шлифах и аншлифах-брикетах, в каких изучалась степень углефикации (см. гл. V). Подсчет микрокомпонентов производился точечным способом, по 200—300 точкам, с условной точностью 5%. В ряде концентратов из-за мелкофрагментного характера материала (размеры частиц не превышают сотых и тысячных долей миллиметра) и обилия сростков органических компонентов с минеральными зернами подсчет микрокомпонентов произвести не удалось. Поэтому типы органического вещества определены только

## Распределение органического углерода в осадочных породах промежуточного комплекса, %

Геологический возраст	Район	Песчаники	Алевролиты	Аргиллиты	Карбонатные породы	Алевролиты, аргиллиты и карбонатные породы
D <sub>2</sub> —C <sub>2</sub>	А	$\frac{0,03-0,26}{0,08}$	$\frac{0,07-1,44}{0,48}$	$\frac{0,12-1,27}{0,67}$	$\frac{0,21-1,14}{0,72}$	$\frac{0,07-1,27}{0,61}$
	Б	—	$\frac{0,24-0,78}{0,45}$	$\frac{0,17-1,50}{0,58}$	$\frac{0,02-1,49}{0,39}$	$\frac{0,02-1,5}{0,48}$
C <sub>2</sub> —P	В	$\frac{0,10-0,48}{0,19}$	$\frac{0,04-1,29}{0,50}$	$\frac{0,49-1,68}{1,04}$	—	$\frac{0,04-1,68}{0,72}$
	Г	$\frac{0,05-0,48}{0,15}$	$\frac{0,23-1,88}{0,97}$	$\frac{0,84-2,74}{1,14}$	—	$\frac{0,23-2,74}{1,18}$
PТ	Д	$\frac{0,01-0,06}{0,03}$	$\frac{0,03-0,07}{0,05}$	$\frac{0,06-0,10}{0,07}$	$\frac{0,04-0,06}{0,05}$	$\frac{0,03-0,10}{0,05}$

Примечание. Минимальные, максимальные (числитель) и средние (знаменатель) значения C<sub>орг</sub> по типам пород.

для шести концентратов (табл. 30). Для диагностики этих типов привлекались также ИК-спектры битумоидов. Одна проба характеризует складчатый фундамент (скв. Сибкраевская-370), а все остальные — промежуточный комплекс.

Т а б л и ц а 30

## Типы органического вещества палеозойских отложений

Скважина	Геологический возраст	Порода	Микрокомпонентный состав, %	Тип органического вещества
Нижне-Табганская-1	D <sub>2</sub> —C <sub>2</sub>	Известняк	КА-72; Vt—pVt—2; ТА—1	Гумито-сапропелит
Лугинецкая-160	"	"	ОСКА-96; Vt—pVt—4	Окисорбосапропелит
Казанская-3	"	"	КА-97; Vt—pVt—3	Сапропелит
Пуглалымская-86	"	Аргиллит	КА-СМ-80; Vt—20	Гумито-сапропелит
Северо-Колпашевская-81	C <sub>2</sub> —P	Алевролит	СМ-30; Vt—70	Сапропелито-гумит
Сибкраевская-370	Pz <sub>3</sub> —?	Аргиллит	СМ-60; Vt—40	То же

Примечание. КА — коллоальгинит, Vt — витринит, pVt — псевдовитринит, ТА — талломоальгинит, ОСКА — окисорболоальгинит, СМ — сорбомикстинит.

Генетические типы органического вещества тоже отчетливо связаны с фаціальными обстановками. В морских отложениях (Pz<sub>2</sub>) преобладает сапропелевый материал, а в солоноватоводных (Pz<sub>3</sub>) — гумусовый.

Среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения слагают промежуточный комплекс в районах А и Б. В обоих районах они характеризуются примерно однотипным органическим веществом, в котором преобладает сапропелитовый материал. Но в содержаниях C<sub>орг</sub>, по типам пород имеются различия.

Содержание C<sub>орг</sub> в аргиллитах значительно ниже кларкового (0,90%), в алевролитах — примерно на кларковом уровне (0,45%), а в известняках — намного выше кларкового (0,20%). В чистых известняках содержания C<sub>орг</sub> колеблются в пределах 0,02—0,32%, составляя в

среднем 0,18%, что весьма близко к кларку, а в сильно глинистых разностях они повышаются до 0,58—1,49% (в среднем 0,89%). В связи с тем, что глинистые известняки чаще встречаются в районе А, особенно в его южной части, тяготеющей к выступающему складчатого фундамента, в этом районе средние содержания  $C_{орг}$  в известняках значительно выше, чем в районе Б. Аргиллиты в районе А тоже существенно богаче органическим веществом, чем в районе Б, а по алевролитам разница несущественная. Песчаники имелась возможность изучить только в районе А. Здесь содержание в них  $C_{орг}$  уступает кларковому (0,20%) более чем вдвое.

Карбонатные породы среднепалеозойской толщи вскрыты скважинами еще в районе Д, на Мартовской и Вездеходной площадях. Судя по нескольким пробам, среднее содержание  $C_{орг}$  составляет в них 0,29%, что в 1,5 раза выше кларка, но значительно меньше, чем в районе Б и тем более А. Однако уверенности в таких соотношениях нет, поскольку определений очень мало.

Оценивая среднепалеозойскую толщу в целом, следует признать ее весьма обогащенной органическим веществом. Дело в том, что относительно бедные  $C_{орг}$  аргиллиты и песчаники составляют очень малую часть разреза этой толщи. В полной мере это относится и к алевролитам, имеющим средние концентрации  $C_{орг}$ . Зато карбонатные породы, отличающиеся высокими содержаниями  $C_{орг}$ , резко преобладают над всеми другими типами пород, вместе взятыми. Хотя в районе А породы богаче  $C_{орг}$ , чем в районе Б, по содержаниям битумоидов, как показано в следующем разделе, отмечаются обратные соотношения. Видимо, в районе Б имелись более благоприятные условия для битуминизации органического вещества.

По сравнению с одновозрастными (девонскими) и сходными по литологическому составу отложениями Волго-Уральской области [106] среднепалеозойская толща промежуточного комплекса рассматриваемой территории характеризуется несколько пониженными содержаниями  $C_{орг}$  в терригенных породах, тогда как в карбонатных породах содержания  $C_{орг}$  примерно одинаковые. Следовательно, эти две толщи почти в равной мере обогащены органическим веществом. Однако в промежуточном комплексе Западной Сибири оно битуминизировано значительно интенсивнее, что, скорее всего, определяется более благоприятным составом органического вещества, поскольку стадии катагенеза примерно одни и те же.

Верхнепалеозойские терригенные отложения пользуются повсеместным распространением в районах В и Г. В алевролитах и аргиллитах содержания  $C_{орг}$  значительно выше кларковых, а в песчаниках — приближаются к таковым (табл. 29). Преобладает органическое вещество гумусового типа. Об этом можно судить не только по одной пробе, приведенной в табл. 30, но и по углистым включениям в породах Вартовской площади, рассмотренным в главе V.

По содержаниям органического вещества верхнепалеозойские отложения уступают юрским, но значительно превосходят нижнемеловые. [75]. Эту толщу тоже следует считать обогащенной органическим веществом. Причины существенного различия между районами В и Г, по-видимому, кроются в фациальных различиях. Содержания  $C_{орг}$  выше в районе Г, а битумоидов — в районе В, что объясняется, видимо, повышенной углефикацией органического вещества в районе Г (см. гл. V).

Пермо-триасовые отложения, большей частью красноцветные, играют существенную роль в составе промежуточного комплекса только в районе Д. Они характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями  $C_{орг}$  в породах всех типов, что вполне согласуется с окислительными и слабоокислительными геохимическими фациями.



В эффузивных породах промежуточного комплекса содержание  $C_{орг}$  колеблется от 0,02 до 0,16%. В этих породах органического вещества больше, чем, например, в осадочных породах пермо-триаса. Причем оно почти полностью сингенетично вмещающим породам. На битумоиды, которые тоже отчасти автохтонные, в среднем приходится только 7,2%, а миграция в существенных количествах нерастворимого органического вещества в таких породах едва ли возможна. Захоронение органического вещества в лавах не относится к числу редких явлений [64]. Оно вполне вероятно в нашем районе, поскольку многие эффузивные породы образовались в результате подводных излияний магмы.

В коре выветривания и по осадочным породам, и по вулканогенным содержания  $C_{орг}$  низкие: в пределах 0,02—0,08%. Они снижаются параллельно с усилением гипергенных изменений. Это органическое вещество тоже в основном сингенетичное вмещающим породам. Битумоиды составляют в нем в среднем 14,7%. Нет оснований предполагать, что такой высокий коэффициент битумоидности обусловлен разложением преимущественно небитуминозной части органического вещества, потому что в некоторых пробах этот коэффициент не достигает и 1%. Видимо, в большинстве проб имеется значительная примесь аллохтонного битумоида.

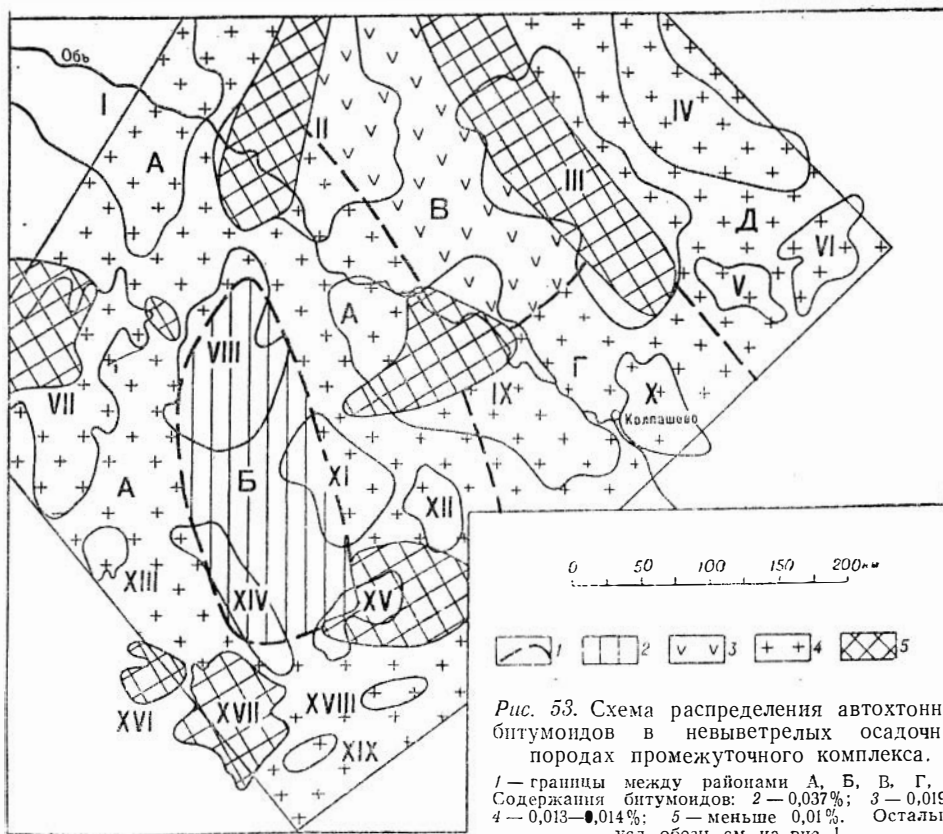
В породах складчатого фундамента содержание органического углерода варьирует в очень широких пределах: от 0,01 до 5,1%. На Каймысовском своде отмечаются только низкие содержания, а на Верхне-Комбарской площади и Пайдугинском своде — и низкие, и высокие. В двух палеозойских районах отложения складчатого фундамента по литологическим признакам близки к верхнепалеозойским отложениям промежуточного комплекса, которые, как показано выше, тоже характеризуются повышенными концентрациями  $C_{орг}$ . Определенное сходство имеется и в генетических типах органического вещества, в чем можно убедиться сравнением данных по Сибкраевской и Северо-Колпашевской площадям (см. табл. 30).

На основании изложенного выше можно заключить, что по содержаниям органического вещества в породах среднепалеозойская и верхнепалеозойская толщи промежуточного комплекса безусловно благоприятны для нефтеобразования, а пермо-триасовая явно неблагоприятна. По генетическому типу органического вещества следует отдать предпочтение среднепалеозойской толще.

## ГЕОХИМИЯ БИТУМОИДОВ

Изучение битумоидов палеозойских отложений на юго-востоке Западно-Сибирской плиты связано с серьезными трудностями. Большинство скважин, вскрывающих доюрские образования, прошло по ним лишь первые десятки метров и с очень низким выходом керна. Значительная часть керна представлена корой выветривания или сильно выветрелыми породами, эффузивами и туфогенными породами. Эти обстоятельства снижают объем каменного материала, пригодного для изучения нефтепроизводящих свойств отложений, затрудняют отбор такого материала из общей массы керна и делают необходимым обоснование сингенетичности битумоидов палеозойским отложениям (некоторые исследователи считают, что в верхней части промежуточного комплекса преобладают битумоиды, мигрировавшие из юрских отложений). С этим вопросом тесно связано обоснование сингенетичности нефтей по характеру битумоидов, что имеет решающее значение для оценки перспектив нефтегазоносности промежуточного комплекса.

Авторы проводили изучение битумоидов в тесной связи с литолого-петрографическими исследованиями. Каждый образец породы, ис-

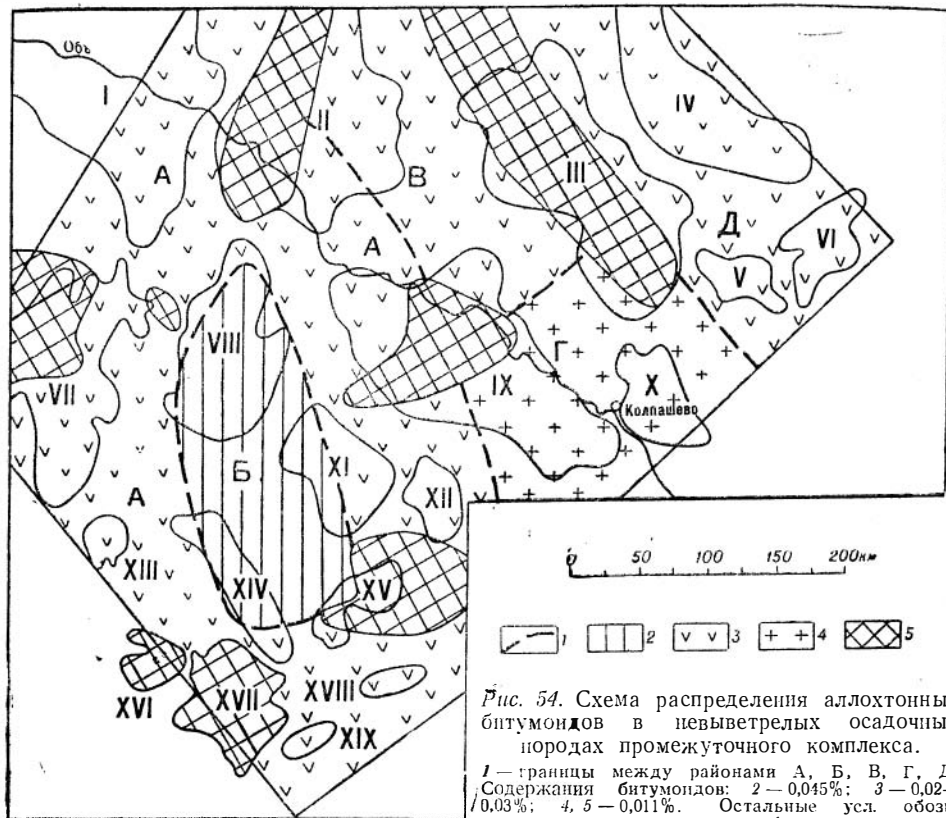


пользованный для битуминологического анализа, подвергался детальному литологическому изучению с использованием петрографических шлифов. Это позволило во всех случаях уверенно диагностировать тип породы, степень ее литификации и гипергенного изменения. Почти весь палеозойский керн, представленный нормальными осадочными породами без ясных следов гипергенных изменений, использован для битуминологических исследований. Для сравнения было отобрано значительное количество проб, выветрелых осадочных пород, магматических и туфогенных пород, а также небольшое количество проб из нижних горизонтов тюменской свиты по тем же скважинам, по каким имеется существенный битуминологический материал по палеозойским отложениям.

Обобщение битуминологических данных производилось отдельно по типам битумондов, по типам пород, по неветерельным породам и коре выветривания, а также по районам.

Всего было изучено 465 битуминологических проб, в том числе 383 из доюрских образований. В 153 битумоидах определено содержание углерода и водорода (ONS — по разности), в 253 — содержание серы, в 107 — групповой состав, в 104 — изотопный состав углерода, в 49 — оптическая активность масел. 40 битумондов изучено методом ИКС.

Все битумонды были разделены на два основных типа: преимущественно автохтонные и преимущественно аллохтонные. При этом мы опирались главным образом на коэффициент битумоидности (точнее — на отношение битумоида к органическому веществу). У преимущественно автохтонных битумондов коэффициент битумоидности ( $\beta$ ) колеблется в основном в пределах 0,3—3% (в известняках до 5—6%),



а у преимущественно аллохтонных от достигает 30—40% и более. Для диагностики типов битумоидов использовались, кроме того, некоторые характеристики их состава: содержание гетероэлементов, углерода, водорода, масел, смол, асфальтенов, а также изотопный состав углерода.

По осадочным породам промежуточного комплекса (не включая кору выветривания) количество проб с преимущественно автохтонным битумоидом оказалось лишь немногим меньше, чем с преимущественно аллохтонным (соответственно 45 и 55%). Уже одно такое широкое развитие автохтонного битумоида бесспорно доказывает сингенетичность основной массы битумоидов самим палеозойским отложениям.

Распределение автохтонных и аллохтонных битумоидов в невыветрелых осадочных породах показано на рис. 53 и 54 и в табл. 31 и 32. По содержанию битумоидов в этих породах вся область распространения промежуточного комплекса (284 битуминологические пробы) была разделена на пять районов: А, Б, В, Г и Д. Район А занимает большую площадь в западной части изученной территории между выступами складчатого фундамента на Каймысовском, Александровском, Сенькино-Сильгинском и Межовском сводах. Район Б расположен в осевой зоне района А и простирается в субмеридиональном направлении от Казанского месторождения до Северо-Васюганского. Район В находится между выступами складчатого фундамента на Александровском, Сенькино-Сильгинском и Пайдугинском сводах. К юго-востоку от этого района расположен район Г, а к востоку от Пайдугинского свода — район Д. Внешние контуры всей изученной территории условные. Они проведены не по каким-либо геологическим структурам, а по фактическому распределению изученных скважин, вскрывших доюрские образования.

На схематических картах (см. рис. 53, 54) по районам А и Б обобщены битуминологические данные по среднепалеозойской терригенно-карбонатной толще, по районам В и Г — по верхнепалеозойской терригенной толще и по району Д — вновь по среднепалеозойской толще, вскрытой скважинами на Мартовской и Вездеходной площадях. В последнем районе непосредственно под осадочным чехлом более широко распространены, по-видимому, красноцветные пермо-триасовые отложения. Однако мощность их небольшая, и они не рассматриваются в качестве нефтематеринских отложений. Поэтому данные по ним не использованы для характеристики района Д. Что же касается среднепалеозойской толщи, то она, очевидно, развита по всему этому району.

Таблица 31

Распределение битумоидов в невыветрелых осадочных породах промежуточного комплекса

Порода	Тип битумоидов	Средние данные по районам					Общие средние
		А	Б	В	Г	Д	
Аргиллиты	Автохт.	0,015	0,058	—	0,020	—	0,024
	Аллохт.	0,023	0,036	0,033	0,034	—	0,028
	Σ	0,019	0,047	0,033	0,022	—	0,026
Алевролиты	Автохт.	0,014	—	0,021	0,012	—	0,015
	Аллохт.	0,020	—	0,022	0,012	—	0,018
	Σ	0,017	—	0,021	0,012	—	0,017
Песчаники	Автохт.	—	—	—	0,006	0,004	0,005
	Аллохт.	0,017	—	0,020	0,008	0,010	0,016
	Σ	0,017	—	0,020	0,007	0,007	0,015
Известняки	Автохт.	0,013	0,027	0,018	—	0,013	0,019
	Аллохт.	—	0,048	0,011	—	0,069	0,047
	Σ	0,013	0,035	0,016	—	0,027	0,029
Аргиллиты и алевролиты	Σ	0,018	0,047	0,024	0,016	—	0,021
Все осадочные	Автохт.	0,014	0,037	0,019	0,014	0,013	0,019
	Аллохт.	0,021	0,045	0,021	0,011	0,029	0,023
	Σ	0,018	0,041	0,021	0,014	0,017	0,021

Распределение битумоидов в осадочных породах складчатого фундамента тоже прослежено по районам, но по меньшему количеству проб (70). Контуры этих районов соответствуют контурам выступов складчатого фундамента, являющихся зонами отсутствия промежуточного комплекса. Но не на всех таких выступах известны осадочные породы. Поэтому в табл. 32 характеристика битуминозности пород складчатого фундамента дается только для пяти районов отсутствия промежуточного комплекса. Четыре из них связаны с Каймысовским, Александровским, Пайдугинским и Северо-Сильгинским сводами, а пятый расположен юго-восточнее Пудинского свода.

В отложениях промежуточного комплекса соотношения в битуминозности пород различных типов такие же, как и в подавляющем большинстве других осадочных бассейнов. Содержание автохтонных битумоидов в среднем по всем районам уменьшается от аргиллитов (0,024%) к алевролитам и известнякам (0,015 и 0,019%), а затем к песчаникам (0,005%). Такое распределение подтверждает сингенетичность битумоидов палеозойским отложениям промежуточного комплекса. Если бы битумоиды мигрировали из юрских отложений, они создали бы повышенные концентрации в относительно проницаемых

Распределение битумоидов в невыветрелых осадочных породах складчатого фундамента

Породы	Тип битумоидов	Средние данные по выступам фундамента					Общие средние
		Пудинский	Сенькинский	Пайдугинский	Алексаандровский	Каймысовский	
Аргиллиты	Автохт.	0,007	0,008	0,007	0,010	0,006	0,008
	Аллохт.	0,014	0,004	0,018	—	0,013	0,010
	Σ	0,008	0,007	0,013	0,010	0,012	0,009
Алевролиты	Автохт.	—	0,013	0,011	—	—	0,012
	Аллохт.	0,011	—	—	0,022	0,013	0,015
	Σ	0,011	0,013	0,011	0,022	0,013	0,014
Песчаники	Автохт.	—	—	0,019	—	0,011	0,015
	Аллохт.	—	0,012	0,008	0,006	0,017	0,011
	Σ	—	0,012	0,013	0,006	0,014	0,012
Аргиллиты и алевролиты	Σ	0,009	0,008	0,010	0,014	0,013	0,009
Все осадочные	Автохт.	0,007	0,009	0,010	0,010	0,008	0,008
	Аллохт.	0,015	0,008	0,015	0,014	0,014	0,011
	Σ	0,010	0,009	0,013	0,012	0,013	0,010

породах. У аллохтонных битумоидов распределение по породам несколько иное. Максимальные концентрации их отмечаются в известняках (0,047%), а минимальные — в песчаниках (0,016%) и алевролитах (0,018%).

Рассмотренные соотношения сохраняются во всех районах развития промежуточного комплекса. Только в районе В преимущественно карбонатные породы отличаются пониженными содержаниями и автохтонных, и аллохтонных битумоидов по сравнению с другими типами пород. В составе этих пород карбонатный материал превышает 50%, но они не являются обычными известняками или мергелями. Как показано в главе III, большая часть карбонатного материала имеет терригенное происхождение, что и обусловило пониженную битуминозность этих пород. Аллохтонный битумоид в некоторых пробах из районов А и Б достигает очень высоких концентраций (0,3—0,7%). Эти «ураганные» содержания при выведении средних значений не учитывались. Но если бы мы их учли, то соотношения в аллохтонной битуминозности пород различных типов в районах А и Б получились бы несколько иными.

По пяти районам промежуточного комплекса, показанным на рис. 53 и 54 и в табл. 31, битумоиды распределены неравномерно. Наиболее высокие содержания их отмечаются в районе Б. По сравнению с девоном Татарии [106] здесь битуминозность известняков выше почти вдвое, а битуминозность аргиллитов такая же. При этом следует еще учесть, что из пород Татарии битумоиды извлекались посредством горячей экстракции, при которой битумонда получается на 10—20% больше, чем при холодной. В районе Б песчаников и алевролитов практически нет, а известняки значительно преобладают над аргиллитами. Следовательно, по битуминозности осадочных пород в целом район Б превосходит девон Татарии примерно вдвое. В палеозойских аргиллитах этого района битумоидов также больше, чем в валанжинских и, тем более, готерив-барремских аргиллитах Средне-Обской области [75].

В других районах развития промежуточного комплекса средняя битуминозность невыветрелых осадочных пород в 2—2,5 раза ниже, чем

в районе Б. Среди них заметно выделяется район В, который по битуминозности палеозойских осадочных пород в целом приближается к девону Татарии и к нижнему мелу Средне-Обской области. Причем данные по этому району следует рассматривать как заниженные, поскольку большая часть геохимических материалов получена по Вартовской площади, на которой глинисто-карбонатная толща не вскрыта, но она имеется здесь на малых глубинах, судя по многочисленным обломкам известняков с фауной в верхнепалеозойских песчаниках, пройденных скважинами.

Районы А, Г и Д по содержанию в палеозойских породах автохтонных битумоидов практически не различаются, а по аллохтонным битумоидам лучшие показатели у района Д и худшие у района Г. В районе Д битуминозность известняков даже немного выше, чем в Татарии, а ведь и там, и здесь эти породы преобладают в сравниваемых разрезах. В районах А и Г битуминозность палеозойских аргиллитов вдвое ниже, чем в девоне Татарии, но, судя по картам, составленным в СНИИГГиМСе [75], примерно такая же, как в готерив-барреме Средне-Обской области (район г. Сургута и непосредственно к югу и юго-востоку от него).

Таким образом, осадочные породы палеозоя во всей области распространения промежуточного комплекса содержат значительные количества битумоидов, как и многие хорошо изученные нефтегазоносные толщи, а в районе В и особенно в районе Б они по битуминозности не уступают или даже значительно превосходят такие богатые нефтеносные толщи, как девон Татарии и нижний мел Средне-Обской области.

Во всех районах развития промежуточного комплекса имеются эффузивные породы. Судя по восьми битуминологическим пробам из районов А, Б и В, они содержат небольшие количества (0,007—0,012%) явно аллохтонных битумоидов. Две пробы из серпентинитов Фестивальной площади более битуминозны (0,013 и 0,016%), что, скорее всего, связано с нефтеносностью серпентинитов в этой же скважине.

В коре выветривания по эффузивам (18 проб) битумоиды тоже аллохтонные, и содержание их примерно в 1,5 раза выше, чем в самих эффузивах, но в 2—4 раза ниже, чем в неветрелых осадочных породах на тех же площадях. Эти соотношения, с одной стороны, свидетельствуют о повышенной миграционной способности битумоидов в сильно выветрелых эффузивах по сравнению с неветрелыми, а с другой стороны, они подтверждают, что в палеозойских отложениях преобладают образовавшиеся в них же битумоиды. Если бы битумоиды мигрировали из юрских отложений, то в коре выветривания по эффузивам содержание их было бы выше, чем в неветрелых осадочных породах.

В коре выветривания по осадочным породам (19 проб) тоже преобладают аллохтонные битумоиды, но встречаются и автохтонные, с коэффициентом битумоидности 0,7—1,5. Содержания аллохтонного битумоида в коре пропорциональны битуминозности нижележащих неветрелых пород (по крайней мере в районах А, Б и В, где имеется кора по осадочным породам), но в первом случае битуминозность ниже, чем во втором, в 1,5—2 раза. Кора по осадочным породам явно битуминознее коры по эффузивам и неветрелых эффузивов. Все эти соотношения свидетельствуют о том, что в коре по осадочным породам имеются сингенетичные битумоиды.

В осадочных породах, подстилающих кору выветривания, битумоиды, возможно, не испытали значительного выветривания. Д. Лейтхаузер, проведя специальное исследование по верхнемеловым сланцам в штате Юта, показал, что с удалением от поверхности земли резкое увеличение содержания битумоидов (до 50%) прослеживается лишь до

глубины 3 м, а далее изменения незначительны [169]. В промежуточном комплексе изучаемой территории с переходом от коры выветривания к осадочным породам тоже наблюдается снижение содержания битумоидов, даже более резкое. Однако ниже коры выветривания содержание и автохтонных, и аллохтонных битумоидов колеблется независимо от расстояния до подошвы коры. Это дает основание распространять рассмотренные выше данные по битуминозности невыветрелых пород также и на более глубокие горизонты промежуточного комплекса, еще не вскрытые скважинами.

Невыветрелые осадочные породы складчатого фундамента содержат намного меньше битумоидов, чем такие же породы промежуточного комплекса (см. рис. 53, 54, табл. 31). Особенно велика разница в содержании автохтонных битумоидов: по всем породам в 2,5 раза, а по аргиллитам даже в 3 раза. Статистическая обработка имеющихся данных совершенно определенно подтверждает эти различия. Доверительные интервалы средних величин даже при доверительной вероятности 99,9% не перекрываются с большим запасом. Так, среднее содержание автохтонных битумоидов в промежуточном комплексе заключено в интервале 0,0177—0,0203%, а в складчатом фундаменте — 0,007—0,0123%. Для аллохтонных битумоидов соответствующие интервалы следующие: 0,0184—0,0276 и 0,0107—0,0173%.

Весьма интересно, что, несмотря на существенные различия в содержании органического вещества между разными выступами складчатого фундамента, содержание автохтонного битумоида остается примерно на одном уровне (средние по районам — от 0,007 до 0,010%). Возможно, этот уровень зависит не от содержания органического вещества (коэффициент битумоидности колеблется в широком интервале очень низких значений, нередко опускающихся до сотых долей процента), а от сорбционной емкости консолидированных пород фундамента.

Аллохтонный битумоид в невыветрелых осадочных породах складчатого фундамента распределен менее равномерно, чем автохтонный, а содержания его значительно выше. Так, в четырех районах развития фундамента содержания этого битумоида даже выше, чем в районе Г промежуточного комплекса, но все-таки ниже, чем во всех других районах промежуточного комплекса.

Эффузивные породы складчатого фундамента (14 проб) и кора выветривания по эффузивам (21 проба) по характеру битуминозности совершенно не отличаются ни от соответствующих образований промежуточного комплекса, ни от осадочных пород фундамента. Однако кора по осадочным породам складчатого фундамента (17 проб) содержит как аллохтонный, так и автохтонный битумоид. Содержание того и другого в этой коре существенно ниже, чем в подстилающих невыветрелых осадочных породах. Видимо, в коре по осадочным породам имеется сингенетичный битумоид.

Большое различие в битуминозности осадочных пород складчатого фундамента и промежуточного комплекса, особенно по автохтонным битумоидам, а также различие в соотношениях битуминозности коры по осадочным породам и самих осадочных пород является важным подтверждением контуров распространения промежуточного комплекса, приведенных по литолого-петрографическим признакам.

Основные данные по составу битумоидов, извлеченных из невыветрелых осадочных пород промежуточного комплекса и складчатого фундамента, приведены в табл. 33. В ней использовано по промежуточному комплексу и складчатому фундаменту соответственно 208 и 62 определения коэффициента битумоидности, 57 и 13 анализов группового состава, 92 и 26 определений углерода и водорода (ONS — по разности), 142 и 50 определений серы. По складчатому фундаменту из типов пород выделены только аргиллиты, потому что на алевролиты и песчаники при-

Состав битумоидов в невыветрелых осадочных породах промежуточного комплекса

Породы	Тип битумоидов	β	Элементный состав, %					Групповой состав, %			
			C	H	ONS	C/H	S	масла	бен- золь- ные смолы	спирто- бен- зольные смолы	асфаль- тены
<i>Промежуточный комплекс</i>											
Аргиллиты	Автохт.	1,16	81,50	10,57	7,93	7,7	3,15	38,65	15,69	20,67	24,98
	Аллохт.	11,43	83,05	10,96	6,89	8,2	0,52	51,20	12,80	26,00	9,70
	Σ	5,72	82,14	10,36	7,50	7,9	1,99	42,64	14,86	22,19	20,31
Алевролиты	Автохт.	1,10	81,23	10,39	8,38	7,8	1,67	44,65	28,02	14,15	13,18
	Аллохт.	14,84	81,88	11,63	6,49	7,0	0,96	44,09	22,96	22,50	10,50
	Σ	8,84	81,56	11,01	7,49	7,4	1,30	44,37	25,49	18,33	11,81
Известняки	Автохт.	2,42	79,97	10,15	9,88	7,9	1,27	39,18	23,90	22,79	14,13
	Аллохт.	26,75	81,58	10,49	7,93	7,8	0,94	42,40	25,00	12,60	20,00
	Σ	13,78	80,63	10,29	9,08	7,9	1,18	39,99	24,18	20,24	15,59
Песчаники	Аллохт.	20,27	79,63	11,63	8,74	6,8	0,82	36,90	23,37	33,31	6,42
Все породы	Автохт.	1,57	80,87	10,36	8,77	7,8	2,10	39,42	20,82	21,19	18,57
	Аллохт.	18,24	81,50	10,90	7,60	7,5	0,78	42,82	17,44	28,70	11,04
<i>Складчатый фундамент</i>											
Аргиллиты	Автохт.	0,61	77,21	11,12	11,67	6,9	1,29	47,33	19,88	24,52	8,27
	Аллохт.	24,10	79,17	11,62	9,21	6,8	0,72	53,34	16,49	25,21	4,96
	Σ	9,46	77,96	11,35	10,69	6,9	0,79	50,34	18,19	24,86	6,61
Все породы	Автохт.	0,72	77,71	11,30	10,99	6,9	1,49	47,33	19,88	24,52	8,27
	Аллохт.	25,23	79,76	12,04	8,20	6,6	0,84	63,06	14,78	17,56	4,60

ходится небольшое количество анализов, а известняков вообще нет.

Как видно из табл. 33, автохтонные и аллохтонные битумоиды отчетливо различаются по целому ряду параметров. Некоторые из них обработаны статистически. Так, в породах складчатого фундамента, содержащих автохтонный битумоид, средняя величина коэффициента битумоидности заключена в доверительном интервале 0,42—1,1%, а в породах, содержащих аллохтонный битумоид,— 18,9—29,3% (доверительная вероятность 99,9%). У пород промежуточного комплекса соответствующие доверительные интервалы при той же доверительной вероятности следующие: 0,49—2,65 и 13,34—23,14%. Среднее содержание серы у автохтонных битумоидов промежуточного комплекса заключено в доверительном интервале 1,33—2,83%, а у аллохтонных битумоидов—0,34—1,22% (доверительная вероятность 99,9%).

По показателям состава, за исключением рассмотренного выше содержания серы, автохтонные и аллохтонные битумоиды различаются менее четко. Содержание углерода во всех случаях увеличивается от автохтонных битумоидов к аллохтонным, но на небольшую величину. Остальные показатели изменяются закономерно, но с единичными отклонениями (см. табл. 33). Например, содержание асфальтенов везде сильно уменьшается от автохтонных битумоидов к аллохтонным, но для известняков промежуточного комплекса отмечается обратная картина. Причины таких отклонений пока не выяснены.

Аллохтонные и автохтонные битумоиды промежуточного комплекса различаются также и по количественным соотношениям с органическим веществом. Для первых коэффициент корреляции составляет +0,307, для вторых +0,687. Обе связи положительные и очень сильные, но у ал-



дохтонных битумоидов связь с органическим веществом все же значительно слабее, что отмечалось и для многих других нефтегазоносных толщ [34]. По тем и другим битумоидам ясно выражена закономерность Успенского—Вассоевича. В породах с автохтонным битумоидом коэффициент корреляции органического углерода с коэффициентом битумоидности составляет—0,492, а в породах с аллохтонным битумоидом—0,724. Обе связи сильные отрицательные. В данном случае процессы миграции привели к более яркому выражению закономерности Успенского—Вассоевича.

Общей особенностью палеозойских битумоидов является высокое содержание водорода, отсюда и низкое отношение углерода к водороду. Недавно В. В. Иванцова (ВНИГРИ), основываясь на нескольких анализах, выделяла в палеозое два типа битумоидов: с низким и высоким отношением углерода к водороду (устное сообщение). Первый тип, по ее мнению, характеризуется малыми содержаниями в породах, а второй — сравнительно большими.

Располагая более представительным материалом, мы имеем возможность уточнить этот вопрос. Отношение углерода к водороду очень низкое у всех палеозойских пород. Причем по этому показателю ясно выражено различие между породами промежуточного комплекса и складчатого фундамента (см. табл. 33). У всех битумоидов складчатого фундамента, за исключением двух проб (7,8 и 7,9), отношение углерода к водороду не превышает 7,2. У одного из них (из песчаника Чимулякской площади) оно составляет лишь 5,8 (С—81,05, Н—13,91). Видимо, этот битумоид имеет существенно парафиновый состав. Масла составляют в нем 85,51%, и внешне он выглядит как довольно чистый парафин.

Какой-либо связи между С/Н и выходом битумоида на породу не намечается. Породы складчатого фундамента вообще бедны битумоидами, но встречаются пробы с существенным содержанием. Например, на Береговой, Рогалевской, Ильякской и Весенней площадях в единичных пробах содержание битумоида составляет 0,022—0,023%, а С/Н у этих битумоидов составляет соответственно 6,8; 6,4; 6,7 и 6,7, т. е. на уровне средних значений для фундамента. Имеются также примеры сравнительно высоких С/Н (6,9 и даже 7,9) при низком выходе битумоида (0,005%). Скорее всего, у битумоидов складчатого фундамента низкое отношение углерода к водороду обусловлено значительным метаморфизмом (именно метаморфизмом, а не катагенезом) и не зависит от содержания битумоидов в породе.

У битумоидов промежуточного комплекса С/Н значительно выше. В основном оно заключено в интервале 6,5—9,5 и ни в одном случае не опускается ниже 6,5, но в единичных пробах повышается до 10—11 и даже до 12,8. Отчетливой связи между С/Н и выходом битумоида на породу тоже не отмечается. Имеется немало примеров обратных соотношений. Так, на Мыгтынской и Колпашевской площадях при содержании битумоидов 0,026—0,034% С/Н составляет в них 6,7—6,9. На Мыгтынской же, Ракитинской, Фестивальной, Лугинецкой, Шахматной площадях при содержаниях битумоидов 0,007—0,017% С/Н повышается до 7,1—7,7, а на Западно-Останинской и Южно-Соснинской площадях при выходе битумоида 0,012—0,014% С/Н составляет 10,5 и даже 11,4.

Вероятно, и в промежуточном комплексе С/Н в значительной степени определяется степенью катагенеза. Поэтому С/Н здесь в общем больше, чем в складчатом фундаменте, но меньше, чем в юре. Эта закономерность намечается и в пределах самого промежуточного комплекса. Так, район Г отличается максимальным катагенезом и минимальным С/Н, а район В — низким катагенезом и сравнительно высоким С/Н. В восточной половине Средне-Васюганского свода С/Н еще несколько выше. Здесь степень катагенеза по органическому веществу не определе-

на, но породы литифицированы слабее, чем в районе В. На этом основании здесь выделено поле с катагенезом до марок ДГ--Г (см. гл. V).

Между битумоидами промежуточного комплекса и фундамента имеются и другие отчетливо выраженные различия. В битумоидах фундамента меньше углерода, серы, асфальтенов, больше водорода и масел, резче выражены различия между аллохтонными и автохтонными битумоидами почти по всем показателям. Все это согласуется с повышенным метаморфизмом фундамента, но, по-видимому, зависит и от других, еще мало изученных для этих отложений факторов, в частности от характера исходного органического вещества и условий его диагенетического преобразования.

Различия в составе битумоидов складчатого фундамента и промежуточного комплекса и отличия тех и других от битумоидов юры являются еще одним подтверждением преобладания в палеозое сингенетичных ему битумоидов, а также правильности проведенных на рис. 1 контуров распространения промежуточного комплекса.

Как в промежуточном комплексе, так и в складчатом фундаменте битумоиды в эффузивных породах, в коре выветривания по эффузивам и в коре по осадочным породам, судя по небольшому количеству проб (для разных анализов от 20 до 50), по составу мало отличаются от битумоидов невыветрелых пород. Заметна лишь слабо выраженная тенденция к окислению битумоида в коре выветривания. В данном случае проявилось противоположное влияние миграции при окислении на состав битумоидов. В коре выветривания преобладают аллохтонные битумоиды, обедненные кислыми компонентами благодаря миграции, а окисление обогатило битумоиды этими компонентами.

Для суждения о генетических связях битумоидов палеозоя и мезозоя интересно сравнить составы битумоидов по одним и тем же скважинам в зонах непосредственного контакта палеозойских и юрских пород или хотя бы при малых расстояниях между ними по разрезу. Такие материалы обработаны нами по 16 площадям. На 10 из них юрские отложения залегают на промежуточном комплексе, а на 6 — на складчатом фундаменте. На 5 площадях (Озерная, Останинская, Ракитинская, Мирная, Олимпийская) палеозой и юра опробованы в одном интервале отбора керна, на 3 площадях (Колпашевская, Мыгытынская, Южно-Соснинская) — в соседних интервалах, на 5 площадях (Мыльджинская, Фестивальная, Береговая, Западно-Сильгинская и Соболиная) — на расстояниях 15—40 м друг от друга, на 3 площадях (Верх-Тарская, Первомайская, Чимулякская) — на расстояниях 80—100 м.

На большинстве рассматриваемых площадей палеозойские битумоиды отчетливо отличаются от юрских меньшим содержанием углерода и большим — водорода и гетероэлементов. Такие соотношения никак нельзя объяснить миграцией юрского битумоида в палеозой. Очевидно, они обусловлены генетической самостоятельностью битумоидов как в юре, так и в палеозое. Эти соотношения в области промежуточного комплекса несколько нарушаются только на Западно-Сильгинской и Южно-Соснинской площадях. На последней в палеозойском битумоиде больше гетероэлементов, но меньше водорода, чем в юрском битумоиде, что также не свидетельствует о миграции из юры в палеозой. На Западно-Сильгинской площади в коре по аргиллитам битумоиды содержат меньше гетероэлементов и больше водорода, чем битумоиды юрских пород из тех же скважин. Возможно, в данном единичном случае какая-то часть битумоидов, имеющих в коре выветривания, поступила из юрских отложений.

Широкие пределы, в которых колеблются коэффициенты битумоидности и все параметры состава битумоидов, свидетельствуют об интенсивном развитии процессов миграции битумоидов, в том числе и эмиграции их из материнских пород. Масштабы эмиграции авторы для про-

межуточного комплекса раньше оценивали в 70—80% [36], что вполне согласуется с характером катагенеза отложений [34, 94]. Теперь эта оценка подтверждена более представительным аналитическим материалом и дополнена оценкой по складчатому фундаменту.

Для определения масштабов эмиграции средние данные не использовались, поскольку на них отражаются и другие факторы, особенно на материалах по удаленным друг от друга скважинам. Поэтому были выбраны площади, на которых в одних и тех же скважинах сравнительно полно охарактеризованы битумоиды различных генетических типов из неветрелых осадочных пород. Для каждой такой площади масштабы эмиграции оценивались отдельно. При этом мы пользовались методикой С. Г. Неручева [94], которая получила широкое распространение и апробирована во многих районах.

Масштабы эмиграции подсчитывались по коэффициенту битумоидности, по содержаниям углерода, гетероэлементов и масел, а также по изотопному составу углерода (в конце этой главы). Наиболее представительны данные по коэффициенту битумоидности. Мы отдаем предпочтение этим данным также и потому, что коэффициент битумоидности эмиграции, чем другие показатели. Для родственных групп проб масштабы эмиграции, рассчитанные по коэффициенту битумоидности, всегда колеблются в очень узких пределах, а рассчитанные по другим показателям, за исключением изотопного состава углерода, — в довольно широких. Корреляционный анализ показал, что масштабы эмиграции битумоидов, оцененные по коэффициенту битумоидности и изотопному составу углерода, положительно связаны между собой с высокой достоверной вероятностью. Связи с масштабами, оцененными по содержанию углерода, менее надежные, но все-таки значимые. Наконец, масштабы эмиграции, оцененные по содержанию гетероэлементов и данным группового состава, не имеют надежных связей ни между собой, ни с масштабами, рассмотренными выше.

В породах складчатого фундамента масштабы эмиграции битумоидов можно было оценить только по коэффициенту битумоидности, и лишь на семи площадях: Верхне-Комбарской, Весенней, Ильякской, Кочебиловской, Куржинской, Соболиной и Сомовской. Масштабы эмиграции колеблются в пределах от 70 (Куржинская площадь) до 95% (Верхне-Комбарская и Весенняя площади), составляя в среднем 82%. Медианное значение, которое при малой выборке может оказаться более надежным, повышается до 87% (Кочебиловская площадь). В соответствии с этими данными мы считаем, что масштабы эмиграции битумоидов для осадочных отложений фундамента следует оценивать примерно в 85%.

В породах промежуточного комплекса масштабы эмиграции оценивались на 13 площадях: Ажарминской, Западно-Сильгинской, Вартовской, Западно-Кельватской, Колпашевской, Лугинецкой, Мыльджинской, Ново-Васюганской, Пуглалымской, Ракигинской, Шахматной, Юбилейной и Южно-Соснинской. Коэффициент битумоидности использован на всех перечисленных площадях, содержания углерода и гетероэлементов — на четырех и содержания масел — на трех. По содержанию углерода коэффициент эмиграции колеблется от 50 до 69%, по содержанию гетероэлементов (в тех же пробах) — от 38 до 77% и по содержанию масел — от 40 до 72%.

Масштабы эмиграции, рассчитанные по коэффициенту битумоидности, колеблются от 69 (Южно-Соснинская площадь) до 88% (Пуглалымская площадь). Напомним, что именно на Пуглалымской площади отмечается локальное повышение степени катагенеза рассеянного органического вещества. Средние масштабы эмиграции определяются в 77,6%, а медианные — в 74,5% (Вартовская площадь). По-видимому, масшта-

бы эмиграции для промежуточного комплекса всей изученной территории можно принять за 75%. Они несколько меняются по площади, но данных для порайонной оценки пока недостаточно.

Широкое развитие в палеозойских отложениях автохтонных и аллохтонных битумоидов и значительные масштабы эмиграции битумоидов, бесспорно, доказывают наличие в этих отложениях нефтепроизводящих пород. Однако о реализации этих нефтепроизводящих свойств вполне определенно могут свидетельствовать только нефти, сингенетичные палеозойским отложениям.

В предыдущем разделе рассмотрены свойства палеозойских нефтей, доказывающие их сингенетичность. Еще более убедительные доказательства вытекают из сравнения некоторых свойств нефтей и битумоидов, в частности оптической активности и изотопного состава углерода.

Оптическая активность нефтей и битумоидов, насколько нам известно, до сих пор сопоставлялась только М. К. Бреннеманом и П. В. Смитом, исследовавшими 11 пар нефтей и битумоидов из нескольких нефтеносных бассейнов США и Венесуэлы [16]. Определив в нефтях и биту-

Таблица 34

Характеристика оптической активности масляных фракций битумоидов

	K <sub>1</sub>	J	P <sub>2</sub>		Все битумоиды		
			Тип битумоида				
			автохт.	автохт.		автохт.	аллохт.
Количество исследованных проб . . . . .	5	17	10	17	27		
Колич. (%) проб с левым вращением . . . . .	0	0	3(30)	3(18)	6(22)		
Колич. (%) неактивных проб . . . . .	0	10(59)	6(60)	8(47)	14(52)		
Колич. (%) проб с правым вращением . . . . .	5(100)	7(41)	1(10)	6(35)	7(26)		
Минимальная активность, град	+11,57	0	-8,37	-10,00	-10,00		
Максимальная активность, град	+70,42	+55,17	+4,86	+8,61	+8,61		
Средняя активность, град . . . . .	+45,46	+8,05	-1,18	+0,96	+1,05		
Средняя активность дистиллятов нефтей, град . . . . .	+1,60	+0,31		+0,16			

моидах 12 групп разнообразных химических и физических параметров, они доказали генетическое родство нефтей битумоидам тех же свит, из каких получены нефти. Выполненная нами корреляция их данных показала, что оптическое вращение парафино-нафтеновых углеводородов нефтей и битумоидов относится к числу таких параметров, по которым генетические связи между нефтями и битумоидами прослеживаются наиболее четко [34]. Очевидно, и в Западной Сибири подобным данным следует придавать серьезное значение.

Авторы уже сообщали о согласованности в изменениях оптической активности нефтей и битумоидов как в палеозойских, так и в юрских отложениях, что свидетельствовало в пользу сингенетичности тех и других нефтей [142]. К настоящему времени мы располагаем более представительными материалами. Оптическая активность определена у масляных фракций битумоидов в 49 пробах: в 27—из палеозоя, в 17 — из юры и в 5 — из нижнего мела.

В Западно-Сибирской низменности, как и в США [16], масла битумоидов обладают более высокой оптической активностью, чем дистилляты нефтей. Вместе с тем изменения оптической активности нефтей и битумоидов по разрезу четко согласуются между собой. Это ясно выражено в табл. 34.

Если ни у одного юрского и нижнемелового битумоида не отмечается левого вращения, то в палеозое роль таких битумоидов значитель-

на, особенно среди автохтонных. Такие битумоиды вместе с оптически пассивными, в которых левовращающие молекулы скомпенсированы правовращающими, в палеозойских отложениях составляют 90% от изученных автохтонных битумоидов. В нижнем мелу значительное правое вращение имеют все битумоиды, в юре — 41%, а в палеозое — только 10% (среди автохтонных). Эти данные хорошо согласуются с тем, что левовращающие фракции в Западной Сибири известны только у палеозойских нефтей. Для них же наиболее характерны оптически «пассивные» фракции.

Сравнение средних данных по активности одновозрастных нефтей и битумоидов убедительно свидетельствует о генетических связях нефтей с битумоидами тех же комплексов, в каких они залегают. Показательно также различие оптической активности автохтонных и аллохтонных битумоидов в палеозое. У аллохтонных битумоидов можно было бы предполагать меньшую активность, поскольку в них меньше крупных молекул, чем в автохтонных. Однако мы видим обратные соотношения.

У аллохтонных битумоидов и активность в среднем выше, и левовращающие пробы встречаются реже. Возможно, это связано с тем, что в верхней части промежуточного комплекса в некоторых районах имеется примесь юрского аллохтонного битумоида. Это наиболее вероятно на Усть-Сильгинской площади. Здесь в коре выветривания по осадочным породам промежуточного комплекса имеется аллохтонный битумоид с высоким положительным оптическим вращением (+25°), превышающим

максимальное вращение у автохтонных палеозойских битумоидов более чем в 5 раз. Эту «ураганную» пробу не учли в средних значениях, поскольку она взята из коры выветривания. Но и с учетом ее средняя активность палеозойских битумоидов была бы только 1,93°, т. е. в 4 с лишним раза ниже, чем у юрских.

Для 9 площадей мы имеем конкретные данные по оптической активности битумоидов и из палеозоя, и из нижней части тюменской свиты. Как видно из табл. 35, лишь на Вартовской площади средняя оптическая активность у палеозойских битумоидов немного выше, чем у юрских. Здесь все замеры нулевые, кроме одного аллохтонного битумоида, который, в принципе, мог иметь смешанное происхождение. На Черемшанской площади оба битумоида оптически «пассивны» и оба они аллохтонные. На всех остальных площадях активность у юрских битумоидов намного выше, чем у палеозойских. В четырех случаях различие выражается даже в знаке.

Совокупность приведенных данных по оптической активности битумоидов и нефтей Западной Сибири как по объему аналитического материала, так и по выраженности закономерностей доказывает сингенетичность палеозойских нефтей вмещающим толщам еще более надежно, чем это сделано М. К. Бреннеманом и П. В. Смитом по бассейнам США [16], для которых сингенетичность нефтей подтверждена также и многими другими показателями.

По изотопному составу углерода битумоидов сингенетичность палеозойских нефтей обосновывается еще более убедительно, поскольку этот параметр обнаруживает строгую зависимость от фаций отложений

Таблица 35

Оптическая активность палеозойских и юрских битумоидов на изученных площадях

Площадь	[α] <sub>D</sub> (среднее), град	
	Pz	J <sub>1-2</sub>
Фестивальная . . . . .	-10,00	+12,46
Мыльджинская . . . . .	-3,50	+7,58
Юбилейная . . . . .	-3,80	0
Верхне-Комбарская . . . . .	-0,65	0
Верх-Тарская . . . . .	0	+23,17
Колпашевская . . . . .	0	+7,50
Черемшанская . . . . .	0	0
Казанская . . . . .	+3,13	+55,17
Вартовская . . . . .	+1,11	0

Изотопный состав углерода битумондов в осадочных породах промежуточного комплекса

Свита	Аллохтонные битумонды			Автохтонные битумонды			δС <sup>13</sup> автохтонных битумондов по отношению к δС <sup>13</sup> нефтей
	n	интервалы δС <sup>13</sup> , ‰	средние δС <sup>13</sup> , ‰	n	интервалы δС <sup>13</sup> , ‰	средние δС <sup>13</sup> , ‰	
Куломзинская . . . . .	10	(-2,62) — (-3,02)	-2,85	8	(-2,41) — (-2,64)	-2,53	+0,40
Васюганская (верхн. часть) . . . . .	1		-2,82	1		-2,93	+0,27
Васюганская (нижн. часть) . . . . .	1		-2,74	5	(-2,50) — (-2,61)	-2,55	+0,37
Тюменская . . . . .	10	(-2,63) — (-3,04)	-2,87	18	(-2,41) — (-2,97)	-2,64	+0,54
Pz (континентальные и переходные отложения) . . . . .	1		-2,87	6	(-2,70) — (-2,88)	-2,77	—
Pz (морские отложения) . . . . .	22	(-2,54) — (-3,06)	-2,74	16	(-1,66) — (-2,57)	-2,26	+0,62
Все морские отложения . . . . .	33	(-2,54) — (-3,06)	-2,77	29	(-1,66) — (-2,64)	-2,37	+0,54
Все неморские отложения . . . . .	12	(-2,63) — (-3,04)	-2,93	25	(-2,41) — (-2,97)	-2,68	+0,50

как у нефтей, так и у битумондов. Эта зависимость прослеживается в Западной Сибири и в других районах при фаональных изменениях и по разрезу, и по простиранию [33, 34, 115, 116, 167, 172 и др.].

В битумондах из готерив-барремских отложений наиболее легкий углерод ( $\delta\text{C}^{13} = -3,15\%$ ) отмечен, по нашим данным, в Чулымском районе Новосибирской области (с. Уржаниха), где почти весь разрез княлинской свиты представлен красноцветными континентальными и лагунными отложениями. На Мыльджинской площади, в области развития прибрежно-морских и лагунных фаций княлинской свиты,  $\delta\text{C}^{13}$  увеличивается до  $-2,89\%$ . На Соснинско-Советском месторождении роль лагунных фаций в вартовской свите снижается, а  $\delta\text{C}^{13}$  повышается до минус 2,79—2,82%. На Усть-Балыкском месторождении почти весь разрез вартовской свиты (тоже готерив-баррем) представлен морскими и прибрежно-морскими фациями. В соответствии с этим и углерод битумондов здесь наиболее тяжелый ( $\delta\text{C}^{13} = -2,64\%$ ).

Подобная картина намечается и для палеозойских отложений. Наиболее легкий углерод ( $\delta\text{C}^{13}$  равно минус 2,85—2,88%) обнаружен у битумондов из верхнепалеозойских углистых аргиллитов Верхне-Комбарской площади. Участие континентального органического материала в этих отложениях несомненно. На Вартовской площади, где в разбуренной части разреза верхнего палеозоя, видимо, преобладают переходные фации, углерод битумондов утяжеляется до минус 2,70—2,72%. В обширной области развития морских среднепалеозойских отложений к западу от Сенькино-Сильгинского свода битумонды характеризуются очень тяжелым углеродом ( $\delta\text{C}^{13}$  равно минус 2,10—2,57%, а в отдельных пробах даже минус 1,66—1,81%). Все эти данные, приведенные по автохтонным битумондам, неоспоримо доказывают сингенетичность битумондов палеозоя вмещающим отложениям.

Характер изменения изотопного состава углерода битумондов по разрезу показан отдельно для автохтонных и аллохтонных битумондов. Это вызвано тем, что недавно авторы на материалах по разным районам выя-

вили значительные различия между этими типами битумоидов по изотопному составу углерода [37]. У автохтонных битумоидов углерод сравнительно тяжелый, лишь немногим легче, чем у нерастворимого органического вещества, а у аллохтонных — сравнительно легкий, но немного тяжелее, чем у нефтей.

В табл. 36 ясно выражено чередование в разрезе битумоидов с более легким и более тяжелым углеродом в строгом соответствии с фациями отложений. Причем изменения по разрезу средних значений  $\delta C^{13}$  у битумоидов и нефтей происходят совершенно синхронно, что невозможно объяснить ничем другим, кроме как генетическими связями нефтей с битумоидами тех же толщ.

У нефтей, как показано в главе VIII,  $\delta C^{13}$  из морских и континентальных толщ различаются не только по средним значениям, но и по всем конкретным, т. е. интервалы колебаний этих значений не перекрываются. У битумоидов же эти различия выражены только средними значениями, тогда как интервалы колебания  $\delta C^{13}$  у «морских» и «континентальных» («солонатоводных») битумоидов частично перекрываются. Таким же образом выражены различия между автохтонными и аллохтонными битумоидами. Однако доверительные интервалы средних значений не перекрываются даже при доверительной вероятности выше 99,9%.

Скорее всего, это объясняется в основном двумя причинами. Во-первых, мы не имеем в чистом виде ни автохтонного, ни аллохтонного битумоида. Можно говорить лишь о преобладании тех или других в конкретных пробах. Причем состав автохтонного битумоида во многих пробах мог измениться за счет эмиграции битумоидов, которая в разных случаях могла проявиться с разной интенсивностью. Возможно, с этим связана обратная зависимость между единичными пробами обоих типов битумоидов из верхней части васюганской свиты. Во-вторых, битумоиды представляют собой более сложные смеси, чем нефти. В их составе имеются соединения, связанные, вероятно, с более широким кругом компонентов материнского органического вещества, что усложняет изотопный состав углерода.

Показанные в табл. 36 различия в изотопном составе, с одной стороны, между нефтями и аллохтонными битумоидами и, с другой — между аллохтонными и автохтонными битумоидами, не только свидетельствуют об интенсивной миграции битумоидов, но и дают возможность оценить масштабы эмиграции их из материнских пород [36, 37]. Эти масштабы для морских среднепалеозойских отложений укладываются в интервал 70—80%, что соответствует приведенной выше оценке, которая была получена по другим параметрам.

По Вартовской площади получается кажущееся противоречие. В нижней части тюменской свиты имеются нефти с тяжелым углеродом, в отношении которых в главе VIII было высказано предположение о миграции их из палеозоя. Однако в палеозое этой площади известны битумоиды только с относительно легким углеродом, что соответствует солонатоводным фациям отложений. В действительности противоречия здесь нет. На Вартовской площади бурением вскрыты только верхнепалеозойские отложения. В их основании имеются пласты песчаников с обломками фаунистически охарактеризованных девонских известняков. Очевидно, здесь недалеко от подошвы тюменской свиты залегает такая же терригенно-карбонатная среднепалеозойская толща, как и в западной половине изучаемой нами территории. А в этой толще битумоиды везде обогащены тяжелым углеродом. Нефтеобразование вполне могло быть связано именно с этой толщей, поскольку она по нефтематеринским свойствам значительно превосходит те верхнепалеозойские отложения, какие известны на Вартовской площади.

Суммируя все изложенные выше материалы по геохимии битумоидов, можно с полным основанием утверждать, что сингенетичность битумоидов и нефтей вмещающим палеозойским отложениям совершенно несомненна.

## Глава X

### ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На современном уровне исследований в области нефтепоисковой геохимии и гидрогеологии все более актуальное значение приобретает органическая гидрогеохимия — сравнительно новое научное направление, нацеленное на комплексное изучение органической составляющей подземной гидросферы. В нескольких нефтегазоносных провинциях при исследованиях органических веществ, растворенных в подземных водах, было установлено, что некоторые из этих веществ не только позволяют судить о возможной нефтегазоносности соответствующих комплексов отложений, но и являются надежными прямыми признаками наличия нефтяных и (или) газовых залежей на конкретных площадях.

В связи с этим руководители данных исследований приняли меры к изучению органического вещества в водах палеозоя юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, имея в виду привлечь эти материалы для оценки перспектив нефтегазоносности промежуточного комплекса и для изучения характера гидродинамических связей между промежуточным комплексом и осадочным чехлом, что, в свою очередь, дает дополнительные сведения о происхождении палеозойских нефтей: образовались ли они в самих палеозойских отложениях или мигрировали из юрских. Поэтому изучались также и воды юрских водоносных горизонтов, в основном от пласта Ю-1, расположенного в верхней части васюганской свиты верхней юры, и ниже, вплоть до основания осадочного чехла.

Палеозойские отложения в течение многих лет, к сожалению, опробовались отдельно от мезозойских лишь в очень немногих скважинах. Не во всех таких случаях были получены притоки воды, и не все пробы сохранились. Но в последнее время отношение к проблеме нефтегазоносности этих отложений быстро меняется к лучшему, и на ряде поисково-разведочных площадей проводятся качественные испытания скважин в палеозойских частях разреза, уже обеспечившие многочисленные притоки нефтей и вод. Поэтому палеозойские воды изучались в основном с новых площадей. Естественно, что в основном с тех же площадей или, по крайней мере, близких к ним отбирались и юрские воды.

Пробы вод отобраны в экспедициях Томского и Новосибирского геологических управлений сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР, исследование их выполнено в Нижне-Волжском научно-исследовательском институте геологии и геофизики (г. Саратов) под руководством А. С. Зингера, а интерпретация полученных материалов проведена совместно.

Авторы имели возможность исследовать 14 проб вод, полученных только из палеозоя, и 12 проб из контактовых зон, т. е. из интервалов опробования, включающих верхнюю часть доюрских образований и нижнюю часть тюменской свиты. Это практически все пробы, так или иначе связанные с палеозоем, которыми Томское и Новосибирское геологические управления располагали к середине 1974 г. Проб юрских вод довольно много. Авторы выбрали из них 27. Таким образом, всего



изучено 53 пробы. По ним в общей сложности проведено 350 определений различных компонентов растворенного органического вещества (табл. 37). Объемы проб были недостаточны для определения в каждой из них всех компонентов воднорастворенного органического вещества (ВОВ). Мы стремились к максимальному количеству определений и к охарактеризованности каждого комплекса родственных проб всеми компонентами.

В пробах пластовых вод по методикам, разработанным в основном в Нижне-Волжском НИИГГ, определялись следующие компоненты ВОВ: а) кислородсодержащие органические соединения — летучие фенолы, низшие органические кислоты (масляная, пропионовая, уксусная и «муравьиная», представляющая собой суммарное содержание двухосновных предельных и непредельных кислот, кетокислот и собственно муравьиной), карбонильные соединения, спирты; б) легкие ароматические углеводороды — бензол, толуол, ксилолы, этилбензол; в) азотсодержащие органические соединения — аминный азот; г) соединения органического фосфора ( $P_{орг}$ ); д) углеводы. Фосфор не был обнаружен ни в одной пробе.

Почти для каждого из указанных ингредиентов ВОВ характерны свои генетические связи с органическим веществом пород и залежами углеводородов, а также вполне определенные термодинамические и гидрогеологические обстановки существования и концентрирования. В настоящее время в общем уже можно считать доказанным, что наряду с газовой составляющей подземных вод ВОВ являются чувствительными индикаторами как региональных процессов нефтегазообразования, так и локальных процессов ореольного и других видов рассеяния залежей.

Среди всех компонентов ВОВ только ароматические углеводороды (бензол, особенно толуол и др.) практически не встречаются в водах, непосредственно не связанных с залежами нефти и газа. Вследствие этого они рассматриваются нами в основном только в связи с локальным прогнозом нефтегазоносности [59, 60]. Более универсальное значение по сравнению с ароматическими углеводородами принадлежит другим компонентам ВОВ, присутствующим в водах природных обстановок более широкого спектра и отражающим как региональные процессы нефтегазообразования (фоновые воды продуктивных регионов), так и наложенные эффекты влияния залежей. Наиболее информативными в отношении региональных процессов нефтегазообразования являются кислородсодержащие компоненты ВОВ, характеризующиеся значительной дифференциацией состава и широкими пределами изменений концентраций, в чем можно убедиться по данным, приведенным в табл. 37.

Так же, как и в других осадочных бассейнах, на юго-востоке Западно-Сибирской плиты ионно-солевой состав подземных вод глубокопогруженных частей разреза характеризуется сравнительным однообразием и малой дифференциацией значений общей минерализации, типов вод и отдельных компонентов (включая и микрокомпоненты) сос-

Таблица 37

Масштабы изменения концентраций ВОВ в изученных пробах

Компоненты ВОВ	Колич. анализов	Концентрация (мг/л)	
		мин.	макс.
Летучие фенолы . . . . .	48	0	13
Низшие органические кислоты . . . . .	53	3,8	241
Аминный азот . . . . .	50	0,1	1,21
Бензол . . . . .	34	0	0,83
Толуол . . . . .	22	0	0,46
Ксилол+этилбензол . . . . .	19	0	0,08
Орто-ксилол . . . . .	19	0	0,15
Карбонильные соединения . . . . .	13	0	25,5
Спирты . . . . .	33	Сл.	6,5
Эфиры . . . . .	8	3	8
Углеводы . . . . .	39	0	52
Органический фосфор . . . . .	12	0	0

тава. Его информативность может быть использована лишь в плане оценки степени гидрогеологической связи или изолированности разреза в пределах локальных участков и отдельных районов. В этом отношении обращают на себя внимание подземные воды марьяновской свиты и коры выветривания Ургульской площади и пласта Ю-1 Тымской площади. Их наиболее яркой отличительной особенностью по сравнению с водами других исследованных площадей является исключительно высокая степень метаморфизма ( $\frac{Cl-Na}{Mg} = 8,3$  и  $11,5$ ), более чем вдвое превышающая метаморфизацию подземных вод как мезозоя, так и палеозоя других изученных площадей. Это свидетельствует о гидрогеологической изоляции разрезов Ургульской площади (в частности, от неподалеку расположенной Верх-Тарской) и Тымской площади и о более древнем облике рассматриваемых подземных вод по сравнению с водами из тех же стратиграфических горизонтов на других площадях.

В целом же, изученным подземным водам присущи те же известные общие особенности солевого состава, которые отличают Западно-Сибирский артезианский бассейн от многих других артезианских бассейнов мира. Это, во-первых, сравнительно низкая минерализация и, во-вторых, их бессульфатность.

В отличие от ионно-солевого состава вод состав ВОВ, благодаря значительной дифференциации многих его показателей и высокой суммарной информативности их, дает возможность выделить в разрезе гидрогеохимические зоны, отличить палеозойские воды от мезозойских, наметить региональные особенности тех и других. Проведенные исследования позволяют также судить о зависимости состава ВОВ от типа рассеянного в породах органического вещества и, что особенно важно, о характере нефтегазоносности соответствующих отложений.

В связи с этим было необходимо провести сравнительный анализ особенностей ВОВ юго-востока Западно-Сибирской плиты и каких-либо сходных по геологическому строению и условиям нефтегазоносности районов, в которых хорошо изучены те же компоненты ВОВ. Такого района в пределах Западно-Сибирской плиты, к сожалению, пока не имеется. Поэтому мы опираемся на данные по Скифской плите, Прикаспийской впадине и Нижнему Поволжью, имеющим определенные черты сходства с Западно-Сибирской плитой.

Скифская плита в значительной мере является тектоническим аналогом Западно-Сибирской. На ней тоже развиты нефтегазоносные терригенные мезозойские отложения платформенного чехла и палеозойско-триасовый промежуточный комплекс, перспективный на нефть и газ. В Нижнем Поволжье нефтегазоносные палеозойские отложения одновозрастны с нижней, наиболее широко распространенной толщей промежуточного комплекса Западно-Сибирской плиты ( $D_2-C_2$ ) и сходны с ней в литологическом отношении. Разрезы терригенных мезозойских отложений Прикаспийской впадины и Западно-Сибирской плиты обладают многими общими чертами. Оба разреза нефтегазоносны и подстилаются мощными палеозойскими толщами. Существенно также, что по всем этим трем районам имеются материалы авторов, полученные по одним и тем же аналитическим методикам.

#### ВОДЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На крайнем северо-востоке изученной территории юрские воды характеризуются весьма своеобразным составом ВОВ. Они рассматриваются в конце данного раздела. На всей остальной части территории в юрском разрезе выделяются три гидрогеохимические зоны, существенно различающиеся по составу ВОВ.

Распределение проб вод по гидрогеохимическим зонам (I, II, III) и по разрезу

Площадь	Кора выветривания	Зона кон- такта Рз и J <sub>1-2</sub>	Тюменская свита			Васюганская свита		Марья- новская свита
			нижн. часть	средн. часть	верхн. часть	нижн. часть	верн. часть	
Ургульская . . . . .		III						I
Верх-Тарская . . . . .			III		II		II	
Ракитинская . . . . .				III				
Нижне-Табаганская . . . . .					II			
Останинская . . . . .		III			II		II	
Кыкинская . . . . .		III				II		
Первомайская . . . . .							II	
Ледовая . . . . .	III							
Мурасовская . . . . .			III					
Колпашевская . . . . .							II	
Тымская . . . . .					II		II	
Каргасокская . . . . .				III	II		II	
Северо-Сильгинская . . . . .		III		II			II	
Квартовая . . . . .			II	II	II			

Как видно, из табл. 38, гидрогеохимические зоны занимают определенное положение в разрезе. I зона представлена только одной пробой из марьяновской свиты (Ургульская площадь). Причем интервал опробования включает эту свиту почти полностью. Данная проба настолько своеобразна, что ее никак нельзя отнести к какой-либо другой зоне. Вероятно, характеристика вод I зоны и ее стратиграфическое положение будут уточнены в последующем по большему количеству проб.

II гидрогеохимическая зона охватывает всю васюганскую свиту и верхнюю часть тюменской, а III — нижнюю часть тюменской. На Ледовой площади воды III зоны проникли в кору выветривания, развившуюся по доюрским магматическим породам, а на Ургульской (скв. 4), Останинской (скв. 424), Кыкинской (скв. 1) и Северо-Сильгинской (скв. 2) площадях они получены из зоны контакта палеозоя и юры. Сейчас трудно сказать, откуда поступали эти воды в ствол соответствующей скважины: из нижней части юры, из верхней части палеозоя, как на Ледовой площади, или одновременно из обеих частей разреза. Как показано ниже, в большинстве случаев при опробовании контактовых зон были получены воды, явно отличающиеся от вод III гидрогеохимической зоны, очевидно палеозойские. Скорее всего, нижняя граница III гидрогеохимической зоны в основном совпадает с подошвой осадочного чехла, лишь в отдельных случаях погружаясь в кору выветривания по палеозою.

Граница между II и III зонами недостаточно ясна из-за неразработанности стратиграфического расчленения тюменской свиты. Нижняя, средняя и верхняя части этой свиты выделены нами в табл. 38 совершенно условно, путем деления конкретных разрезов на равные по мощности отрезки. При таком делении в средней части тюменской свиты оказалось две пробы II зоны и две пробы — III. Вполне вероятно, что первые пробы расположены стратиграфически выше вторых. Если это так, то граница между II и III зонами будет занимать строго определенное положение где-то в середине тюменской свиты. Только на Квартовой площади (скв. 3) эта граница опускается почти до подошвы тюменской свиты. Подобные отклонения могут встретиться и на других площадях.

Приуроченность гидрогеохимических зон к определенным частям разреза наиболее убедительно вытекает из данных по тем площадям, в пределах которых имеются пробы из двух зон (см. табл. 38). Еще более показательны скважины, в разрезах которых изученными про-

## Характеристика юрских ВОВ

Площадь	Скв.	Интервал опробования, м	Возраст	Гидрогео- химичес- кая зона	Состав ВОВ (мг/л)									
					фено- лы	пятице- кислота	амин- ный азот	бензол	толуол	ксилол+ этил- бензол	орго- ксилол	углеводч	карбониль- ные соединения	спирты
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Основная территория</i>														
Ургульская . . . . .	4	2378—2415	J <sub>3</sub> —K <sub>1</sub>	I	13,0	92	0,61	Сл.	—	—	—	1,5	2,25	—
Верх-Тарская . . . . .	4	2492—2499	J <sub>3</sub>	II	1,06	106	0,12	0,09	0,07	—	—	Нет	Нет	—
Первомайская . . . . .	264	2510—2512	"	II	2,0	71	0,17	0,26	0,11	—	—	2,0	"	—
Колчашевская . . . . .	7	2305—2313	"	II	0,74	120	0,06	0,22	0,14	0,05	0,05	24,0	—	4,25
Каргасокская . . . . .	1	2466—2470	"	II	1,11	152	0,22	0,54	0,15	Нет	Нет	5,5	—	4,25
Останинская . . . . .	426	2524—2541	"	II	1,57	151	0,31	0,41	0,25	Сл.	Сл.	10,0	—	0,54
Тымская . . . . .	1	2467—2494	"	II	0,87	150	0,26	—	—	—	—	5,0	—	1,75
Квартювая . . . . .	3	2595—2602	"	II	1,49	125	0,71	—	—	—	—	—	—	5,5
Кыкнская . . . . .	1	2660—2673	"	II?	—	33	0,17	—	—	—	—	—	—	—
Северо-Сильгинская . . . . .	2	2330—2350	"	II	0,64	7	0,50	—	—	—	—	12,0	—	0,75
	2	2552—2565	J <sub>1-2</sub>	II	0,39	165	0,27	—	—	—	—	—	—	4,0
Нижне-Табанская . . . . .	1	2707—2715	"	II	1,35	58	0,13	—	—	—	—	4,3	—	2,50
Верх-Тарская . . . . .	3	2550—2562	"	II	0,67	132	0,20	Нет	—	—	—	2,0	0,28	—
Останинская . . . . .	421	2569—2585	"	II	3,22	90	1,21	0,11	0,14	0,06	0,15	10,0	—	?
Тымская . . . . .	1	2686—2701	"	II	0,73	85	0,36	—	—	—	—	—	—	—





В приконтурных водах Верх-Тарской (скв. 4), Первомайской (скв. 264) и Останинской (скв. 426, 421) площадей зафиксированы существенные содержания бензола и толуола, а в скв. Останинской-421 также и более тяжелой ароматки (см. табл. 39). В воде из непродуктивной части разреза Верх-Тарской площади (скв. 3, интервал 2550—2562 м) ароматические углеводороды отсутствуют. В этой воде снижаются также концентрации тяжелых углеводородных газов (см. табл. 40).

Ароматические углеводороды обнаружены также в водах васюганской свиты с Каргасокской (скв. 1) и Колпашевской (скв. 7) площадями, на которых нефтяные залежи пока не открыты. В первом случае отмечаются очень высокие концентрации бензола и толуола, а во втором они несколько ниже, но зато имеются и более тяжелые ароматические углеводороды. Вероятнее всего, обе эти скважины находятся вблизи еще не открытых залежей нефтей, содержащих легкие ароматические углеводороды, или газовых конденсатов. При разведке Колпашевской площади в 50-е годы нефтяная залежь не обнаружена. Однако недавно выяснилось, что тогда ни одна скважина не попала в благоприятные структурные условия. Видимо, начинающееся повторное разбуривание этой площади имеет большие шансы на успех.

Относительное постоянство состава ВОВ в пределах II гидрогеохимической зоны свидетельствует о наличии выдержанной на большой территории единой гидродинамической системы, охватывающей васюганскую свиту и примерно половину (верхнюю), тюменской, и об однотипности геохимических условий нефтеобразования в этой системе.

В водах III гидрогеохими-

Таблица 40

Состав воднасыщенного газа (объемные %) по данным Новосибирского и Томского геологических управлений

Площадь	Скв.	Интервал опробования, м	Зона	O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> + редк.	H <sub>2</sub>	He	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>		C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	
												нз	н	нз	н
<i>Основная территория</i>															
Верх-Тарская	4	2492—2499	II	0,10	1,56	6,55	0,25	0,05	86,58	1,61	3,29	Сл.	Сл.	Нет	Нет
	3	2550—2562	II	0,16	7,65	2,86	0,09	0,08	86,72	2,02	0,37	0,05	0,30	0,18	0,02
	3	2632—2647	III	0,44	0,94	3,09	Нет	0,04	81,39	9,60	3,11	0,89	0,06	Нет	Нет
Ракитинская	3	2625—2635	III	1,00	0,64	45,39	"	0,06	50,41	1,78	0,66	0,20	0,31	0,03	0,01
Ургальская	4	2594—2644	III	Нет	8,05	7,53	"	0,12	76,40	4,80	2,55	0,20	0,02	Нет	Нет
Северо-Сильгинская	2	2600—2644	III	0,13	0,34	6,50	1,65	0,07	89,88	1,22	0,10	0,09	0,02	Нет	Нет
Верх-Тарская	2	2778—2788	Pz	12,6	6,15	27,90	0,62	0,05	50,76	1,50	0,38	0,02	0,02	"	"
<i>Северо-восточный район</i>															
Вездеходная	1	2547—2556	II	4,25	2,11	12,89	Нет	0,07	80,03	0,59	0,05	Сл.	0,01	Нет	Нет
	1	3186—3209	Pz	0,17	0,88	10,08	0,01	0,10	87,45	1,03	0,27	"	0,01	"	"

ческой зоны, по сравнению с водами II зоны, отмечается резкое снижение концентраций низших органических кислот (до 12—48 мг/л) и дальнейшее понижение концентрации фенолов (см. табл. 39). Существенные содержания бензола и толуола встречаются только на Каргасокской площади. Видимо, здесь залежи нефти весьма вероятны не только в васюганской свите, но и в тюменской, скорее всего в средней части ее. В составе воднорастворенных газов третьей зоны увеличивается роль гомологов метана (до 8—14%). Причем появляются очень тяжелые гомологи, до пентана включительно.

Такие воды типичны для районов с нефтями, содержащими малые количества легких ароматических углеводородов. Подобное распределение компонентов ВОВ наблюдалось нами в триасовых и пермских отложениях Прикаспийской впадины (см. рис. 55), а также в водах некоторых нефтегазоносных пластов палеозоя Саратовского Поволжья и в законтурных водах газоносных юрских отложений восточных районов мегавала Карпинского.

Ярко выраженная специфика ВОВ и газовой составляющей подземных вод III зоны по отношению как к двум расположенным выше зонам, так и к палеозою, свидетельствует о гидрогеологической обособленности этой зоны и о самостоятельности процессов нефтегазообразования в ней.

**Северо-восточный район** изученной территории, как уже упоминалось выше, характеризуется своеобразием состава ВОВ, наиболее ярко выраженным в почти полном отсутствии фенолов. Наряду с этим в васюганской свите (скв. Вездеходная-1), в верхней (скв. Карбинская-1 и Вездеходная-1) и средней (скв. Ажарминская-450) частях тюменской свиты воды по содержанию низших органических кислот не уступают водам II гидрогеохимической зоны основной территории (см. табл. 39).

Подобные соотношения растворимых кислородсодержащих органических соединений, являющихся промежуточными продуктами преобразования органического вещества в углеводороды, фиксировались нами в водах триасовых отложений юго-западной части Прикаспия. К данному комплексу отложений, представленному в Прикаспии водорослевыми известняками очень мелкого морского бассейна и терригенными породами внутриконтинентального бассейна с пышным развитием харовых водорослей, приурочены в основном газовые залежи. Это обстоятельство позволяет прогнозировать перспективы газоносности юрского разреза и в пределах указанных выше площадей. Однако возможность открытия нефтяных и газоконденсатных залежей полностью не исключается, тем более, что в васюганской свите на Вездеходной площади отмечаются значительные концентрации бензола и слюды толуола.

В южной части тюменской свиты в скв. Мартовской-430 в составе ВОВ резко снижается роль низших органических кислот. Это наблюдается примерно на том же стратиграфическом уровне, что и на основной территории. Следовательно, в северо-восточном районе в пределах васюганской и тюменской свит тоже намечаются две гидрогеохимические зоны. Верхнюю можно параллелизовать со II зоной основной территории, а нижнюю с III (см. табл. 39). При этом следует иметь в виду, что зоны северо-восточного района и основной территории значительно различаются, главным образом по содержанию фенолов.

С другой стороны, на северо-востоке III зона, по-видимому, не имеет сплошного распространения. Так, в скв. Корбыльской-1 из зоны контакта промежуточного комплекса с тюменской свитой получена вода с высоким содержанием низших органических кислот, но тоже без фенолов. По комплексу ВОВ она такая же, как и воды II зоны дан-





## Характеристика палеозойских ВОВ

Площадь	Скв.	Гиперраз- ощ.обнаш., м	Возраст	Район	Состав ВОВ (мг/л)							угле- водч	карбониль- ные сое- днения	спирты
					фенолы	низшие органиче- ские кислоты	амин- ный азот	бензол	толуол	ксилол- этилбензол	ортоксиол			
<i>Промежуточный комплекс</i>														
Осташинская . . . . .	428	2752—2778	$Pz_2$	А	0,65	46	0,32	0,10	0,09	Нет	Нет.	2,5	—	1,35
	428	2805—2831	"	"	0,91	54	0,26	0,17	0,14	Сл.	Сл.	7,0	—	1,50
	436	2740—2772	"	"	2,30	42	—	0,83	0,40	"	Нет	4,7	—	3,25
	435	2870—2890	"	"	1,10	34	0,33	0,07	0,04	"	Сл.	14,5	—	5,25
	429	2868—2894	"	"	0,61	25	0,35	0,67	0,46	0,07	0,10	4,7	—	2,0
	429	2930—2946	"	"	0,85	24	0,44	0,39	0,19	0,08	Сл.	8,5	—	6,5
Нижне-Табанганская . . . . .	1	2995—3005	$Pz_2-J_{1-2}$	"	2,52	112	0,30	—	—	—	—	—	—	3,5
Фестинальная . . . . .	253	3209—3304	"	"	2,92	50	0,16	—	—	—	—	—	—	1,25
Верх-Тарская . . . . .	2	2778—2788	"	"	0,69	60	—	Нет	—	—	—	—	—	Нет
Чинжарская . . . . .	4	2568—2617	$PT-J_{1-2}$	"	—	48	0,14	—	—	—	—	—	—	—
Квартовая . . . . .	7	3025—3036	$Pz_2-J_{1-2}$	Б	0,32	86	0,25	—	—	—	—	—	—	0,75
Везлеходная . . . . .	1	3100—3120	$Pz_2$	В	Нет	16	0,32	0,04	0,01	Сл.	Нет	5,8	—	2,25
	1	3186—3209	"	"	"	8	0,35	0,02	Нет	"	"	3,4	—	5,5
Мартовская . . . . .	431	2920—3000	$Pz_2-J_{1-2}$	"	"	10	0,13	Нет	"	"	"	12,5	—	1,0
	430	2874—2910	$PT-J_{1-2}$	"	"	17	0,22	0,21	0,12	"	"	23,5	—	4,5
Урская . . . . .	2	2761—2835	$PT-J_{1-2}$	"	"	23	0,14	—	—	—	—	12,2	—	6,5
														Сл.
<i>Крайние зоны выступов складчатого фундамента</i>														
Верхне-Комбарская . . . . .	291	2790—2902	$Pz-J_{1-2}$	А	2,0	82	0,24	Сл.	—	—	—	1,5	—	4,0
Первомайская . . . . .	264	2651—2660	$Pz$	Б	0,10	81	0,27	0,23	0,10	—	—	—	—	4,2
Сибкраевский . . . . .	370	2866—2868	"	—	0,57	8,6	0,29	0,63	0,10	—	—	6,0	—	Нет
<i>Внутренняя зона выступа складчатого фундамента</i>														
Весенняя . . . . .	256	2561—2781	$Pz$	—	Нет	23	0,10	Нет	—	—	—	38	—	—

га. Это обстоятельство усугубляется значительной дислоцированностью палеозоя и отсутствием сколько-нибудь дробного расчленения его. Во-вторых, пробы доюрских вод различаются по тектоническому положению. 16 проб взято из промежуточного комплекса, представляющего собой неоднородное в тектоническом отношении тело, 3 пробы — из краевых зон выступов складчатого фундамента и 1 проба — из внутренней зоны одного из выступов (табл. 41). В-третьих, если юрские отложения представлены только терригенными породами, то палеозойские — карбонатными, кремнистыми, терригенными, туфогенными.

Все же совокупность данных по ВОВ позволяет выделить три района, различающихся по типам доюрских вод. Эти районы в табл. 41 и на рис. 56, 57 обозначены через А, Б и В. Район А расположен в южной части изученной территории, район Б — в северо-западной и район В — на крайнем востоке, выходя за ее пределы. Палеозойская вода с Весенней площади, расположенной во внутренней зоне выступа фундамента рядом с районом Б, по составу ВОВ резко отличается от вод районов Б и А. Поэтому данная площадь не включена ни в один из районов. Так же пришлось поступить и с Сибкраевской площадью, но, вероятно, по другой причине: из-за удаленности ее от всех остальных опробованных площадей.

**В районе А** палеозойские воды характеризуются высокими содержаниями фенолов, низших органических кислот, бензола (см. табл. 41). По этим признакам (и вообще по составу ВОВ) они весьма сходны с водами II гидрогеохимической зоны мезозоя, в частности с водами продуктивных коллекторов васюганской свиты (см. рис. 57).

Геохимическая однотипность органического вещества пластовых вод продуктивных палеозойских и верхнеюрских отложений отнюдь не доказывает возможность перетоков флюидов (в том числе и нефтей) из палеозоя в верхнюю юру или наоборот, так как в нижней половине разделяющей их тюменской свиты, тоже местами продуктивной, воды содержат органическое вещество совершенно иного состава — относительно обедненное кислородсодержащими органическими соединениями и ароматическими углеводородами (см. рис. 57). Очевидно, можно говорить о сходстве геохимических процессов формирования состава ВОВ (а также, естественно, и нефтей) в верхнеюрских и палеозойских отложениях и о совершенно иной их природе в разделяющей толще.

Существенные двухкратные изменения природы геохимических процессов в ограниченном интервале разреза (100—150 м), в пределах которого термодинамические условия практически остаются стабильными, могут быть обусловлены лишь различиями в природе исходного органического вещества, рассеянного в породах отдельных свит. Такие различия вполне понятны, поскольку средний палеозой района А

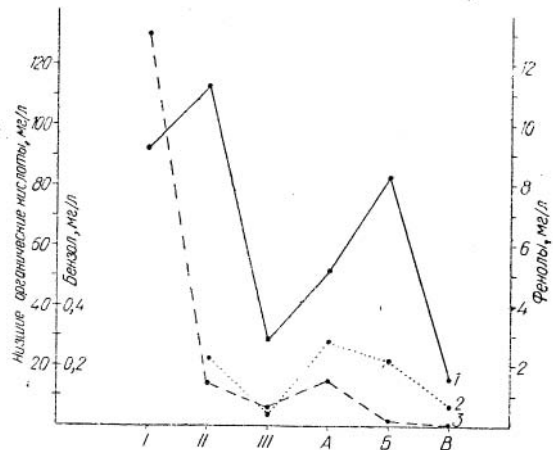


Рис. 57. Распределение компонентов воднорастворенных органических веществ в пластовых водах юрских и палеозойских отложений.

Концентрации: 1 — низших органических кислот; 2 — бензола; 3 — летучих фенолов. Гидрогеохимические зоны: I — марьяновская свита; II — васюганская свита и верхняя половина тюменской; III — нижняя половина тюменской свиты. А, Б, В — районы распространения палеозойских вод.

представлен морскими отложениями, васюганская свита — преимущественно морскими, а тюменская — главным образом континентальными.

В этом плане можно предположить, что в биолипидах органического вещества палеозойских и васюганских отложений доминировали сложные жирно-ароматические эфиры, а в биолипидах тюменских отложений — сложные жирные эфиры. Как показали экспериментальные работы А. С. Зингера и Т. Э. Кравчик [61, 62], гидролиз сложных жирно-ароматических эфиров в зонах повышенных температур идет по линии образования фенолов и низших органических кислот, а при расщеплении сложных жирных эфиров происходит образование низших органических кислот и спиртов.

Пониженные концентрации фенолов в водах литолого-стратиграфических толщ с преобладанием гумусового материала хорошо объясняются исследованиями В. Т. Каплина, В. А. Криулькова и Г. Д. Семенихиной [65], изучавших влияние донных отложений на распад воднорастворенного сульфатного лигнина в аэробных условиях. Было установлено, что летучие фенолы образуются в незначительных количествах, а в случае модели без донного пла летучие фенолы вообще не обнаружены. В процессе деструкции лигнина происходит главным образом окисление многоатомных фенолов, как входящих в состав воднорастворенного сульфатного лигнина, так и образующихся за счет разрыва эфирных связей структуры до соответствующих хинонов. Последние являются промежуточными продуктами, в свою очередь, превращающимися в кетокислоты (при разрыве хиноидного кольца) или конденсирующихся в новые промежуточные соединения, которые затем переходят в гуминовые кислоты.

Опытами А. Пике, обсужденными в книге А. Е. Чичибабина [155], было также установлено, что в дегте из углей, полученном при низких температурах, содержатся лишь высшие фенолы. Простейший же фенол — оксибензол — отсутствует. При пониженном давлении фенолы вообще не образуются, а вместо них образуются спирты, относящиеся к так называемым гидроароматическим соединениям.

Пониженные концентрации фенолов и низших органических кислот характерны также и для палеозойских — девонских и, особенно, каменноугольных отложений Саратовского Поволжья, в формировании которых большую роль играли осадки палеоделта, и, следовательно, была высока доля наземного растительного материала. Здесь только во внешних прибортовых районах Прикаспийской впадины (на глубинах более 3000 м) концентрации летучих фенолов повышаются до 1 мг/л.

В свете изложенного вышеописанная зональность пластовых вод в разрезе юры и палеозоя южной группы структур хорошо согласуется с зональностью в изменениях основных типов рассеянного органического вещества пород: роль сапропелевого вещества снижается в общем плане вниз по разрезу юры от марьяновской свиты к тюменской, а в среднем палеозое она вновь резко возрастает. Тем самым подтверждается изолированность палеозойских вод от юрских и, следовательно, самостоятельность процессов нефте- и газообразования в палеозойских отложениях, по крайней мере в данном районе.

Весьма интересно, что между палеозойскими и юрскими водами нет сколько-нибудь ясного различия в содержаниях спиртов, аминного азота, углеводов и карбонильных соединений. Это согласуется с отсутствием резкой разницы в степени катагенеза соответствующих отложений, что показано в главе V. В тех районах, где степень катагенеза значительно изменяется, это прослеживается по составу ВОВ. Например, в районе мегавала Карпинского по мере погружения юрских и нижнемеловых продуктивных толщ с севера на юг, в зону максималь-

ных температур, в водах резко снижаются концентрации спиртов, эфиров, аминного азота.

По району А имеется 11 проб палеозойских вод. 6 проб получено преимущественно карбонатных пород среднего палеозоя и из коры выветривания по этим породам (Останинская площадь), 3 пробы — из зоны контакта среднего палеозоя с тюменской свитой (Нижне-Табанганская, Фестивальная, Верх-Тарская площади), 1 проба — из зоны контакта коры выветривания по пермо-триасовым эффузивам с тюменской свитой (Чинжарская площадь) и 1 проба — из метаморфизованных палеозойских (скорее всего, верхнепалеозойских) отложений на краю выступа складчатого фундамента.

Тем не менее все эти воды по ВОВ довольно однотипны. По-видимому, их состав сформировался в мощной терригенно-карбонатной толще среднего палеозоя, а затем они проникли в кору выветривания, в некоторые участки краевых зон выступов складчатого фундамента и, возможно, в базальные пласты тюменской свиты.

Все пробы палеозойских вод с Останинской площади содержат бензол и толуол, а некоторые из них — и более тяжелые ароматические углеводороды. Особенно высокие концентрации бензола и толуола обнаружены в пробах из скв. 436, давшей приток нефти, и из скв. 429, расположенной немного южнее. Минимальные для этой площади, но в общем-то существенные содержания бензола и толуола отмечаются в пробах из скв. 428, которая находится на западном крае структуры, примерно в равном удалении от скважин 425, 436 и 438, в которых получены притоки палеозойской нефти. Причем в этой скважине в водах с глубиной возрастают содержания бензола и толуола и появляются следовые количества более тяжелых ароматических углеводородов.

Как показано в главе VIII, палеозойская останинская нефть существенно метановая. Во фракции 200—350° на нафтеново-ароматические углеводороды приходится только 2,53%. Если залежь такой нефти создала столь мощный ореол ароматических углеводородов, это, скорее всего, крупная залежь.

Ароматические углеводороды в районе А определялись в пробах палеозойских вод еще с двух площадей: Верх-Тарской (скв. 2) и Верхне-Комбарской (скв. 291). В первом случае бензол не обнаружен, а во втором — отмечаются следовые количества. И то и другое вполне закономерно. Скв. 2 расположена на южном окончании Верх-Тарской структуры, вдали от скв. 3, давшей приток существенно метановой нефти, а на Верхне-Комбарской площади из скв. 291 получен небольшой приток довольно чистого парафина. Удаленность скв. Верх-Тарской-2 от нефтяной залежи отразилась также и на составе воднорастворенных газов. Содержание гомологов метана здесь очень низкое (см. табл. 40).

Комплекс палеозойских ВОВ района А в целом сходен с комплексами ВОВ из аптских отложений центральной части мегавала Карпинского, содержащих парафинистые нефти, и из среднего карбона северо-восточной бортовой зоны Прикаспийской впадины (см. рис. 55).

Общая оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений района А по комплексу ВОВ должна быть очень высокой. Здесь вероятнее всего месторождения легких нефтей и газовых конденсатов.

**В районе Б** палеозойские воды исследованы в двух пробах, существенно различающихся по геологической обстановке. На Квартовой площади (скв. 7) вода получена из зоны контакта терригенно-карбонатных пород среднего палеозоя промежуточного комплекса с тюменской свитой, а на Первомайской (скв. 264) — из коры выветривания по терригенным породам краевой части выступа складчатого фундамента. Однако эти воды, безусловно, однотипны. По-видимому, как и в

районе А, они сформировались главным образом в среднепалеозойской толще. Правда, к Первомайской площади с востока примыкает узкая полоса верхнего палеозоя, в породах которого гумусового материала больше, чем в среднем палеозое (см. гл. IX.) Этим можно было бы объяснить пониженную концентрацию фенолов на Первомайской площади по сравнению с Квартовой. Однако в содержаниях низших органических кислот разницы практически нет. Поэтому нет оснований предполагать значительное влияние верхнего палеозоя.

Непосредственно к востоку от Первомайской площади, на борту выступа складчатого фундамента, полностью выклинивается вся огромная толща промежуточного комплекса, в составе которого в данном районе на средний палеозой приходится во много раз большая мощность, чем на верхний. Видимо, воды промежуточного комплекса, в основном среднепалеозойские, проникли в кору выветривания краевой части выступа фундамента.

На запад от Первомайской площади, во внутреннюю область выступа складчатого фундамента, воды промежуточного комплекса, очевидно, далеко не распространялись. Уже на Весенней площади, расположенной лишь в 25—30 км от борта выступа, в комплексе ВОВ совершенно исчезают фенолы и резко снижаются концентрации низших органических кислот и аминов, но совершенно непонятно, почему содержание углеводов достигает аномально-высокого значения (38 мг/л). Последний вопрос требует дополнительного изучения на материале большего объема.

В районе Б палеозойские воды отличаются от вод III гидрогеохимической зоны юры менее резко, чем в районе А. Однако различие и здесь вполне определенное. Оно отчетливо выражено по такому важнейшему показателю, как концентрация низших органических кислот. В палеозойских водах она в два с лишним раза выше, чем в водах III зоны.

Насколько можно судить по двум пробам, в районе Б в палеозойских водах, по сравнению с районом А, концентрации низших органических кислот существенно возрастают, а фенолов — резко снижаются, в среднем примерно в 7 раз. Причины этих различий пока не ясны. Скорее всего, их несколько, потому что, например, только катагенезом или только соотношениями между гумусовым и сапропелевым органическим материалом объяснить эти различия нельзя. К тому же мы еще не имеем надежной дифференцированной оценки ни по степени катагенеза, ни по типам органического вещества.

По комплексу ВОВ палеозойские воды района Б сходны с водами среднетриасовых водорослевых известняков западной части Прикаспийской впадины (см. рис. 55). Такие воды позволяют высоко оценивать перспективы палеозойских отложений района Б и на нефть, и на газ. Значительные концентрации ароматических углеводородов в водах скв. Первомайская-264 указывают на близость залежи к опробованной скважине. Это заключение подтверждается тем, что в той же скважине воды пласта Ю-1, содержащего крупную нефтяную залежь, имеют примерно такие же концентрации бензола и толуола (см. табл. 39, 41). Вероятнее всего, палеозойская нефтяная залежь расположена непосредственно к востоку от скважины, в зоне регионального выклинивания мощного тела промежуточного комплекса на борту выступа фундамента.

На Весенней площади, расположенной во внутренней области выступа складчатого фундамента, в палеозойских водах концентрация низших органических кислот резко снижается, а фенолы совсем исчезают. Перспективы этой площади на нефть и газ весьма сомнительны, хотя такой тип ВОВ и не исключает наличия газовой залежи. Проба воды с Весенней площади по комплексу ВОВ близка к водам из ниж-

него триаса западной и центральной частей Прикаспийской впадины (№ 8 на рис. 55).

**В районе В** палеозойские воды, как и юрские, практически лишены фенолов, но по содержанию низших органических кислот первые ясно отличаются от вторых пониженными концентрациями.

По комплексу ВОВ в палеозойских водах район В очень резко отличается от районов Б и особенно А (см. рис. 57). Значительное снижение концентраций низших органических кислот в районе В по сравнению с районами А и Б и исчезновение фенолов можно было бы по аналогии с другими территориями объяснить различиями в степени катагенеза и в типах органического вещества пород. Однако оба эти объяснения в данных конкретных условиях неприемлемы. В районе В, особенно в пермо-триасе, степень катагенеза не выше, чем в районе Б, а даже ниже. Среднепалеозойские отложения во всех трех районах представлены в основном известняками. Поэтому нет оснований подозревать значительные различия в типах рассеянного органического вещества.

В пределах самого района В имеются пробы пластовых вод из отложений, явно различающихся по степени катагенеза и характеру органического вещества. Так, на Мартовской площади в скв. 430 и 431 опробованы и континентальные отложения тюменской свиты с преимущественно гумусовым органическим веществом, и морские известняки среднего палеозоя, видимо, с преимущественно сапропелевым органическим веществом. Однако фенолов нет в обоих случаях, а в водах из континентальных отложений низших органических кислот даже больше, чем из морских. На Вездеходной площади опробованы верхнеюрские отложения, явно не испытавшие значительного катагенеза. Но и они содержат воды, совершенно лишенные фенолов. В общем специфика комплексов ВОВ на востоке рассматриваемой территории пока не находит объяснения.

Несмотря на то, что палеозойские воды района В довольно специфичны, они по составу ВОВ имеют близких аналогов в других нефтегазоносных провинциях. В частности, они сходны с юрскими водами северной части мегавала Карпинского (см. рис. 55).

Судя по комплексу ВОВ, палеозойские отложения восточного района перспективны главным образом на газ. Значительные концентрации бензола и толуола в скв. Мартовской-430 свидетельствуют о близости ее к еще не открытой залежи в палеозое. Весьма важно, что на этой площади в воде из тюменской свиты ароматические углеводороды не обнаружены, что исключает возможность поступления их в палеозой из тюменской свиты. В скв. Вездеходной-1 обе пробы палеозойских вод содержат ароматические углеводороды, но в малых количествах. Правда, в этой скважине проба верхнеюрской воды бензола содержит больше, но толуола меньше. К тому же переток воды из верхней юры в палеозой, как показано выше при описании вертикальной зональности юрских вод, совершенно исключается. Следовательно, и скв. Вездеходная-1 находится в зоне влияния еще не открытой палеозойской залежи. Это подтверждается существенным содержанием в палеозойской воде гомологов метана (см. табл. 40). Причем в палеозойской воде этана в 2, а пропана даже в 5 раз больше, чем в верхнеюрской воде из той же скважины.

**На Сибкраевской площади** вода из метаморфизованных терригенных палеозойских (скорее всего, верхнепалеозойских) отложений содержит совершенно особый комплекс ВОВ. Здесь концентрация низших органических кислот незначительная, фенолов — довольно высокая, а бензола — аномально высокая. Имеется и толуол (см. табл. 41).

Такие соотношения ингредиентов ВОВ на рассматриваемой территории в других пробах не встречались, но они известны в некото-

рых изученных нефтегазоносных областях, например в палеозое Нижнего Поволжья, где они фиксировались только в приконтурных водах газовых залежей. Вероятно, в районе Сибкраевской площади тоже имеется газовая залежь. Причем очень высокое содержание бензола свидетельствует о близости ожидаемой залежи к опробованной скважине.

Сибкраевская площадь, так же как Первомайская и Верхне-Комбарская, расположена на краю выступа складчатого фундамента. Здесь тоже залежь наиболее вероятна в зоне выклинивания промежуточного комплекса. Причем в районе Сибкраевской площади, в отличие от двух других указанных выше площадей, в объеме промежуточного комплекса значительное место занимают верхнепалеозойские терригенные отложения, формировавшиеся в слабоснабженных соленоводных обстановках, что показано в главе IV. Вероятно, это явилось одной из основных причин специфичности состава ВОВ.

Таким образом, сравнительное изучение ВОВ юрских отложений осадочного чехла и палеозойских отложений промежуточного комплекса свидетельствует в пользу генетической самостоятельности палеозойских вод во всех районах рассматриваемой территории и об отсутствии существенных гидродинамических связей между юрскими и палеозойскими водоносными горизонтами. Тем самым совершенно исключается возможность миграции нефти из пласта Ю-1, продуктивного на многих площадях, и из продуктивных пластов тюменской свиты в палеозойские отложения.

В зоне контакта палеозоя с тюменской свитой иногда фиксируется проникновение юрской воды в кору выветривания и палеозойской воды — в базальные горизонты тюменской свиты. Последний вариант встречается значительно чаще. Это согласуется с тем, что в нижней части тюменской свиты на ряде площадей имеются нефти, сходные по многим показателям с палеозойскими нефтями (см. гл. VIII).

На всех изученных площадях, за исключением Весенней, расположенной во внутренней области складчатого фундамента, воды палеозойских отложений по характеру ВОВ сходны с водами тех или иных нефтегазоносных комплексов других нефтегазоносных областей. В большинстве изученных проб обнаружены значительные (а нередко даже аномально-высокие) концентрации бензола, толуола и других ароматических углеводородов, что непосредственно указывает на наличие нефтяных и газовых залежей вблизи опробованных скважин.

## Глава XI

### РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ДОЮРСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Поверхность доюрских образований выработана в течение длительного континентального перерыва, предшествовавшего накоплению платформенного чехла. Вполне очевидно, что в этом процессе важную роль играли тектонические движения. Поэтому можно было ожидать, что изучение рельефа поверхности доюрских образований даст возможность в какой-то мере судить о характере локальных поднятий в палеозое и о степени унаследованности их мезозойскими и более поздними поднятиями.

Исследования подобного рода проводятся во многих газонефтеносных провинциях и нередко дают хорошие результаты. Например, в Волго-Уральской провинции выполнен значительный объем таких исследований по поверхности палеозоя, которая примерно одновозрастна



с изучаемой нами поверхностью и также сформировалась в течение длительного континентального перерыва, но отличается от нее по соотношению с основными тектоническими комплексами. В Западной Сибири эта поверхность располагается в основании платформенного чехла, а в Волго-Уральской провинции — внутри чехла.

В большинстве районов Волго-Уральской провинции поверхность палеозоя денудационная. Среднеюрские осадки отлагались в основном на выровненную поверхность, на которой в пределах локальных поднятий каких-либо эрозионных форм древнего рельефа обычно не прослеживается. Поэтому ее современный рельеф хорошо согласуется со структурными планами по нижним реперам мезозоя, а палеогеологическая карта предъюрского времени, отражающая распространение различных стратиграфических горизонтов палеозоя на этой поверхности, согласуется со структурными планами по верхним реперам палеозоя. Эти соотношения, в значительной степени облегчающие изучение строения и развития структур, исследованы на многих локальных поднятиях Волго-Уральской области и выявлены на ряде других древних платформ [10, 11].

Анализ рельефа поверхности доюрских образований автор проводил исключительно по данным глубокого бурения и только по тем разведочным площадям, на каждой из которых эта поверхность была вскрыта несколькими скважинами. В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности (Томская и Новосибирская области) имеется 36 таких площадей. На 14 из них доюрскую поверхность вскрывают только две скважины, на 10 — три, на 8 — четыре-шесть и только на 4 — восемь-девять скважин. На 25 из этих площадей платформенный чехол залегает на промежуточном тектоническом комплексе, а на остальных 11 — непосредственно на кристаллическом фундаменте.

С целью изучения формирования и развития доюрского рельефа для каждой площади были построены геологические профили и палеогеологические профили (по мощностям) на конец тюменского, на конец васюганского (наунакского), на конец баженовского времени и в ряде случаев по более молодым реперам. Для площадей, на которых доюрские образования вскрыты четырьмя и более скважинами, построены, кроме того, структурные и палеоструктурные карты по тем же реперам. По этим профилям и картам было прослежено развитие рельефа доюрской поверхности и нижних мезозойских реперов, а также распространение коры выветривания, содержание битумоидов в невыветрелых осадочных породах и особенности состава битумоидов.

Совокупность перечисленных материалов свидетельствует о том, что доюрская поверхность на Западно-Сибирской плите в отличие от Волго-Уральской области и многих районов других древних платформ имеет главным образом эрозионный характер. Ее рельеф еще до отложения тюменской свиты был в основном прямым, т. е. локальным поднятиям палеозоя соответствовали положительные элементы рельефа доюрской поверхности. Затем эти поднятия были в основном унаследованы мезозойскими структурами. Эти заключения вытекают из следующих данных.

1. На подавляющем большинстве изученных площадей все реперы мезозоя и поверхность палеозоя занимают наиболее высокое гипсометрическое положение в одних и тех же скважинах. Причем на многих площадях именно в этих скважинах отмечаются минимальные мощности всех (или почти всех) свит мезозоя.

2. Амплитуды современных локальных поднятий по поверхности палеозоя вдвое больше, чем по кровле баженовской свиты. Даже еще в тюменское время амплитуды поднятий по поверхности палеозоя были намного больше современных поднятий по кровле баженовской свиты.

## Амплитуды локальных поднятий

Площадь	Амплитуды поднятий (м)			Площадь	Амплитуды поднятий (м)		
	по доюрской поверхности	по кровле баженовской свиты	по доюрской поверхности на конец тюменского времени		по доюрской поверхности	по кровле баженовской свиты	по доюрской поверхности на конец тюменского времени
1	2	3	4	1	2	3	4
<i>Районы развития фундамента</i>				Колпашевская . . .	200	83	125
Александровская	145	122	139	Линейная . . . . .	159	65	95
Белоярская . . . .	5	19	8	Лугинецкая . . . . .	95	73	22
Верхне-Комбарская . . . . .	19	38	4	Медведевская . . . .	3	0	7
Веселовская . . . .	259	125	119	Монсеевская . . . . .	161	74	82
Межовская . . . . .	345	149*	225	Мыльджинская . . . .	156	105	72
Назнинская . . . . .	496	186	217	Никольская . . . . .	58	53	6
Первомайская . . . .	184	73	123	Останинская . . . . .	197	89	134
Рогалевская . . . . .	50	4	42	Ракитинская . . . . .	46	6	9
Сенькинская . . . . .	174	92	82	Северо-Васюганская . . . . .	102	30	59
Собольная . . . . .	131	39	142	Северо-Сильгинская . . . . .	50	15	58
Ургальская . . . . .	30	22	17	Соснинская . . . . .	179	91*	45
Средние . . . . .	167	79	102	Средне-Васюганская . . . . .	9	2	22
<i>Районы развития промежуточного комплекса</i>				Усть-Сильгинская . . . .	126	57	100
Вартовская . . . . .	148	52	155	Фестивальная . . . . .	213	83	114
Верх-Тарская . . . .	90	19	68	Шахматная . . . . .	77	40	29
Западно-Сильгинская . . . . .	101	48	58	Шудельская . . . . .	104	7	83
Инкинская . . . . .	122	52	63	Юбилейная . . . . .	149	61	80
Казанская . . . . .	156	38	105	Южно-Мыльджинская . . . . .	273	141	117
Катыльгинская . . . .	18	2	14	Средние . . . . .	120	51	69
				Средние по всем площадям . . . . .	134	60	79

\* По кровле куломзинской свиты.

\*\* По кровле васюганской свиты.

3. Кора выветривания развита в основном на низких участках доюрской поверхности. На положительных элементах доюрского рельефа она во многих случаях полностью размыта или резко сокращена по мощности, вероятно потому, что эти элементы рельефа совпадали с доюрскими поднятиями. Вероятно, это общая закономерность для всей Западно-Сибирской плиты. Во всяком случае в Шаимском районе кора выветривания на сводах доюрской поверхности, унаследованных мезозойскими локальными поднятиями, тоже размыта [56].

4. На положительных элементах доюрского рельефа битуминозность палеозойских пород выше, а битумонды восстановленнее, чем на сравнительно низких участках рельефа. Это хорошо согласуется с тектонической природой доюрского рельефа.

5. Все проявления нефти и газа из палеозоя получены не из коры выветривания, как это утверждается во многих работах, а из совершенно невыветрелых или слабо выветрелых пород на положительных элементах доюрского рельефа.

Перечисленные положения освещаются ниже более подробно.

В табл. 42 приведены амплитуды современных локальных поднятий по поверхности палеозоя (подошве юры) и кровле баженовской свиты, а также амплитуды по поверхности палеозоя на конец тюменского времени (т. е. максимальные разности мощностей тюменской свиты по скважинам). При этом следует иметь в виду, что для боль-

шинства площадей это неполные амплитуды поднятий, поскольку имеющиеся скважины не освещают всех участков той или иной локальной структуры. Особенно мало скважин на погруженных участках. В рассматриваемой таблице отражены превышения реперов только по скважинам, вскрывшим доюрские образования. Причем, как указано выше, на многих площадях имеется только по 2—3 такие скважины. Следовательно, для большинства площадей амплитуды значительно занижены. Однако в пределах каждой площади соотношения между амплитудами по разным реперам не искажены, поскольку они получены по одним и тем же скважинам.

По конкретным площадям и по средним данным, приведенным в табл. 42, а еще более наглядно — по соотношению амплитуд (табл. 43), можно видеть, что как в районах развития промежуточного комплекса, так и в районах его отсутствия, где мезозой налегает непосредственно на фундамент, большая часть современной амплитуды поверхности палеозоя была создана еще в доюрское время. В течение всего мезозоя и кайнозоя амплитуды локальных поднятий увеличились на меньшую величину, чем в доюрское время. Еще в конце тюменского времени локальные структуры по поверхности палеозоя были выражены более резко, чем современные структуры по кровле баженовской свиты.

По характеру унаследованности палеозойских локальных поднятий мезозойскими можно выделить пять генетических групп поднятий: вполне унаследованные, неполно унаследованные, переформированные согласные, переформированные несогласные и погребенные.

К вполне унаследованным отнесены такие поднятия, которые на протяжении всего мезозоя развивались унаследованно по отношению к поверхности палеозоя. На этих структурах своды по всем реперам мезозоя и поверхности палеозоя примерно совпадают (с той точностью, какая обеспечивается имеющимися скважинами), а зоны минимальных мощностей тех свит мезозоя, у которых мощности существенно изменяются по структуре, совпадают с этим общим для всех реперов сводом.

Правда, на некоторых площадях зоны минимальных мощностей несколько смещаются со свода. Но в таких случаях мощности на сводах превышают минимальные мощности лишь на несколько метров, что могло быть вызвано не только амплитудами тектонических движений, но также неровностями поверхностей седиментации, неравномерным уплотнением пород различных типов, неточностями стратиграфических отбивок по разрезам скважин, возрастным скольжением фаций, вызывающим неодновременность границ между свитами, и другими причинами. Во всяком случае, спорадически встречающиеся незначительные отклонения от общей закономерности в мощностях отдельных свит не могут служить основанием для заключения об изменении во времени зон относительных поднятий.

Неполно унаследованные структуры отличаются от описанных выше тем, что, судя по мощностям свит, характер распределения движе-

Таблица 43

*Средние соотношения между амплитудами локальных поднятий по разным реперам*

Соотношения	Районы развития		Все районы
	фунда-мента	промежу-точного комплек-са	
Отношение амплитуды по кровле Pz к амплитуде по кровле баженовской свиты	2,11	2,35	2,23
Отношение амплитуды по кровле Pz на конец тюменского времени к современной амплитуде по кровле баженовской свиты . . . . .	1,29	1,35	1,32
Отношение современной амплитуды по кровле Pz к амплитуде по кровле Pz на конец тюменского времени . . .	1,64	1,74	1,70

Распространение групп локальных поднятий

Поднятия	Количество (%) поднятий		
	районы разви- тия промежу- точного комплекса	районы отсут- ствия проме- жуточного комплекса	все районы
Вполне унаследованные . . . . .	15 (60,0)	3 (27,3)	18 (50,0)
Неполно унаследованные . . . . .	6 (24,0)	4 (36,3)	10 (27,8)
Переформированные согласные . . . . .	1 (4,0)	1 (9,1)	2 (5,6)
Все согласные . . . . .	22 (88,0)	8 (72,7)	30 (83,4)
Переформированные несогласные . . . . .	3 (12,0)	3 (27,3)	6 (16,6)

ний по структуре в отдельные отрезки мезозойской истории существенно изменялся. Однако эти изменения были не столь значительными, чтобы привести к несоответствию современных структурных планов по юрским реперам и поверхности палеозоя. Лишь в отдельных случаях отмечаются небольшие различия в строении структур по меловым реперам и поверхности палеозоя.

Переформированные согласные структуры являются полностью переработанными в мезозойское время. Мезозойские движения не унаследовали палеозойский план и превысили палеозойскую структуру по интенсивности. В конечном счете сформировались локальные поднятия, имеющие общие своды по реперам мезозоя и поверхности палеозоя.

Переформированные несогласные структуры тоже характеризуются несоответствием мезозойских движений палеозойскому структурному плану, но интенсивность мезозойских движений значительно уступала амплитуде поверхности палеозоя. Поэтому рельеф данной поверхности, в принципе, не изменился, но мезозойская толща построена по несколько иному структурному плану.

В отдельных случаях несоответствие мезозойских движений рельефу доюрской поверхности может приводить к формированию погребенных локальных структур, у которых свод по поверхности палеозоя выражен вполне ясно, а по мезозойским реперам он не прослеживается или расположен за пределами палеозойского поднятия. На разбуренных площадях таких структур пока не встречено.

Как видно из табл. 44, среди рассмотренных групп поднятий наиболее распространены две первые, т. е. унаследованные. Причем в области развития промежуточного комплекса, в котором предлагается поиск структурных ловушек для нефти и газа, вполне унаследованные поднятия преобладают над поднятиями всех других групп, вместе взятых. Согласное залегание мезозойских реперов с доюрской поверхностью характерно также и для поднятий третьей группы. Переформированные несогласные локальные поднятия в области развития промежуточного комплекса составляют только 12%. Степень унаследованности палеозойских структур мезозойскими в общем заметно выше, чем в районах отсутствия промежуточного комплекса.

Приведенный выше анализ унаследованности палеозойских структур мезозойскими правилен только при условии, что изменения мощностей тюменской свиты обусловлены главным образом не дифференциацией движений этого времени, а заполнением рельефа доюрской поверхности, который отражал доюрские локальные поднятия.

Мы считаем, что в отношении подавляющего большинства локальных поднятий юго-восточной части Западно-Сибирской низменности это условие выполнялось. Как было показано выше, в конце тюменского времени амплитуда доюрского рельефа была в среднем почти в 1,5 раза больше современной амплитуды по кровле баженовской свиты. Причем изменения мощностей всех свит от кровли тюменской до кров-

ли баженовской очень скромные, а на многих площадях — просто незначительные. Если предположить формирование доюрского рельефа в период отложения тюменской свиты в условиях резко дифференцированного погружения, то из этого неизбежно последует весьма сомнительный вывод о том, что мезозойские структуры сформировались в основном в тюменское время, затем почти не изменялись до начала валанжина включительно, а потом немного увеличились в меловое и третичное время. Доюрский возраст рельефа поверхности палеозоя в свете этих данных выглядит более вероятным.

Характер распределения коры выветривания позволяет сделать еще более аргументированные выводы. Сам факт сохранения на доюрской поверхности коры выветривания, бесспорно, свидетельствует о том, что рельеф этой поверхности был ясно выражен до отложения тюменской свиты. В Волго-Уральской провинции, где поверхность палеозоя в основном была выровнена до отложения юры, кора выветривания практически нигде не сохранилась. Возвращаясь к изложенному выше, следует отметить, что в этой провинции мощности юрских отложений в пределах локальных поднятий обычно колеблются в очень узких пределах и различия в мощностях юры во много раз уступают амплитудам поднятий по мезозойским реперам.

На 19 из 36 площадей, на которых доюрская поверхность вскрыта несколькими скважинами, кора выветривания на поднятиях этой поверхности либо полностью размыта, либо (в единичных случаях) представлена только нижними горизонтами, а на погружениях она имеется во всех скважинах, достигая мощностей 70—100 м и более.

Кора выветривания формировалась, несомненно, на слабо расчлененной поверхности промежуточного комплекса и фундамента, а сейчас мы наблюдаем сильно расчлененную поверхность. Очевидно, в конце континентального перерыва, уже после формирования коры выветривания, но до отложения тюменской свиты, эта поверхность подверглась тектоническим деформациям, и на образовавшихся поднятиях кора была размыта.

Данные по остальным 17 площадям не противоречат этому выводу. На 6 площадях (Мыльджинская, Средне-Васюганская и др.) керн отобран таким образом, что по нему нельзя уверенно судить о характере распределения коры выветривания. На 6 других площадях (Вартовская, Колпашевская, Верхне-Комбарская и др.) кора выветривания не обнаружена. Возможно, все скважины, имеющиеся на этих площадях, расположены в пределах древних локальных поднятий, что согласуется с формой доюрской поверхности. На 5 площадях (Александровская, Линейная и др.) кора выветривания вскрыта всеми скважинами, и на 3 из них мощности коры резко уменьшаются к поднятиям доюрской поверхности.

Имеется только два исключения: на Шудельской и Ракитинской площадях минимальные мощности коры выветривания отмечаются в скважинах, занимающих сравнительно низкое гипсометрическое положение по доюрской поверхности. Однако на этих площадях до палеозоя доведено пока только по две скважины, и разница в гипсометрическом положении скважин по доюрской поверхности весьма небольшая.

О тектонической природе положительных элементов рельефа доюрской поверхности свидетельствуют также данные по распределению битумоидов в доюрских образованиях.

Автором данной главы [31, 34 и др.] и некоторыми другими исследователями показано, что во многих осадочных толщах, в том числе и в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности, к сводам локальных поднятий и более крупных структур битуминозность пород (особенно песчано-алевритовых) значительно увеличивается, а битумоиды становятся более восстановленными. В связи с этим подобное ис-

## Изменения битуминозности доюрских осадочных пород в пределах локальных поднятий

Сравниваемые параметры	Фундамент		Промежуточный комплекс	
	своды	погружения	своды	погружения
Средние содержания всех битумондов . . . . .	0,015	0,017	0,028	0,016
То же, аллохтонных битумондов . . . . .	0,018	0,018	0,030	0,017
Средние $\beta$ по всем битумоидам . . . . .	22,2	24,9	10,5	6,6
То же, по аллохтонным битумоидам . . . . .	28,2	33,8	15,4	8,8
Количество (%) площадей с максим. $\beta$ . . . . .	3 (60)	2 (40)	8 (89)	1 (11)
Средние содержания масел в аллохтонных битумоидах . . . . .	33,7	33,0	33,8	25,9
Содержание ONS во всех битумоидах . . . . .	9,8	10,2	6,8	8,7
То же, в аллохтонных битумоидах . . . . .	8,2	7,8	5,3	7,7
Средние C/H у всех битумондов . . . . .	6,8	6,8	7,6	8,5
То же, у аллохтонных битумондов . . . . .	6,6	6,6	7,1	7,5

следование мы провели и по доюрским образованиям изучаемой территории. Было использовано около 150 анализов хлороформенного битумоида с 14 площадей. На 5 из них опробованы породы фундамента и на 9 — промежуточного комплекса. Основные результаты этой работы сведены в табл. 45, из которой отчетливо видна принципиальная разница в битуминозности пород фундамента и промежуточного комплекса в зависимости от положения на древнем рельефе доюрской поверхности.

На площадях развития промежуточного комплекса резко выражена миграция битумондов в палеозойских отложениях от погружений доюрской поверхности к ее поднятиям. По важнейшим в этом отношении показателям: коэффициенту битумоидности и составу битумондов (особенно аллохтонных) — имеется всего лишь одно отклонение. На Ракитинской площади коэффициент битумоидности на погружении доюрской поверхности выше, чем на поднятии. Возможно, это связано с неясностью положения древнего поднятия на этой площади, о чем уже говорилось выше, а также с тем, что половина проб представлена здесь корой выветривания, а невыветрелые пробы — аргиллитами, содержащими только аллохтонные битумонды. По содержанию битумондов имеется три отклонения. На Мыльджинской оно вызвано различиями в типах исследованных пород (на поднятии — известняки, на погружении — аргиллиты), на Северо-Сильгинской — ураганным содержанием битумоида в одной пробе с погружения. Если эту пробу не учитывать, то и отклонения от закономерности не будет. О третьей площади (Ракитинской) уже говорилось.

На площадях, на которых доюрская поверхность образована фундаментом, картина совершенно иная. Здесь ни по одному показателю миграция битумондов от погружений к сводам не фиксируется.

Выше отмечалось, что на погружениях доюрской поверхности кора выветривания развита шире, чем на поднятиях, а в главе IX приводятся данные о снижении битуминозности с переходом от невыветрелых пород к коре выветривания. Однако этими двумя обстоятельствами нельзя объяснить рост битуминозности пород и «облегчение» битумондов от погружений к поднятиям доюрской поверхности. Во-первых, эта закономерность не прослеживается по породам фундамента. Во-вторых, она совершенно отчетливо выражена в породах промежуточного комплекса на тех площадях, на которых все битуминологические пробы представлены невыветрелыми породами (Вартовская, Колпашевская, Мыльджинская, Лугинецкая и др.).

Вероятнее всего, в промежуточном комплексе мы наблюдаем интенсивные следы латеральной миграции битумондов. Следовательно,

доюрская поверхность здесь в основном согласуется с залеганием палеозойских пластов. Фундамент же имеет более сложное тектоническое строение и испытал сильный метаморфизм. Здесь миграция битумондов, вероятно, завершилась задолго до формирования доюрской поверхности, а рельеф этой поверхности к началу формирования платформенного чехла определялся не пликативными дислокациями, а блоковыми. Очевидно, в любых частях этих блоков могли быть самые разнообразные более древние пликативные дислокации, а отсюда и самые разнообразные направления латеральной миграции битумондов по отношению к формам рельефа доюрской поверхности.

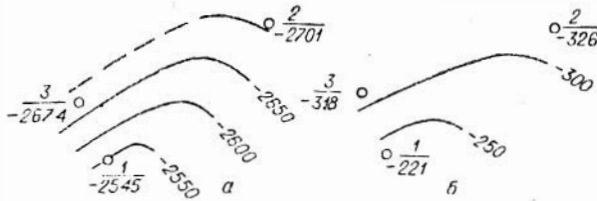


Рис. 58. Структурные карты Казанской площади по поверхности промежуточного комплекса (а — современная; б — на конец тюменского времени).

В связи с рассматриваемым вопросом следует отметить, что резкое различие между фундаментом и промежуточным комплексом по выраженности латеральной миграции битумондов является еще одним немаловажным подтверждением правильности контуров распространения промежуточного комплекса, проведенных авторами в основном по литологическим признакам.

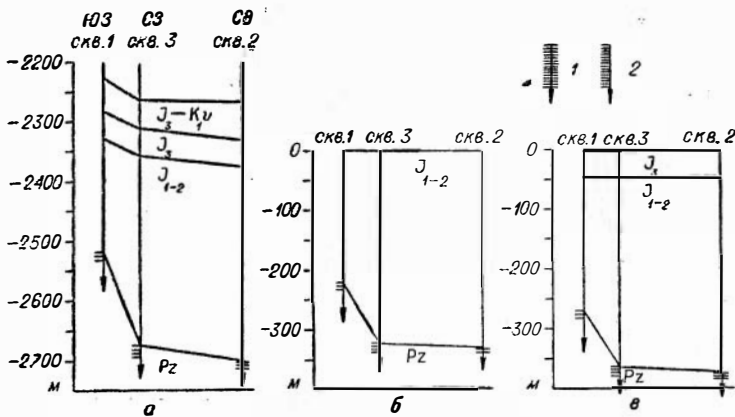


Рис. 59. Геологические профили по Казанской площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец васюганского (в) времени. 1 — кора выветривания; 2 — сильно выветрелые породы. Ф — складчатый фундамент; Pz — палеозойские отложения промежуточного комплекса; J<sub>1-2</sub> — тюменская свита; 3 — васюганская (наушакская) свита; J<sub>1</sub> — K<sub>IV</sub> — марьяновская свита; K<sub>IV</sub> — куломзинская свита.

Основные положения данной главы ниже иллюстрируются на примерах с различными типами унаследованности структур.

На рис. 58—62 приведены примеры развития доюрской поверхности на вполне унаследованных структурах. На профилях и картах во всех случаях ясно выражены локальные поднятия поверхности палео-

зою, имевшиеся еще в доюрское время, и последующее усиление этих же поднятий в мезозое. Распределение коры выветривания согласуется с тектонической природой доюрской поверхности, за исключением Ракитинской площади. Здесь на поднятии кора мощнее, чем на погружении. Однако амплитуда этой поверхности в начале мезозоя была весьма небольшой. Поэтому нет уверенности в том, что погружение было от скв. 3 к скв. 1, а не наоборот.

На Соснинской площади кора выветривания имеется на погружениях и отсутствует на своде. При этом в наиболее погруженной скважине кора мощнее. Вероятно, такая же картина и на Моисеевской площа-

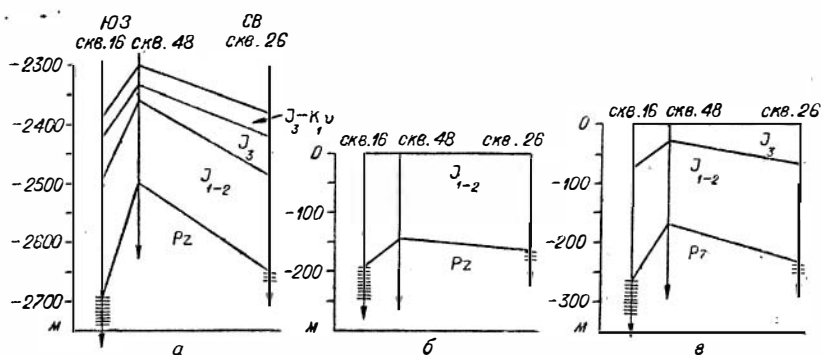


Рис. 60. Геологические профили по Соснинской площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец васюганского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

ди, но здесь в скв. 2 из верхней (большой) части пройденного палеозойского разреза керн не поднят. На Казанской площади кора тоже имеется только на погружении. В двух других скважинах подошва тюменской свиты ложится на сильно выветрелые породы (возможно, это нижние горизонты коры, не вскрытые скв. 2). Причем мощность зоны выветрелых пород вверх по восстанию снижается.

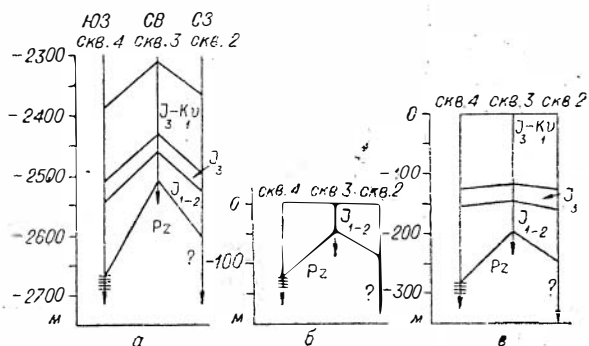


Рис. 61. Геологические профили по Моисеевской площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец баженовского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

Мезозойское развитие рассматриваемых структур происходило унаследованно, но несколько по-разному. На Ракитинской площади интенсивный рост структуры фиксируется в васюганское время. В марьяновское время он резко замедлился, а из сравнения профилей А и Г можно заключить, что от конца баженовского времени до современной эпохи структура очень мало изменилась, но эти изменения проходили



тоже унаследованно. На Соснинской площади до конца баженовского времени рост структуры проходил примерно так же, как и на Ракитинской, но затем произошло резкое увеличение амплитуды поднятия. На Моисеевской площади до конца баженовского времени рост структуры был весьма небольшим, а затем амплитуда поднятия увеличилась так же интенсивно, как и на Соснинской площади. Наконец, на Казанской площади структура была как бы законсервирована до конца васюганского времени.

В дальнейшем, по мере накопления новых данных, вероятно, группу вполне унаследованных структур можно будет разделить на под-

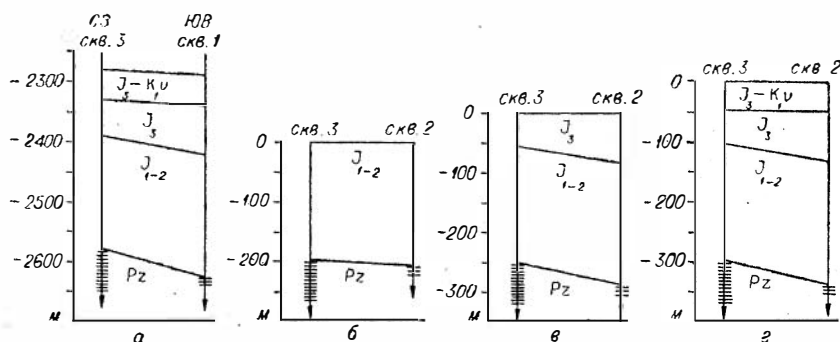


Рис. 62. Геологические профили по Ракитинской площади: современный (а), на конец тюменского (б), на конец васюганского (в), на конец баженовского (г) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

группы по сравнительной интенсивности юрских, меловых и, возможно, более поздних движений.

Своеобразное развитие прошла структура Никольской площади (рис. 63). Здесь к началу формирования платформенного чехла поверхность палеозоя была выровнена и кора выветривания нигде не сохранилась. В тюменское время дифференцированных движений не было.

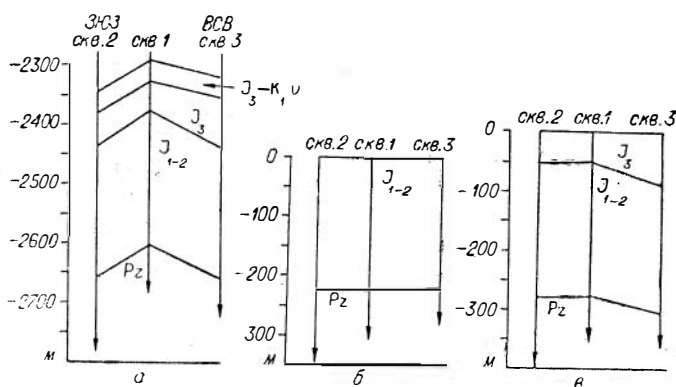


Рис. 63. Геологические профили по Никольской площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец васюганского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

Формирование локального поднятия началось в васюганское время, прекратилось в марьяновское, а затем резко усилилось. Эта структура по характеру развития поверхности палеозоя весьма сходна с локальными поднятиями Волго-Уральской провинции, но на изучаемой нами территории это пока единственная структура такого характера. Не исключено также, что имеющиеся три скважины попали на одну горизонт-



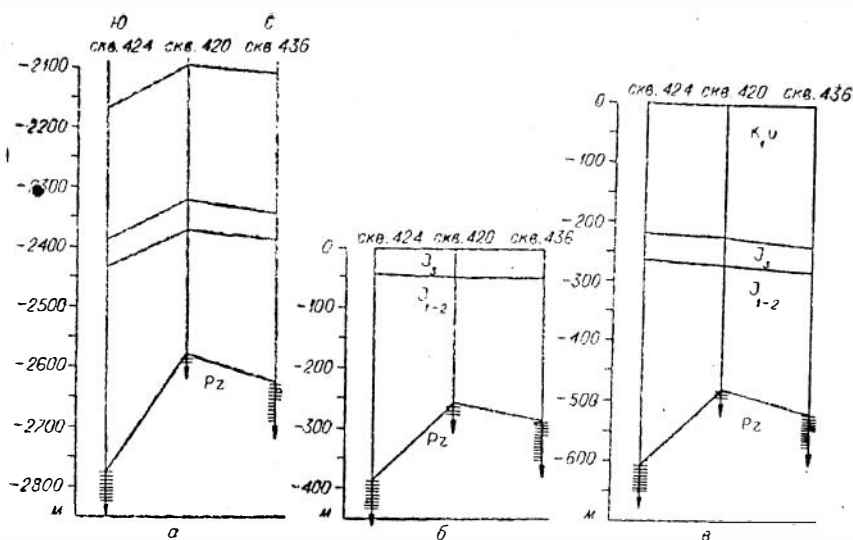


Рис. 66. Геологические профили по Останинской площади: современный (а), на конец васюганского (б) и на конец куломзинского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

строение. На Фестивальной и Межовской площадях кора выветривания отсутствует на сводах, но имеется на погружениях. На Останинской и Колпашевской площадях об этой закономерности судить нельзя, поскольку на первой подошва коры вскрыта только в скв. 436, а на второй кора нигде не сохранилась.

В современную эпоху на этих площадях структурные планы примерно совпадают по всем горизонтам, но в отдельные отрезки мезозоя своды по некоторым горизонтам мезозоя мигрировали, тогда как свод по поверхности палеозоя оставался на одном месте. Так, на Колпашевской площади в конце васюганского времени кровля тюменской свиты в скв. 4 была немного ниже, чем в скв. 2 и 6, тогда как и в начале юры, и в современную эпоху скв. 4 приподнята по всем горизонтам. В этой скважине палеозойские отложения имеют более высокое содержание битумондов (в среднем 0,022%), чем в скв. 2 и 6 (0,012%).

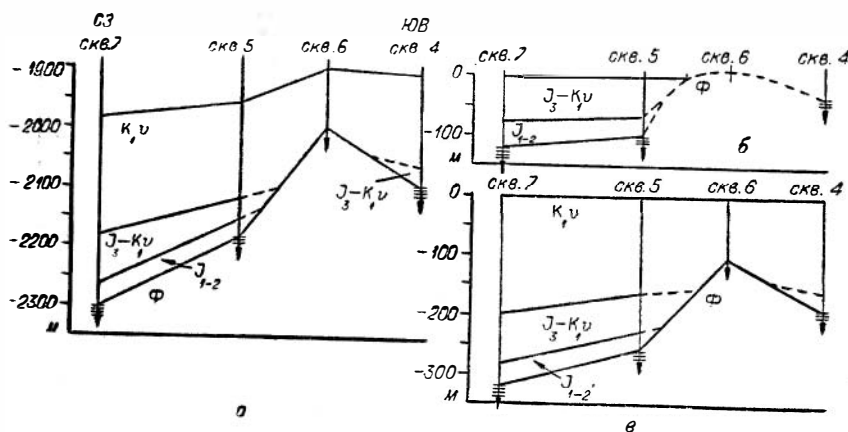


Рис. 67. Геологические профили по Межовской площади: современный (а), на конец баженовского (б) и на конец куломзинского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

На Останинской площади несоответствие структурных планов имело место только в конце васюганского времени: Однако свод по поверхности палеозоя всегда оставался в районе между скв. 420, 436, 437 и 438. Битуминозность палеозойских пород в этих скважинах (в среднем 0,036%) почти в 3 раза выше, чем в скв. 424 (0,013%). Кроме того, в присводовой скв. 436 имеется проба с ураганным содержанием битумоида (0,252%), не включенная в среднее значение.

На Фестивальной площади несоответствие структурных планов имело место только в марьяновское время, а на Межовской — в ачимовское. В современную эпоху на Межовской площади скв. 7 относится к наиболее погруженным по всем реперам. Например, по поверхности

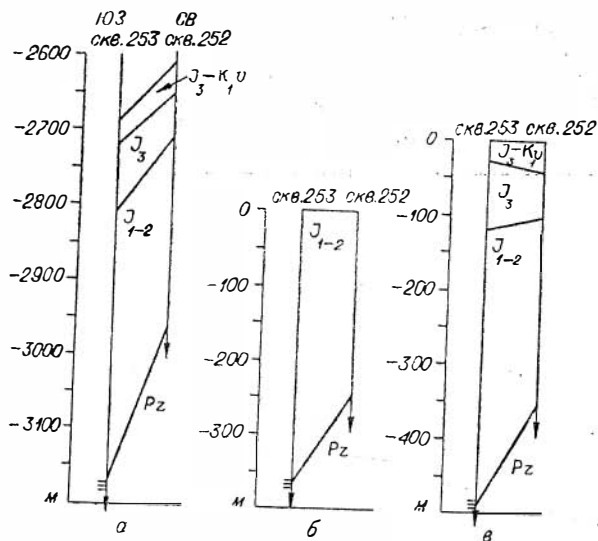


Рис. 68. Геологические профили по Фестивальной площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец баженовского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

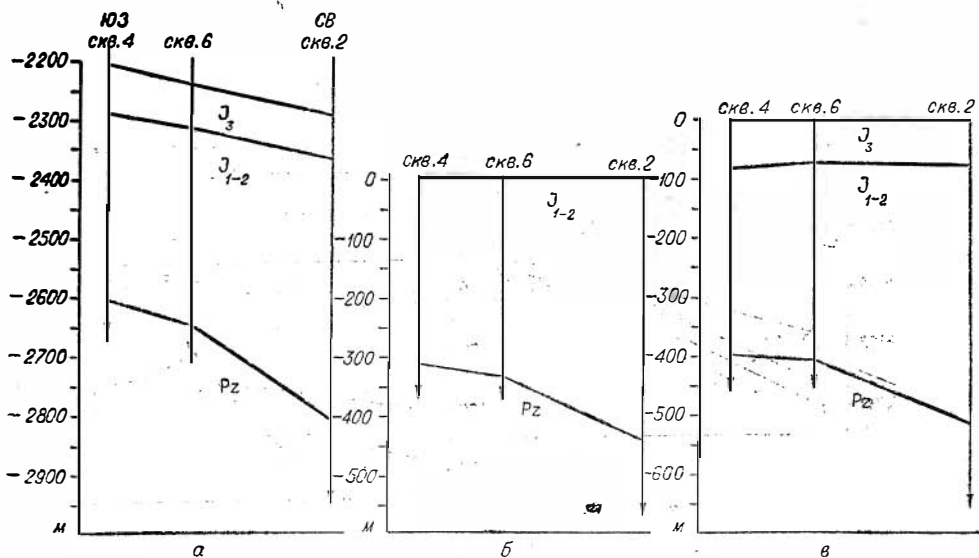


Рис. 69. Геологические профили по Колпашевской площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец науканского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

фундамента она ниже скв. 5 на 120 м. А мощности ачимовской пачки составляют соответственно 13 и 42 м. Следовательно, в ачимовское время подошва ачимовской пачки была в скв. 7 выше, чем в скв. 5. Но к концу куломзинского времени, как это видно на профиле, это структурное несоответствие исчезло.

Переформированных согласных структур только две: Белоярская и Западно-Сильгинская. Первая из них показана на профилях (рис. 71). До конца баженовского времени на Белоярской площади скв. 6 была структурно выше скв. 5. В соответствии с этим скв. 5 не вышла из коры выветривания, а скв. 6 на поверхности фундамента вскрыла почти не выветрелые породы. Это дает основание полагать, что район скв. 6 испытывал поднятие еще до начала формирования платформенного чехла. После баженовского времени произошло обращение структуры, и в современную эпоху все репера, включая поверхность фундамента, в скв. 5 залегают выше, чем в скв. 6.

Два переформированных несогласных локальных поднятия показаны на рис. 72—74. Как видно на картах и профилях, рельеф поверхности палеозоя на обеих площадях в тюменское время был примерно таким же, как и в современную эпоху, но с меньшими амплитудами. На Вартовской площади коры выветривания нет. На Верх-Тарской площади мощность коры закономерно снижается до нуля от наиболее

Рис. 70. Структурные карты Усть-Сильгинской площади по поверхности промежуточного комплекса (а—современная, б—на конец наунакского времени).

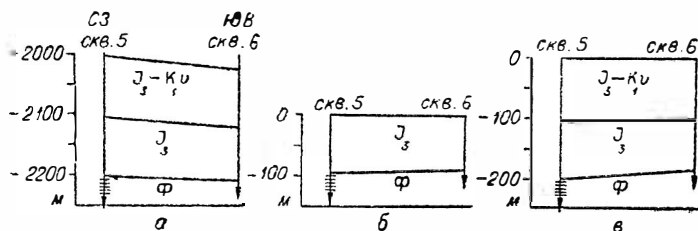
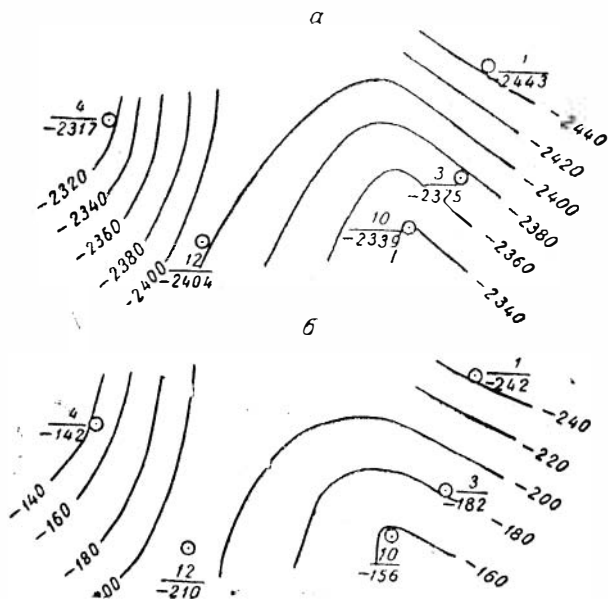


Рис. 71. Геологические профили по Белоярской площади: современный (а), на конец наунакского (б) и на конец баженовского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

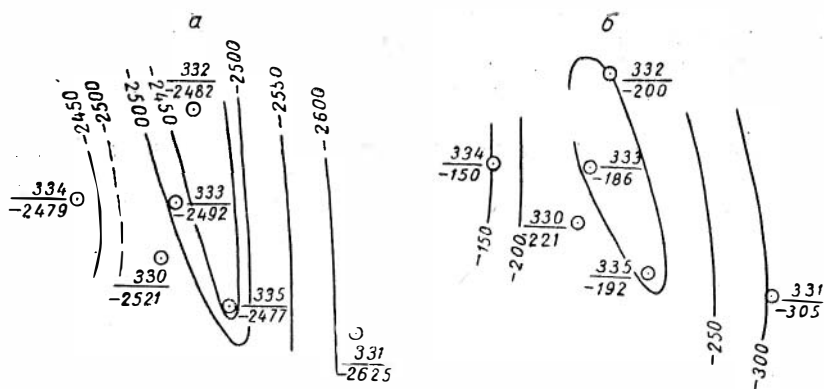


Рис. 72. Структурные карты Вартовской площади по поверхности промежуточного комплекса (а — современная; б — на конец тюменского времени).

погруженной скважины до наиболее высокой (по поверхности палеозоя). Следовательно, есть основание полагать, что поднятие донорской поверхности здесь имело еще до отложения тюменской свиты.

В мезозойское время движения не вполне соответствовали палеозойскому структурному плану. На Верх-Тарской площади уже в васюганское время прогиб в районе скв. 12 потерял выражение по кровле тюменской свиты, но по кровле палеозоя он сохранился вплоть до современной эпохи. На Вартовской площади тоже в васюганское время выровнялся прогиб в районе скв. 330, а позднее испытал погружение район скв. 334. Если в этом районе по поверхности палеозоя в тюменское время был основной свод поднятия, то теперь — второстепенный, а по мезозойским реперам свод переместился в район скв. 335.

На обеих рассмотренных площадях в палеозойских отложениях ясно выражена миграция битумоидов к сводам. На Вартовской площади коэффициент битумоидности возрастает к своду (скв. 332, 335) от 4,0 до 7,1%, а на Верх-Тарской (к скв. 3, 7, 12) — от 1,3 до 4,8%.

Материалы, изложенные в данной главе, имеют существенное значение для разработки методики поисковых работ на нефть и газ в палеозойских отложениях. Поскольку на большинстве площадей мезозойские структурные планы в основном совпадают с рельефом донорской поверхности, а последняя отражает палеозойскую структуру, мож-

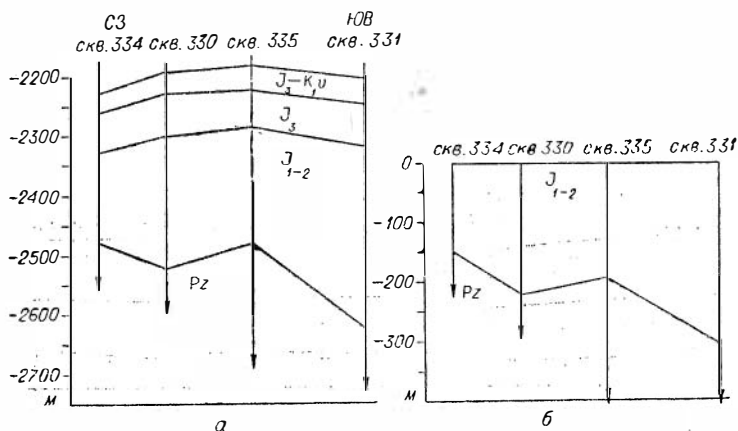


Рис. 73. Геологические профили по Вартовской площади: современный (а) и на конец тюменского времени (б). Усл. обозн. см. на рис. 59.

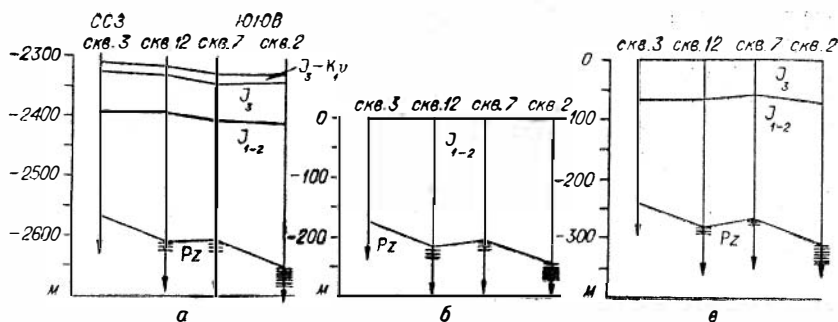


Рис. 74. Геологические профили по Верх-Тарской площади: современный (а), на конец тюменского (б) и на конец васяганского (в) времени. Усл. обозн. см. на рис. 59.

но с большей вероятностью намечать примерное положение сводов локальных поднятий в палеозое по структуре мезозойских отложений, предпочтительно юрских. Для ряда площадей это можно делать уже сейчас.

## Глава XII

### ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На Западно-Сибирской плите палеозойские отложения не входят в состав платформенного чехла, перспективы нефтегазоносности которого хорошо изучены и доказаны открытиями многих месторождений нефти и газа. Они слагают существенную часть складчатого фундамента и почти полностью — промежуточный комплекс. Фундамент вследствие значительного метаморфизма, очевидно, бесперспективен на нефть и газ, если пренебречь возможностью формирования отдельных мелких вторичных залежей в коре выветривания, скорее всего непромышленных, тогда как перспективы промежуточного комплекса представляют собой сложную и важную проблему, заслуживающую детального изучения.

Промежуточные тектонические комплексы выявлены почти на всех платформах и, как выясняется, по своему объему не сильно уступают платформенным чехлам или даже превосходят их. Они представляют собой совокупность таких переходных сооружений, как краевые прогибы и межгорные впадины, а местами включают даже платформенные или субплатформенные формации. Другими словами, в геотектоническом плане промежуточные комплексы отличаются от известных нефтегазоносных областей, связанных с краевыми прогибами, межгорными впадинами и платформами, в основном тем, что они погребены под платформенными чехлами. Если все имеющиеся в мире краевые прогибы и многие межгорные впадины нефтегазоносны, то нет особых оснований сомневаться в том, что многие впадины и прогибы такого же характера, но погребенные, тоже окажутся нефтегазоносными.

Наличие мощного платформенного чехла, естественно, не может не отразиться как на характере нефтегазоносности промежуточного комплекса, так и на условиях поисков, разведки и эксплуатации месторождений. Глубокий катагенез может привести к разрушению нефтяных и газовых залежей, особенно в нижних частях промежуточного комплекса, и к ухудшению коллекторских свойств резервуаров. Несоответствие

структурных планов промежуточного комплекса и чехла существенно затрудняет поисково-разведочные работы. Однако умеренно литифицированные породы известны и на больших глубинах. Аралсорская скважина показала, что удовлетворительные коллекторы встречаются на глубинах около 6 км [22], а в США поисковое бурение на такие глубины и даже **большие** высоко**эффективно** [154]. Современные геофизические методы позволяют выявлять структуру промежуточного комплекса. В этом направлении уже имеется положительный опыт в Башкирии, где сейсморазведка выявляет структуры по реперам внутри бавлинской свиты, сходной по условиям залегания с промежуточным комплексом Западно-Сибирской плиты. Обнадеживающие результаты получены методом ОГТ Томским геофизическим трестом и Новосибирской геофизической экспедицией.

Следует также иметь в виду, что погребенное состояние промежуточного комплекса создает не только неудобства. Оно имеет и положительные черты. Если платформенный чехол входит в главную зону нефтеобразования только своей нижней частью, нередко небольшой, особенно на окраинах платформы, то промежуточный комплекс может входить в эту зону значительной своей частью. Промышленные качества нефтей промежуточного комплекса вследствие более глубокого катагенеза должны быть высокими. Нижние горизонты платформенного чехла могут служить хорошими региональными покрывками для залежей, расположенных в верхней части промежуточного комплекса.

В большинстве известных нефтегазоносных областей краевых прогибов и межгорных впадин продуктивные горизонты имеются на очень малых глубинах, а на поверхности широко распространены обильные проявления нефти и газа, свидетельствующие об интенсивном разрушении залежей. Краевые прогибы, межгорные впадины и наложенные впадины промежуточных комплексов в этом отношении находятся в благоприятных условиях, поскольку они были погребены под осадочным чехлом, скорее всего, еще до формирования залежей.

Таким образом, самые общие положения о характере промежуточных комплексов платформ свидетельствуют об их возможной нефтегазоносности и о целесообразности проведения нефтепоисковых работ, направленных на выявление залежей в этих комплексах. Не исключено, что в ряде районов промежуточные комплексы окажутся даже более продуктивными, чем перекрывающие их платформенные чехлы.

Поисковое бурение на нефть и газ в промежуточных комплексах еще только начинается, но уже дало обнадеживающие результаты во многих районах. Например, в Восточном Предкавказье в нижнетриасовых отложениях, входящих в состав промежуточного комплекса Скифской плиты, открыто несколько нефтяных и газоконденсатных месторождений. Причем сингенетичность триасовых нефтей здесь вполне убедительно доказана [18, 19]. В сходной геологической обстановке получен промышленный фонтан газа и на Туранской плите, на Устюрте [89]. Выявлены нефтепроизводящие отложения в бавлинской свите восточных районов Волго-Уральской области и получены первые притоки нефти из этих отложений [120]. В Московской синеклизе получена нефть из протерозойских отложений и установлена генетическая связь этой нефти с протерозойскими же битумоидами [7]. Правда, последние два примера относятся не к промежуточным комплексам, но к отложениям весьма сходным с ними по условиям залегания. Месторождения нефти и газа недавно открыты в промежуточных комплексах и за рубежом (Австралия, Англия и др. [81]).

На Западно-Сибирской плите на промежуточный комплекс поискового бурения не проводилось. Он вскрывался на очень малую глубину скважинами, в задачу которых входило изучение нефтегазоносности только мезозойского чехла плиты. Тем не менее на 12 площадях, пока-



занных на рис. 75, в 14 скважинах были получены притоки нефти, в ряде случаев весьма интенсивные: например, на Останнинской площади 60 т/с, на Медведевской — 73 т/с, на Верх-Тарской — 92 т/с, на Урманской, Тамбаевской, Нижне-Табаканской и Малоичской — более чем по 100 т/с при малых штуцерах. На Верхне-Комбарской площади дебит газа из палеозоя составил 40 тыс. м<sup>3</sup>/с. Здесь же получен приток довольно чистого парафина. Кроме того, на шести других площадях нефти палеозойского типа имеются в базальных горизонтах мезозоя. Таким образом, притоки палеозойских нефтей получены уже на 18 поисково-разведочных площадях.

Проявления нефти и газа и тем более крупные притоки их в скважинах играют важнейшую роль в оценке перспектив нефтегазоносности той или иной территории или нового комплекса отложений. Их отсутствие не может служить доказательством бесперспективности на нефть и газ. Но уж если они имеются, то приобретают значение самых веских, совершенно бесспорных доказательств нефтегазоносности, даже если некоторые косвенные признаки считаются неблагоприятными.

Очевидно, притоки нефти и газа из палеозоя Западной Сибири тоже нужно рассматривать в качестве бесспорного доказательства промышленной нефтегазоносности этих отложений. Однако многие исследователи считают, что эти нефти генетически связаны не с палеозойскими отложениями, а с мезозойскими, и поэтому не могут свидетельствовать о нефтегазоносности палеозоя. Данная точка зрения высказывалась многократно, но наиболее полно изложена в работе А. Э. Конторовича с соавторами [70].

Авторы упомянутой работы полагают, что рассматриваемые нефти залегают не в самих палеозойских отложениях, а в коре выветривания и в базальных пластах мезозойского платформенного чехла. По их мнению, сингенетических палеозойских нефтей нет, а если бы они имелись, то должны были бы характеризоваться значительными гипергенными изменениями, а также разнообразием состава, поскольку палеозойские отложения неоднородны, тогда как известные в палеозое нефти эти исследователи считают совершенно однотипными из-за глубокого катагенеза.

Эти представления выглядят логичными только в самом общем виде, а для конкретных условий Западной Сибири их нельзя признать убедительными. Метановый состав, низкие содержания асфальтово-смолистых компонентов, серы, нафтеновых и ароматических углеводородов, высокое содержание парафина — это признаки, типичные для нефтей зон глубокого катагенеза всего мира. Следовательно, по ним нельзя судить о генетическом единстве всех нефтей так называемого пласта М. Заключение авторов обсуждаемой работы о сходстве нефтей из горизонта М Западной Сибири и из девонских отложений Минусинской впадины является хорошей иллюстрацией этого положения. Ведь нельзя же предполагать генетическое единство минусинской и, например, медведевской нефти. Очевидно, и в промежуточном комплексе Западной Сибири разнотипные палеозойские отложения могли генерировать существенно различные нефти, которые на высоких стадиях катагенеза стали более однородными по всем их свойствам.

Как видно из предыдущих глав, на изученной территории палеозойские нефти получены не из коры выветривания, а из невыветрелых или слабо выветрелых пород, причем только в области развития глинисто-карбонатных толщ девона и карбона. Мы не отрицаем возможную нефтеносность других толщ промежуточного комплекса, но обращаем внимание на то, что известные к настоящему времени палеозойские нефти связаны с однотипными или по крайней мере близкими по составу и условиям образования отложениями. Следовательно, больших первичных различий между нефтями могло и не быть.

Следует заметить, что и выдержанность состава нефтей пласта М весьма относительна. По данным тех же исследователей [70], у этих нефтей удельный вес изменяется от 0,80 до 0,84, содержание парафина — от 6,80 до 19,53%, асфальтенов — от 0 до 1,12%, смол — от 1,13 до 6,0%, фракции до 300° — от 11,6 до 41,13%, метановых углеводородов в дистилляте — от 13,61 до 54,86%. Существенные различия в свойствах палеозойских нефтей показаны и в соответствующей главе данной работы.

Отсутствие у палеозойских нефтей четких признаков гипергенных изменений не противоречит их сингенетичности. Во многих нефтеносных провинциях встречаются залежи, расположенные в отложениях, сформированных перед длительным континентальным перерывом, но содержащие гипергенно не измененные нефти, примерно такие же, как и в палеозое изученной нами части Западной Сибири. Например, в кунгурском ярусе Куйбышевского Заволжья на глубинах 400—450 м имеются нефти с удельным весом порядка 0,82 и выходом фракции до 300° около 55%. У нефти из сакмарского яруса Султангуловского месторождения (Оренбургская область) эти параметры составляют соответственно 0,79 и 74%. В среднем карбоне Саратовского Правобережья, отдаленном от крупного перерыва лишь небольшой карбонатной толщей верхнего карбона, на которую налегают байос-батские отложения, есть нефть с удельным весом 0,820—0,823 и выходом фракции до 300° около 58%. Возможно, перечисленные нефти Волго-Уральской области потеряли часть тяжелых компонентов при миграции снизу [31]. Но то же самое могло произойти и с палеозойскими нефтями Западной Сибири.

Все приведенные выше примеры относятся к нефтям, образовавшимся, скорее всего, до континентального перерыва. В палеозое Западной Сибири условия для сохранения нефтей от действия гипергенных факторов были намного благоприятнее. Верхняя часть промежуточного комплекса до начала формирования платформенного чехла не погружалась в главную зону нефтеобразования. Если ориентироваться на хорошо аргументированные современные представления о глубинной зональности процессов нефте- и газообразования и, в связи с этим, о времени формирования залежей [144], то нужно признать, что в верхней части промежуточного комплекса процессы нефтеобразования могли привести к формированию залежей не раньше сеномана. А ведь одной только тюменской свиты более чем достаточно для предохранения палеозойских залежей от гипергенного изменения.

С другой стороны, если, например, в Шаимском нефтеносном районе имеются условия для проникновения юрской нефти в кору выветривания доюрских образований и действительно там немало таких залежей [56], то на юго-востоке Западной Сибири условия совершенно иные. В Шаимском районе основной продуктивный горизонт расположен в основании платформенного чехла, и поэтому на большей части территории он залегает гипсометрически ниже, чем кора выветривания на поднятиях. Причем он зачастую выклинивается, воздымаясь в сторону поднятий доюрской поверхности. Это идеальная обстановка для формирования вторичных залежей в коре выветривания.

На юго-востоке Западной Сибири в тюменской свите отмечаются лишь редкие и очень мелкие скопления нефти, часть которых, как показано в главе VIII, возможно, палеозойского происхождения. Единственный на этой территории промышленно-нефтеносный горизонт (Ю-1) отделен от поверхности палеозоя толщей преимущественно непроницаемых и плохо проницаемых пород мощностью порядка 100—200 м и более, что значительно превышает амплитуды тех поднятий, на которых получена нефть из палеозоя. Очевидно, горизонт Ю-1 может залегать гипсометрически ниже известных палеозойских залежей лишь на боль-

ших расстояниях от них, в глубоких впадинах. Следовательно, тектонические обстановки, благоприятные для проникновения юрской нефти в палеозой и в кору выветривания по палеозою, могут складываться лишь в редких случаях. Однако литологические условия для этого повсюду неблагоприятные. В юрских отложениях коллекторов немного и они невыдержанные по простираению. Миграция по ним на более или менее далекие расстояния совершенно нереальна, особенно если она должна осуществляться ступенчато, пересекая мощную толщу.

Наконец, изучение комплексов воднорастворенных органических веществ в пластовых водах палеозоя и юры (глава X) доказало изолированность палеозойской гидросферы от юрской и наличие в юрском разрезе гидрогеохимических зон, выдерживающихся по простираению на больших пространствах. Водообмен между палеозоем и мезозоем отмечается только на локальных участках и лишь в зоне непосредственного контакта между ними. Причем значительно чаще наблюдается проникновение палеозойской воды в базальные горизонты тюменской свиты, чем воды этих горизонтов в кору выветривания по палеозою. Ниже коры выветривания, в невыветрелых палеозойских породах, воды, характерные для тюменской свиты, не встречены ни в одном случае.

Если косвенные соображения, высказывавшиеся в пользу юрского происхождения нефтей, полученных из палеозоя, совершенно не убедительны, то изложенных в главах VIII и IX данных, непосредственно свидетельствующих о сингенетичности палеозойских нефтей, вполне достаточно. Соотношения в составе и свойствах нефтей и битумоидов (особенно по изотопному составу углерода и оптической активности), а также приуроченность нефтей к району, наиболее благоприятному по степени катагенеза, геохимическим фациям, гидрогеохимическим и битуминологическим показателям, доказывают это положение вполне надежно. Следовательно, притоки нефти и газа из верхней части промежуточного тектонического комплекса следует рассматривать как прямое указание на его нефтегазоносность.

Помимо 12 площадей с притоками нефти и газа из палеозоя, 6 площадей, на которых в нижней части мезозойского чехла имеются нефти, вероятно мигрировавшие из палеозоя, и 4 площадей с ароматическими углеводородами в палеозойских водах (рис. 75), по крайней мере еще на 10 площадях при проводке скважин в палеозойских отложениях были отмечены разнообразные проявления нефти и газа. Например, на Верхне-Салатской площади получен приток углеводородного газа дебитом 8,64 м<sup>3</sup>/с, на Усть-Сильгинской площади газовый каротаж зафиксировал повышенные концентрации гомологов метана, на Александровской площади получена обильная нефтяная пленка и т. п.

При оценке распространения проявлений нефти и газа в палеозое следует учитывать редкую сеть скважин, малую глубину вскрытия палеозоя, явную недостаточность работ по опробованию палеозоя, в особенности отдельно от мезозоя. Даже при таких неблагоприятных технических условиях нефте- и газопоявлений все-таки много. Если в отношении происхождения некоторых из них вследствие недостаточной изученности еще можно строить разнообразные предположения, включая миграцию нефти и газа из мезозоя, то в большинстве случаев генетическая связь палеозойских нефтепроявлений с самими палеозойскими отложениями, как это было показано выше, совершенно несомненна.

Если перспективность палеозойских отложений вполне доказана притоками из них нефти и газа, то об интенсивности процессов нефте- и газообразования и вероятных потенциальных ресурсах пока можно судить только по объемам осадочных пород промежуточного комплекса

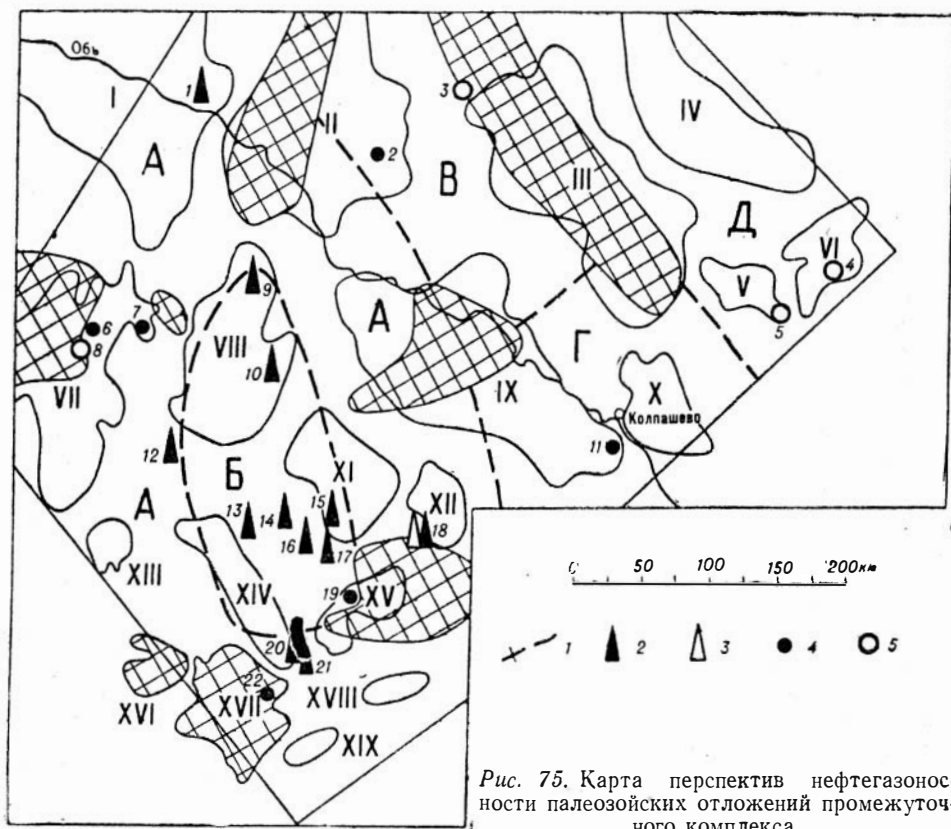


Рис. 75. Карта перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений промежуточного комплекса.

— границы районов, различающихся по масштабам эмиграции углеводородов (млн. т/кв. км): А—3,7; Б—8,6; В—4,4; Г—2,6; Д—3,1; 2—притоки нефти из палеозоя; 3—притоки газа из палеозоя; 4—вторичные залежи палеозойских нефтей в базальных горизонтах мезозоя; 5—ароматические углеводороды в пластовых водах палеозоя на площадях с невыявленной нефтегазоносностью. Поисково-разведочные площадки: 1—Медведевская; 2—Вартовская; 3—Сибкраевская; 4—Вездоходная; 5—Мартовская; 6—Катыльгинская; 7—Черемшанская; 8—Первомайская; 9—Северо-Васюганская; 10—Мыльджинская; 11—Коллашевская; 12—Фестивальная; 13—Урманская; 14—Тамбасовская; 15—Останинская; 16—Нижне-Табатаганская; 17—Калиновая; 18—Верхне-Комбарская; 19—Казанская; 20—Малюничская; 21—Верх-Тарская; 22—Веселовская. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

и по их нефтепроизводящим свойствам. Однако взгляды исследователей по этим вопросам существенно расходятся.

Группа геологов и геофизиков СНИИГГиМСа под руководством В. С. Суркова, продолжительное время занимающаяся тектоникой фундамента и промежуточного комплекса Западно-Сибирской плиты, пришла к выводу о том, что на изучаемой в данной работе территории промежуточный комплекс представлен небольшими изолированными друг от друга впадинами с малыми (в основном 1—2 км) мощностями осадочных пород и, следовательно, с незначительными прогнозными запасами нефти и газа.

Материалы, рассмотренные в главах II, III и V, позволяют принципиально по-иному оценивать объемы отложений промежуточного комплекса, в которых могли проходить процессы нефтеобразования. Промежуточный комплекс занимает 82% изученной территории (возможно, даже и больше), сложен он неглубоко литифицированными породами мощностью 2—5 км и более. Умеренный катагенез верхней части промежуточного комплекса, в основном в пределах главной зоны нефтеобразования, позволяет рассчитывать на сохранение благоприятных условий для нефтеобразования в значительной части его разреза (от 1 до 3 км).

В промежуточном комплексе довольно широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. По нашей оценке на них приходится от 5 до 15—20% всего разреза, но в наиболее перспективных среднепалеозойских отложениях — не более 5%. Эти породы, конечно, не могут способствовать процессам нефтеобразования, но едва ли они существенно препятствуют им. Как показано в главах III и VI, они не сопровождаются сколько-нибудь значительными зонами изменения осадочных пород на контактах. Такие породы известны в ряде нефтегазоносных толщ, например в триасе Восточного Предкавказья, где с ними связано улучшение коллекторских свойств осадочных пород благодаря трещиноватости [151]. А в Японии, например, андезитовые подводные лавы и широкластические разности являются лучшими коллекторами по сравнению с песчаными [146].

Влияние эффузивов на нефтегазоносность промежуточного комплекса рассматриваемой территории требует специального изучения. Но уже сейчас можно утверждать, что они не оказали существенного влияния ни на литификацию, ни на битуминозность осадочных пород. Очевидно, наличие их не следует рассматривать в качестве отрицательного признака нефтегазоносности.

В фациальном отношении среднепалеозойская толща промежуточного комплекса на юго-востоке Западно-Сибирской низменности значительно благоприятнее для нефтеобразования, чем платформенный чехол. Если в последнем к югу и юго-востоку снижается роль морских восстановительных фаций и уменьшаются содержания органического вещества и битумоидов, что объясняется, по-видимому, приближением к краям седиментационного бассейна, то для среднепалеозойских отложений промежуточного комплекса таких закономерностей не отмечается. Очевидно, бортовые зоны бассейна этого времени находились далеко за пределами изученной территории, возможно даже за пределами Западно-Сибирской низменности. Правда, какую-то роль играли внутренние области размыва, но на содержаниях в породах битумоидов влияние этого фактора, по имеющимся данным, не прослеживается.

Верхнепалеозойская толща промежуточного комплекса в фациальном отношении менее благоприятна, чем среднепалеозойская и, по-видимому, чем юрские и нижнемеловые отложения, а пермо-триасовая толща вообще неблагоприятна. Однако это обстоятельство никак не влияет на оценку перспектив нефтегазоносности промежуточного комплекса в западной (большей) части рассматриваемой территории, где эти толщи занимают незначительные площади и не достигают существенных мощностей.

В районе между Сенькино-Сильгинским и Пайдугинским сводами положение иное. Здесь верхнепалеозойская толща распространена повсеместно. На севере мощность ее небольшая, а на юге, возможно, значительная. Если это так, то в районе Г (см. рис. 75) наиболее перспективная среднепалеозойская толща окажется намного ниже главной зоны нефтеобразования. К востоку от Пайдугинского свода верхний палеозой пока не известен, но пермо-триас достигает по мощности, вероятно, нескольких сотен метров. Тем самым снижается мощность перспективного интервала среднепалеозойской толщи.

Наиболее ярким свидетельством нефтепроизводящих свойств осадочных толщ промежуточного комплекса является довольно высокое содержание как автохтонных, так и аллохтонных битумоидов. По этим показателям промежуточный комплекс превосходит такие высокопродуктивные отложения, как девон Татарии и нижний мел Нижневартовского свода.

К. Ф. Родионова оценила массу сингенетичных битумоидов во всем объеме девонских отложений Татарского свода и окружающих

его впадин в 60 млрд. т [107]. По ее мнению, этого достаточно для формирования всех месторождений Татарского свода без привлечения в качестве области питания еще и Прикаспийской впадины. А на нашей территории только в верхней 2-километровой части промежуточного комплекса содержится около 120 млрд. т синтетических битумондов, в том числе в районах А и Б примерно 80—90 млрд. т. Для района Б, отличающегося невысоким катагенезом, расчетную мощность можно принять за 3 км. Тогда только в этом районе масса битумондов составит 50—55 млрд. т. Это дает основание предполагать, что район Б по запасам нефти может оказаться соизмеримым с Татарским сводом, а вся территория намного превзойдет его.

Изучение коллекторских свойств пород промежуточного комплекса еще только начинается. Небольшое количество определений гранулярной пористости и проницаемости, рассмотренных в главе III, не выявило хороших гранулярных коллекторов. Некоторые пробы можно отнести к коллекторам III—IV классов по классификации А. А. Ханина, а большинство проб практически не обладает коллекторскими свойствами. Судя по другим районам, в которых имеются скважины на большие глубины, в палеозое Западно-Сибирской низменности можно предполагать наличие довольно мощных пластов гранулярных коллекторов, но роль их в разрезе остается неясной. Возможно, она невелика.

В среднепалеозойской толще промежуточного комплекса несомненно широкое распространение трещинно-кавернозных коллекторов, которые во всех нефтеносных провинциях, в каких они имеются, характеризуются более высокой продуктивностью скважин. Специального изучения коллекторов этого типа на рассматриваемой нами территории пока не проводилось, но литолого-петрографические исследования показали, что во многих пробах известняков, особенно доломитизированных, имеется густая сеть каверн и трещин. Известны также и закарстованные зоны.

Более определенно о коллекторских свойствах палеозойских пород можно судить по результатам опробования скважин. Крупные притоки нефти, перечисленные в начале этой главы, безусловно, были получены из хороших коллекторов трещинно-кавернозного типа. Кроме того, на ряде площадей, рассмотренных в главе III, были получены значительные притоки воды. На некоторых площадях (Усть-Сильгинская, Верх-Тарская, Малончская и др.) при вскрытии скважинами известняков среднего палеозоя наблюдались провалы инструмента и поглощения глинистого раствора, иногда катастрофические. Все это надежнее любых лабораторных исследований доказывает наличие коллекторов очень высокого качества.

Непроницаемые покрышки в промежуточном комплексе, безусловно, имеются. Многие глинисто-алевритовые породы, реже эффузивные и карбонатные, представлены очень плотными, массивными разностями. Для комплекса в целом хорошей региональной покрышкой являются глинисто-алевритовые породы тюменской свиты. Там же, где разрез этой свиты начинается с проницаемых базальных песчанников, палеозойская нефть может проникать в эти песчаники и образовывать вторичные залежи под мощной толщей вышележащих глинисто-алевритовых пород, что в действительности и наблюдается на ряде площадей.

Количественную характеристику интенсивности процессов нефтеобразования в промежуточном комплексе можно получить на основе объемно-генетического метода оценки прогнозных запасов и выразить в масштабах эмиграции аллохтонных битумондов из материнских пород на единицу площади.

Расчет масштабов эмиграции битумондов производился по четырех независимым разновидностям объемно-генетического метода: по

Исходные данные для оценки масштабов эмиграции углеводородов

Параметры	Район				
	А	Б	В	Г	Д
Расчетная мощность (км) . . . . .	2	3	2	1	1,5
Роль глинисто-алевритовых и карбонатных пород в разрезе (%) . . . . .	70	85	75	77	75
Плотность глинисто-алевритовых и карбонатных пород . . . . .	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
Содержание автохтонного битумоида в этих породах (%) . . . . .	0,014	0,037	0,019	0,014	0,013
Содержание всех битумоидов в этих породах (%) . . . . .	0,017	0,041	0,021	0,016	0,027
Содержание органического вещества в этих породах (%) . . . . .	0,95	0,75	1,05	1,60	0,90

коэффициенту эмиграции битумоидов (в главе IX он оценен в 75%) и по трем соотношениям, выведенным в результате математической обработки материалов по многим разведанным месторождениям Западно-Сибирской низменности и Волго-Уральской области [143]. Первая разновидность метода широко известна, а остальные требуют некоторого пояснения.

Статистическими методами были определены соотношения разведанных запасов нефти с суммарными объемами в тех же районах глинисто-алевритовых и карбонатных пород в предположительно нефтематеринской свите, а также с массами рассеянного органического вещества и битумоидов в тех же породах. Статистическая проверка этих соотношений показала, что с доверительной вероятностью 90% возможные ошибки не выходят за пределы 1,5—2-кратных. Затем эти соотношения были пересчитаны с запасов на масштабы эмиграции. Полученные таким образом новые соотношения позволяют, зная суммарный объем глинисто-алевритовых и карбонатных пород или массу битумоидов, или массу рассеянного органического вещества, рассчитать масштабы эмиграции битумоидов.

Исходные данные для таких расчетов приведены в табл. 46 раздельно по районам (см. рис. 75). Максимальная мощность части разреза, в которой предполагаются благоприятные условия для образования и сохранения нефтяных залежей (3 км), принята для района Б, поскольку здесь на поверхности промежуточного комплекса установлена невысокая стадия катагенеза (Д-ДГ), а общая мощность промежуточного комплекса здесь определено больше 3 км, поскольку этот район удален от выступов складчатого фундамента. В районе А расчетная мощность принята в 2 км, потому что степень катагенеза повышается до стадии Ж, а общая мощность близ выступов складчатого фундамента, вероятно, снижается, хотя и в узких зонах (см. гл. II). Для района В расчетная мощность принята тоже в 2 км, несмотря на то, что здесь катагенез несколько слабее, чем в районе А. При этом мы руководствовались тем, что верхняя часть промежуточного комплекса в этом районе представлена верхнепалеозойскими отложениями, менее перспективными, чем среднепалеозойские. Для района Г принята минимальная расчетная мощность (1 км) в связи с высоким катагенезом — до стадии Т. Правда, при таком интенсивном катагенезе нефтяные залежи обычно не встречаются. Однако здесь на Колпашевской площади из основания платформенного чехла уже был получен приток нефти палеозойского типа (см. гл. VIII). С другой сторо-

Оценка масштабов эмиграции битумондов из предполагаемых нефтепроизводящих толщ промежуточного комплекса (млн. т/кв. км)

Метод оценки	Район					Вся территория
	А	Б	В	Г	Д	
1. По коэффициенту эмиграции битумондов . . . . .	1,6	7,3	2,2	0,9	1,2	2,1
2. По массе битумондов . . . . .	2,5	11,2	3,4	1,4	3,2	3,7
3. По массе органического вещества	6,7	10,0	8,2	6,3	5,2	7,2
4. По объему глинисто-алевритовых и карбонатных пород . . . . .	3,9	5,8	3,8	1,9	2,9	3,8
Средние по всем методам . . . . .	3,7	8,6	4,4	2,6	3,1	4,2
Средние по 2-му и 4-му методам	3,2	8,5	3,6	1,7	3,1	3,8

ны, имеются основания для сомнений в катагенезе до стадии Т (см. гл. V). В районе Д среднепалеозойские отложения на Мартовской и Вездеходной площадях испытали примерно такой же катагенез, как и в районе А, но расчетная мощность снижена для этого района до 1,5 км, поскольку на других площадях над этой толщей имеются бесперспективные отложения пермо-триаса мощностью в несколько сот метров.

Приняв показанные выше расчетные мощности, мы тем самым искусственно исключаем какое бы то ни было влияние на нефтеобразование нижней части промежуточного комплекса, испытавшей сильный катагенез. Однако такое влияние вполне вероятно. Во-первых, в зоне глубокого катагенеза идет интенсивное образование углеводородных газов, в основном метана. Значительная часть этих газов мигрирует вверх по разрезу, в главную зону нефтеобразования, и способствует первичной миграции и формированию залежей нефти в этой зоне. Во-вторых, нижние горизонты промежуточного комплекса в прошлом, безусловно, побывали в главной зоне нефтеобразования и тогда в них, по-видимому, образовывались нефтяные залежи. По мере дальнейшего погружения и нарастания катагенеза эти залежи разрушались, но какая-то часть нефти, возможно немалая, могла мигрировать вверх по разрезу и привести к увеличению запасов в верхней части промежуточного комплекса, которая сейчас располагается в главной зоне нефтеобразования.

Эти положения не разработаны не только в отношении промежуточного комплекса Западно-Сибирской низменности, но и в общем теоретическом плане. Поэтому мы пока не можем количественно оценить роль нижней части промежуточного комплекса в формировании тех нефтяных залежей, какие имеются в верхней части. Однако, поскольку эта роль не учтена, все наши последующие расчеты по масштабам эмиграции битумов следует считать в какой-то мере заниженными.

Роль глинисто-алевритовых и карбонатных пород в разрезе промежуточного комплекса выражена в процентах от суммарного разреза всех скважин, вскрывших промежуточный комплекс в пределах того или иного района. Плотность этих пород принята за 2,6. Это немного ниже средней величины, полученной по многочисленным анализам. Содержания автохтонных битумондов и всех битумондов, а также органического вещества, даны по довольно большому аналитическому материалу, распределенному более или менее равномерно по всем



районам, кроме района Д. Если в первых четырех районах плотность распределения анализов по площади отклоняется от средней для всей территории меньше чем в 1,5 раза, то в районе Д она в 3,5 раза ниже средней. Это объясняется малым количеством скважин, вскрывших палеозой в этом районе, а также малой глубиной вскрытия палеозоя. Керна оказались недостаточно для большего количества анализов.

Оценки масштабов эмиграции битумоидов по районам и территории в целом приведена в табл. 47. Четыре примененных метода дали очень близкие результаты по району Б, являющемуся наиболее перспективным. Оценки по этому району заключены в интервале 5,8—11,2 млн. т/кв. км. По всем остальным районам и по изученной территории в целом интервалы значительно шире, но все же максимальные оценки превосходят средние менее чем вдвое. Это дает основание надеяться, что все эти оценки близки к действительности.

Максимальная сходимость оценок масштабов эмиграции отмечается для двух методов: по массе битумоидов и по объему глинисто-алевритовых и карбонатных пород. Для районов В, Д и всей территории различия в оценках составляют лишь 3—11% от измеряемой величины, для районов А и Г — 30—40% и только для района Б различие почти двухкратное. Это объясняется аномально высокой битуминозностью пород в районе Б.

Средние оценки масштабов эмиграции по 2-му и 4-му методам получились почти такими же, как и по всем четырем, потому что два остальных метода привели к максимальным и минимальным оценкам. Последние получены по коэффициенту эмиграции битумоидов. Возможно, это связано с тем, что во многих пробах содержание битумоидов занижено за счет древнего выветривания. Правда, мы не учитывали данные по коре выветривания и явно выветрелым породам. Однако из-за малой глубины вскрытия палеозойских отложений скважинами, все остальные пробы взяты тоже близ доюрской поверхности, и многие из них, вероятно, в какой-то мере подверглись выветриванию.

Максимальные оценки масштабов эмиграции получены по массе органического вещества. Скорее всего, они завышенные, но по каким причинам — пока не понятно, за исключением района Г, отличающегося значительным катагенезом, резко снизившим содержания битумоидов, но мало отразившемся на нерастворимом органическом веществе. Сначала в расчетах по этому методу мы использовали соотношения, выведенные в упоминавшейся выше нашей работе [143]. При этом оценки по палеозою нашей территории, в отличие от оценок по палеозою Волго-Уральской области и мезозою южных районов Западно-Сибирской низменности, оказались неправдоподобно высокими. Тогда мы приняли за основу самое низкое отношение запасов нефти к массе органического вещества (0,06%) из всех известных нам по литературе. Этот коэффициент получен нами [30] по средним данным, выведенным Д. М. Хантом для всех нефтегазоносных осадочных бассейнов мира [152]. Все-таки, как видно из табл. 47, оценки масштабов эмиграции и по этому коэффициенту получились высокими.

На современном уровне разработки объемно-генетического метода мы не видим оснований отдавать предпочтение какому-либо из четырех использованных разновидностей его. На первый взгляд может создаться впечатление, что уверенность в оценке масштабов эмиграции битумоидов должна возрастать от 4-го метода к 1-му (см. табл. 47), поскольку в этом направлении последовательно утрачивается косвенный характер связей учитываемых параметров с самой нефтью. И действительно, аллохтонные битумоиды — это почти нефть. Им остается только сконцентрироваться в залежи. А глинисто-алевритовые и карбонатные породы — это вместилища для рассеянного органического вещества, из которого путем сложных процессов формируется нефть.

Однако в том же направлении быстро снижается надежность определения этих параметров. Суммарные мощности глинисто-алевритовых и карбонатных пород обычно известны более или менее определенно. Даже в нашем случае возможная ошибка едва ли может выйти за пределы 20—30% измеряемой величины. Масса органического вещества рассчитывается по тем же объемам пород, но еще и по содержаниям органического вещества в породах, которое составляет совершенно ничтожную долю объемов пород. К тому же содержания органического вещества резко изменяются и по разрезу, и по площади. К малой погрешности в определении объемов пород добавляется большая погрешность в определении средних содержаний органического вещества в этих породах. Масса битумоидов оценивается с намного меньшей надежностью, чем масса органического вещества. В коэффициент эмиграции входят все перечисленные погрешности и добавляются новые, еще более значительные. Они связаны главным образом с тем, что в породах практически не встречаются автохтонные и аллохтонные битумоиды в чистом виде, а также с зависимостью состава битумоидов не только от процессов эмиграции, но и от многих других факторов, и с очень резкой изменчивостью битуминозности пород.

По-видимому, на настоящем этапе лучше ориентироваться на средние данные по масштабам эмиграции битумоидов, полученные всеми четырьмя методами. Эти данные свидетельствуют об очень высокой нефтегенерирующей способности промежуточного комплекса, особенно в районе Б, в котором среднепалеозойские отложения по масштабам эмиграции значительно превосходят весь платформенный чехол наиболее продуктивных районов Средне-Обской нефтеносной области [72].

В районах А и В масштабы эмиграции примерно вдвое ниже, чем в районе Б, но почти вдвое выше масштабов эмиграции битумоидов из нижнемеловых нефтематеринских пород Средне-Обской области. В районах Д и особенно Г масштабы эмиграции минимальные для промежуточного комплекса рассматриваемой территории, но все-таки выше, чем у нижнемеловых отложений Нижневартовского свода. Если даже ориентироваться только на результаты, полученные по первому методу, то и в этом случае следует признать масштабы эмиграции битумоидов очень высокими. Для палеозоя района Б они мало отличаются от средних данных и превышают максимальную оценку, дававшуюся в сумме для всех свит мезозоя центральных районов Западно-Сибирской низменности [72].

Изложенные материалы доказывают очень высокие перспективы нефтеносности палеозойских отложений на рассматриваемой территории. Наиболее перспективен район Б. Здесь вполне вероятно открытие крупных нефтяных месторождений, по суммарным запасам не уступающих самым продуктивным разведанным районам Западной Сибири и Урало-Поволжья, а возможно даже и превосходящих их. Перспективность районов А и В значительно ниже, но и в них все же могут содержаться огромные запасы нефти. Следует учитывать также еще два обстоятельства. Часть битумоидов, образовавшихся в районе Б, могла переместиться в прилегающие участки района А. Не исключается, правда, и перемещение битумоидов в обратном направлении. И второе, в районах А и В имеются благоприятные условия для концентрации крупных масс битумоидов в зонах полного выклинивания промежуточного комплекса на бортах выступов складчатого фундамента. Поэтому в обоих этих районах могут встретиться не менее крупные месторождения, чем в районе Б, но средняя плотность запасов в районе Б, скорее всего, будет значительно выше, чем во всех других.

Перспективность районов Г и Д оценивается менее уверенно. По району Г нет достаточной ясности относительно степени катагенеза, а по району Д очень мало данных о мощностях пермо-триаса и битуминозности пород среднего палеозоя. Тем не менее имеющиеся материалы по масштабам эмиграции битумоидов и по характеру воднорастворенных органических веществ (см. гл. X) позволяют утверждать, что в этих двух районах палеозойские отложения намного перспективнее мезозойских, но менее перспективны, чем палеозой в других районах, рассмотренных выше.

То, что по всей изучаемой территории палеозойские отложения промежуточного комплекса превосходят мезозойские по масштабам эмиграции битумоидов и, следовательно, по прогнозным запасам нефти, представляется вполне естественным. Во-первых, мезозойские нефтематеринские отложения платформенного чехла входят в главную зону нефтеобразования только нижней своей частью, которая в Средне-Обской нефтеносной области составляет примерно 1000 м, а на нашей территории — только 100—300 м. Палеозойские отложения входят в главную зону нефтеобразования, наоборот, верхней частью, мощность которой составляет 1—3 км. Во-вторых, в палеозойских отложениях катагенез интенсивнее, чем в юрских и тем более нижнемеловых. Поэтому у них коэффициент эмиграции выше.

Промежуточный комплекс перспективен не только на нефть, но и на газ и газовый конденсат. Как уже упоминалось, на Верхне-Комбарской площади был получен газовый фонтан дебитом 40 тыс. м<sup>3</sup>/с. Мы пока не производим подсчета прогнозных запасов газа, но не исключено, что они будут очень большими, возможно больше, чем прогнозные запасы нефти. Ведь в газообразовании может участвовать вся огромная толща промежуточного комплекса, в том числе и нижняя часть его, в которой сохранение нефтяных залежей из-за глубокого катагенеза не предполагается.

В палеозое рассматриваемой территории вероятно открытие залежей почти всех типов, известных в других нефтегазоносных провинциях. Возможно, что большая часть запасов, как и по среднемировым данным, будет связана со сводовыми залежами. Во всяком случае, первые нефтяные фонтаны из палеозоя получены на сводах по поверхности палеозоя. Вместе с тем следует иметь в виду, что в промежуточном комплексе роль дисъюнктивных нарушений будет, по-видимому, такой же значительной, как и в раскрытых краевых прогибах и межгорных впадинах. Это подтверждается, в частности, первыми скважинами на Малоичской площади. Можно ожидать осложнения разрывами многих сводовых залежей. Весьма вероятно также формирование тектонически экранированных залежей.

Поскольку в наиболее перспективной (среднепалеозойской) части промежуточного комплекса широко распространены органогенные карбонатные породы, в которых уже обнаружены остатки организмов-рифообразователей, естественно предполагать, что значительная часть нефтяных ресурсов промежуточного комплекса связана с рифогенными массивами. Такие залежи характерны для карбонатных толщ девона и карбона других нефтегазоносных провинций. Они обычно отличаются большими запасами и высокой продуктивностью скважин [110]. Недавно рифогенные массивы выявлены в нижнем триасе промежуточного комплекса Скифской плиты [46]. Наличие их в мощном карбонатном девоне промежуточного комплекса рассматриваемой нами территории еще более вероятно.

Особый интерес вызывают зоны регионального выклинивания промежуточного комплекса на склонах выступов складчатого фундамента. Эти зоны на изученной территории имеют очень большое суммарное протяжение, окаймляя все выступы складчатого фундамента. В таких

зонах промежуточный комплекс выклинивается полностью, скорее всего, по ступенчатым сбросам. Причем породы промежуточного комплекса, по-видимому, воздымаются в сторону зон выклинивания, поскольку выступы складчатого фундамента в основном совпадают с поднятиями, унаследованными мезозойскими движениями. С такими зонами могут быть связаны крупные стратиграфические экранированные залежи, сходные с месторождением Ист-Тексас, крупнейшим нефтяным гигантом США.

Для отдельного прогнозирования в палеозойских отложениях нефтеносных и газоносных толщ и районов материалов пока недостаточно, но имеющиеся сведения по фациям, типам рассеянного органического вещества и особенно воднорастворенным органическим веществам позволяют выдвинуть по этому вопросу некоторые предположения.

В районах А и Б среднепалеозойская терригенно-карбонатная толща перспективна главным образом на нефтяные и, возможно, газоконденсатные залежи. Она формировалась в морских восстановительных обстановках и содержит преимущественно сапропелевое органическое вещество. В подземных водах отмечаются аномально-высокие концентрации низших органических кислот и фенолов. На 11 площадях в скважинах получены притоки легких парафинистых нефтей и лишь на одной — незначительный приток газа. Правда, на Верхне-Комбарской площади из пород складчатого фундамента получен приток газа дебитом 40 тыс. м<sup>3</sup>/с, возможно, мигрировавшего из среднепалеозойской толщи промежуточного комплекса (см. гл. X).

В районе Д среднепалеозойская толща мало изучена. Судя по небольшому количеству керна, она сложена здесь примерно такими же породами, что и в районах А и Б. Геохимические фации тоже восстановительные, но по количественным соотношениям между формами железа намечается приближение к береговой зоне. Специфический состав воднорастворенных органических веществ (полное отсутствие фенолов при высоких концентрациях низших органических кислот) свидетельствует в пользу газоносности этих отложений.

Верхнепалеозойская толща, широко распространенная в районах В и Г, формировалась преимущественно в солонатоводных слабостановительных условиях и содержит смешанное органическое вещество с преобладанием гумусового. Видимо, эта толща перспективна главным образом на газ, что подтверждается составом воднорастворенных органических веществ в пока единственной пробе вод. Однако на Вартовской площади в основании тюменской свиты обнаружена нефть, вероятнее всего, мигрировавшая из морских отложений среднего палеозоя (см. гл. VIII). На Колпашевской площади из основания тюменской свиты тоже была получена нефть палеозойского типа, но трудно сказать, в какой свите она образовалась. Видимо, районы В и Г перспективны и на нефть, и на газ.

Изложенные выше материалы свидетельствуют о том, что в палеозойских отложениях промежуточного комплекса на юго-востоке Западно-Сибирской низменности, тяготеющем к крупным промышленным центрам и транспортным магистралям, весьма вероятно открытие крупнейших, высокодебитных нефтяных и, возможно, газовых месторождений. Поиски этих месторождений, безусловно, представляют собой более актуальную задачу, чем освоение ресурсов нефти и газа в мезозое этой же территории. Авторы не сомневаются в том, что открытие палеозойских месторождений на юго-востоке низменности, а затем и в других ее частях существенно увеличит нефтегазодобывающие возможности всей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, что будет иметь общегосударственное значение.

К решению проблемы палеозойской нефти нужно приступать немедленно и крупными силами. Палеозой следует рассматривать в ка-

честве нового и вполне самостоятельного объекта, для изучения которого понадобится проведение специально на него ориентированных научно-исследовательских, методических и производственных работ. Очень важно с самого начала преодолеть психологический барьер, который почти всегда возникает перед поисково-разведочными организациями при переходе на более глубокие горизонты. Так было, например, с освоением девона в Волго-Уральской области, нижнего отдела продуктивной толщи — в Азербайджане, мезозоя — в Предкавказье. Опыт, полученный в этих и некоторых других районах, свидетельствует о безусловной целесообразности поискового бурения на глубокие горизонты задолго до того, как верхние горизонты будут разведаны на всех площадях.

На начальном этапе изучения нефтегазоносности промежуточного комплекса значительное внимание следует уделить региональным работам, включая опорное и параметрическое бурение на технически возможную глубину, многократное сейсмопрофилирование и другие геофизические работы, вскрытие промежуточного комплекса на глубину 200—300 м на каждой мезозойской разведочной площади и с возможно более полным отбором зерна повышенного диаметра.

Опорные скважины целесообразно разместить в районах Мыльджинской, Малоичской, Вартовской и Ярской площадей. Первая осветит средний палеозой в приподнятой (по поверхности палеозоя) части района Б, вторая — в зоне сочленения промежуточного комплекса с выступом складчатого фундамента, третья даст представление о разрезе верхнего и среднего палеозоя в районе В, а четвертая — пермо-триаса и палеозоя в районе Д.

При выборе площадей для проведения геофизических работ следует учитывать различия в перспективности районов, размещение проявлений нефти и газа, а также данные по рельефу доюрской поверхности, который в той или иной мере отражает тектоническое строение палеозоя (см. гл. XI). Эти данные во многих случаях позволяют в первом приближении наметить положение локальных поднятий по палеозойским реперам, которое и надлежит уточнить детальными геофизическими работами. Уже сейчас ясно, что в этом отношении большой интерес представляют районы расположения Мыльджинской-1, Южно-Мыльджинской-31, Верх-Тарской-3, Советской-48, Юбилейной-401, Казанской-1 и Усть-Сильгинской-4 скважин, а также северная половина Останинской площади и западная часть Колпашевской (к западу от скв. 4 и 6). Естественно, что размещение параметрических скважин будет зависеть от выбора площадей для детальных геофизических работ.

Одновременно с региональными работами совершенно необходимо вести поисково-разведочное бурение на тех площадях, на которых уже получены крупные притоки нефти из палеозоя, в первую очередь в районе Б (Останинская, Тамбаевская, Нижне-Табаганская площади), а также на Малоичской, Верх-Тарской и Медведевской площадях. Никакого противоречия с общепринятой рациональной последовательностью поисковых работ в этом предложении нет.

Обычно основной задачей региональных работ является выделение наиболее перспективных площадей, на которых затем последовательно проводятся площадные геофизические работы, глубокое поисковое бурение единичными скважинами и, в случае удачи последнего, — разведочное бурение, в ходе которого уточняется тектоническая структура и изучается строение залежи. Такой длительный путь предстоит пройти многим районам, перспективным на нефть и газ в промежуточном комплексе. Но зачем этот путь проходить тем площадям, на которых уже получены промышленные притоки нефти? Нефтяные залежи фактически здесь открыты. Остается разведать и изучить их

путем глубокого бурения, а также опробовать нижележащие горизонты. Ведь именно так придется поступать на тех площадях, где удачно пройдут все стадии поисковых работ, включая глубокое поисковое бурение. Часть поисковых скважин, очевидно, можно будет совместить с параметрическими.

Следует также иметь в виду, что ценность немедленного глубокого бурения на перечисленных площадях (и, возможно, на некоторых других) будет заключаться не только в оценке нефтеносности этих площадей, но и в получении первых детальных материалов относительно характера месторождений в палеозое. С учетом этих материалов можно будет более рационально планировать все последующие работы по нефтегазоносности палеозоя, в том числе и региональные. Тем самым будет достигнут большой выигрыш и в темпе поисково-разведочных работ и в их экономичности.

На юго-востоке Западно-Сибирской плиты широко распространен промежуточный тектонический комплекс, залегающий между складчатым фундаментом и платформенным чехлом. Он прослеживается на 82% изученной территории и достигает мощности 3—5 км, местами, возможно, и больше, поскольку к юго-востоку и к югу известны районы с мощностями до 10 км. В тектоническом отношении он представляет собой неоднородную совокупность субплатформенных и субгеосинклинальных сооружений типа краевых прогибов и межгорных впадин. Промежуточный комплекс и прорезающие его выступы складчатого фундамента несогласно перекрываются тюменской свитой (нижняя—средняя юра), представляющей собой базальную толщу платформенного чехла. На поверхности промежуточного комплекса и выступов фундамента развита кора выветривания. Местами она частично или полностью размыта.

Бурением изучена только самая верхняя часть промежуточного комплекса на глубину нескольких десятков метров и лишь в отдельных скважинах — до 200—300 м. Однако вследствие значительной дислоцированности на доюрскую поверхность выходят разновозрастные части промежуточного комплекса. Палеонтологически доказаны средний и верхний девон, нижний и средний карбон, нерасчлененный верхний палеозой. По аналогии с Сибирской платформой выделяется пермо-триас. Вполне вероятно наличие досреднедевонских отложений.

Повсеместно распространена среднепалеозойская терригенно-карбонатная толща ( $D_2-C_2$ ). В западной половине изученной территории и на двух площадях на крайнем востоке она залегает непосредственно под платформенным чехлом. На правобережье Оби и на крайнем западе она перекрыта сероцветной терригенной толщей верхнего палеозоя. Красноцветные терригенные и вулканогенные образования пермо-триаса развиты главным образом в восточной части рассматриваемой территории. Небольшие тела интрузивов и вулканитов имеются также в среднем и верхнем палеозое. Изменения осадочных пород на контактах с ними отмечаются в очень редких случаях.

Все отложения промежуточного комплекса умеренно литифицированы. По характеру преобразования минералов они близки к нижней свите осадочного чехла и резко отличаются от пород складчатого фундамента. Степень углефикации рассеянного органического вещества изменяется по территории от длиннопламенной до жирной и лишь в районе г. Колпашево, возможно, до тощей. Почти на всей территории верхняя часть промежуточного комплекса находится в пределах главной зоны нефтеобразования.

Среднепалеозойская толща сформировалась в морских восстановительных условиях. В ней преобладает сапропелевое органическое вещество, содержание которого в карбонатных породах в 2—2,5 раза превышает кларковое. Верхнепалеозойская толща сформировалась в солоноватоводных слабовосстановительных условиях. В ней преобладает гумусовое органическое вещество, содержания которого в аргиллитах и алевролитах значительно выше кларковых. В пермо-триасовых

красноцветных отложениях, образовавшихся в окислительных и слабо-окислительных обстановках, концентрации органического вещества очень низкие.

Поискового бурения на палеозойскую нефть еще не проводилось. Тем не менее, на 12 площадях из 14 скважин получены притоки нефти, в ряде случаев весьма значительные, по 60—100 т/с при малых штуцерах. Палеозойские нефти по многим признакам (высокая парафинистость, низкая сернистость, слабая оптическая активность при наличии левовращающих фракций, значительные содержания тяжелых изотопов углерода и серы, небольшое содержание нормальных алканов, низкая смолистость и др.) отчетливо отличаются от мезозойских нефтей, образуя самостоятельный генетический тип. Они имеют много общих черт с битумоидами палеозойских отложений и резко отличаются от юрских битумоидов. Почти все притоки нефти получены из карбонатных пород среднего палеозоя, причем не из коры выветривания, как это часто предполагается, а в основном из невыветрелых пород со сводов по поверхности промежуточного комплекса. Одна из таких нефтей (фестивальная) по одним признакам сходна с юрскими, по другим — с палеозойскими. Вероятно, она смешанная. На 6 площадях нефти палеозойского типа обнаружены в нижней части платформенного чехла.

Изучение органических веществ, растворенных в подземных водах, подтверждает нефтегазоносность промежуточного комплекса. На ряде площадей в палеозойских водах выявлены высокие концентрации бензола, толуола и более тяжелых ароматических углеводородов, что указывает на близость опробованных скважин к еще не открытым нефтяным и газовым залежам. Воды палеозоя и нижней части осадочного чехла принципиально различаются по комплексам воднорастворенных органических веществ, что доказывает гидрогеологическую изолированность палеозоя от мезозоя. Тем самым подтверждается также, что палеозойские нефти образовались в самих палеозойских отложениях, а не мигрировали из юрских продуктивных пластов, расположенных на 100—300 м выше поверхности промежуточного комплекса.

Комплексная оценка литолого-фациальных, битуминологических и гидрогеохимических показателей свидетельствует о высокой перспективности на нефть и газ среднего и, в меньшей степени, верхнего палеозоя. Только в западной половине территории в среднепалеозойских отложениях битумоидов вдвое больше, чем в девоне Татарского свода и окружающих его впадин. Средний палеозой перспективен главным образом на нефть, а верхний — на газ. Пермо-триас бесперспективен.

Масштабы эмиграции битумоидов, рассчитанные по четырем независимым разновидностям объемно-генетического метода (по коэффициенту эмиграции битумоидов из материнских пород, по массам битумоидов и органического вещества, по объемам глинисто-алевритовых и карбонатных пород), изменяются по территории от 2,6 до 8,6 млн. т/кв. км, составляя в среднем 4,2 млн. т/кв. км. По этим данным вся территория разделена на пять районов, различающихся по перспективности. Наиболее перспективный район расположен между Каймысовским, Александровским, Сенькино-Сильгинским и Межовским сводами. Здесь среднепалеозойские отложения по масштабам эмиграции битумоидов превосходят весь платформенный чехол Средне-Обской нефтеносной области.

Палеозойские (особенно среднепалеозойские) отложения промежуточного комплекса, безусловно, высоко перспективны на нефть. Вполне вероятно открытие в них крупных высокодебитных месторождений превосходных по качеству нефтей. В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности, расположенной близ крупных промышленных центров, эти отложения, несомненно, перспективнее мезозой-



ских. Назрела необходимость развертывания здесь широких поисково-разведочных работ на палеозойскую нефть. Имеет смысл с самого начала наряду с региональными работами (опорное и параметрическое бурение, многократное сейсмопрофилирование и др.) приступить и к поисковому бурению на тех площадях, на которых залежи в палеозое уже проявили себя мощными нефтяными фонтанами.

Анализ структурного развития поверхности промежуточного комплекса и распределения по площади коры выветривания, а также битумоидов различных типов показал, что на большинстве площадей локальные поднятия возникли до начала формирования платформенного чехла, а затем они были унаследованы мезозойскими структурами. Это дает возможность вести поиски структурных ловушек в палеозойских отложениях на основе структурных планов по нижним мезозойским реперам.

Есть все основания ожидать, что интенсивные поиски палеозойской нефти уже в скором времени приведут к значительному увеличению нефтедобывающих возможностей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

1. Алексеев Л. М., Иванова В. П., Красавина Т. Н. Возможности термического анализа органического вещества пород при установлении степени их катагенеза и метакатагенеза (метаморфизма). — В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974, с. 256—267.
2. Аммосов И. И. Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отношения горючих ископаемых. — «Сов. геология», 1961, № 4, с. 7—24.
3. Антропов И. А. Новые виды фораминифер верхнего девона некоторых районов востока Русской платформы. — «Изв. Казанского фил. АН СССР», 1950, № 1, с. 21—32.
4. Антропов И. А. Фораминиферы девона Татарии. — «Изв. Казанского фил. АН СССР. Сер. геол. наук», 1959, № 7, с. 11—33.
5. Арбатов А. А., Бурштар М. С., Кирюхин Л. Г. и др. О принципах тектонического и нефтегеологического районирования молодых плит. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1974, № 5, с. 14—18.
6. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. II. Девонский, каменноугольный, пермский периоды. М., Изд. Всес. аэрогеологического треста МингеоСССР, 1969.
7. Барташевич О. В. и др. Физико-химические особенности органического вещества и нефтей протерозойских отложений центральных районов Московской синеклизы и Мезенской впадины. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., «Наука», 1973.
8. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956. 557 с.
9. Бетехтина О. А., Шугуров В. Ф. Опыт комплексного палеоэколого-геохимического анализа разреза угленосных отложений Кузбасса. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (Поздний докембрий и палеозой Сибири). Новосибирск, «Наука», 1973, с. 127—137.
10. Бобров Ю. П. К вопросу изучения тектонического развития структур Саратовского правобережья. — «Геология нефти», 1958, № 5, с. 49—57.
11. Бобров Ю. П. Соответствие предмезозойских структур по девону и карбону как регионально выраженная закономерность. — В кн.: Материалы по геол. и геофиз. нефтегазовых областей Урало-Поволжья. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1969, с. 58—62.
12. Богомолов А. И. и др. Руководство по анализу нефтей. Л., «Недра», 1966. 299 с.
13. Богуш О. И., Юферев О. В. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений Каратау и Таласского Алатау. М., Изд-во АН СССР, 1962, 234 с.
14. Богуш О. И., Юферев О. В. Фораминиферы карбона и перми Верхоянья. М., «Наука», 1966. 208 с.
15. Бочкарев В. С., Папин Ю. С. Находка двустворок алыкаевской фауны на территории Западно-Сибирской низменности и ее геологическое значение. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 5, с. 106—110.
16. Бреннеман М. К., Смит П. В. Химическое родство нефтей и органического вещества материнских пород. — В кн.: Распространение нефти. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 583—600.
17. Будников В. И. Отношение пиритного железа к органическому углероду, как показатель условий осадконакопления. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 6, с. 96—100.
18. Бурштар М. С., Милешина А. Г. Нефти триасовых отложений Восточного Предкавказья. — «Геология нефти и газа», 1970, № 10, с. 49—52.
19. Бурштар М. С. и др. Некоторые особенности гидрогеологии триасовых отложений Восточного Предкавказья. — «Геология нефти и газа», 1973, № 11, с. 51—54.
20. Быкова Е. В. Фораминиферы девона Русской платформы. — «Труды ВНИГРИ», 1952, вып. 60, с. 5—64.
21. Быкова Е. В. Фораминиферы и радиолярии девона Волго-Уральской области и Центрального девонского поля и их значение для стратиграфии. — «Труды ВНИГРИ. Новая сер.», 1955, вып. 87, с. 5—190.

22. Васильев Ю. М., Гаврилов В. П. Проблема освоения глубоко погруженных нефтегазовых комплексов эпипалеозойских глин СССР.—«Труды МИНХ и ГПИ», 1973, вып. 103, с. 155—162.
23. Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слэев Терского передового прогиба).—«Труды ВНИГРИ», 1958, вып. 128, с. 9—205.
24. Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 135—156.
25. Вассоевич Н. Б. и др. Главная фаза нефтеобразования.—«Вестник МГУ», 1969, № 6, с. 3—27.
26. Вебер В. В., Горская А. И., Глебовская Е. Н. Битуобразование в четвертичных осадках и гезис нефти. М., Гостоптехиздат, 1960. 244 с.
27. Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии. IV. О правизне и левизне. М., ОНТИ, 1934.
28. Винокур Б. Г., Конторович А. Э. «Холодная» и «ультразвуковая» экстракция битумидов из пород.—«Труды СНИИГГиМС», 1967, вып. 41, с. 195—206.
29. Вышемирская О. П. О количественной оценке эпигенеза мезозойских отложений Центральной Якутии по структурам песчаников и алевролитов.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 1, с. 187—190.
30. Вышемирская О. П. О влиянии нефти на катагенные изменения песчаников и алевролитов.—«Геология нефти и газа», 1969, № 7, с. 27—28.
31. Вышемирский В. С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1963. 378 с.
32. Вышемирский В. С. О возможной нефтегазосности палеозоя Западно-Сибирской низменности.—В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 133—139.
33. Вышемирский В. С., Доильницын Е. Ф., Перцева А. П. О сингенетичности нефтей Западной Сибири по данным изотопного состава углерода нефтей и битумидов.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2, с. 403—404.
34. Вышемирский В. С., Конторович А. Э., Трофимук А. А. Миграция рассеянных битумидов. Новосибирск, «Наука», 1971. 168 с.
35. Вышемирский В. С., Доильницын Е. Ф. и др. Изотопный состав углерода индивидуальных жадких углеводородов и узких фракций нефтей Западной Сибири.—В кн.: IV Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972, с. 84—85.
36. Вышемирский В. С., Гонцов А. А., Крымова В. Н., Юшина Л. В. Битуобразование в породах промежуточного тектонического комплекса Западно-Сибирской плиты.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 1, с. 202—204.
37. Вышемирский В. С., Доильницын Е. Ф., Перцева А. П. Изотопный состав углерода аврехтонных и аллохтонных битумидов.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 2, с. 411—414.
38. Вышемирский В. С., Доильницын Е. Ф., Перцева А. П., Рыжкова С. М. Палеозойские нефти в Западной Сибири.—«Нефтегазовая геология и геофизика», 1973, № 1, с. 33—35.
39. Габриэлян А. Г., Анисимова М. В., Климова Л. А., Грубич Г. Н., Колесникова Г. С. Региональный метаморфизм и характеристика коллекторов и нефтей Нижнего Поволжья.—«Геология нефти и газа», 1974, № 7, с. 53—59.
40. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. 223 с.
41. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., «Недра», 1973. 384 с.
42. Гарецкий Р. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е. Тектоническая природа палеозойско-нижнемезозойского комплекса пород Туранской и Скифской плит.—В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972. с. 83—90.
43. Глебовская Е. А. Применение инфракрасной спектрометрии в нефтяной геохимии. Л., «Недра», 1971. 140 с.
44. Глебовская Е. А., Василенко В. К. Зависимость состава битумов от условий осадконакопления (на примере отложений кендерлькской мульды, хребет Саур).—«Труды ВНИГРИ», 1960, вып. 155, с. 52—61.
45. Гмид Л. П., Звоницкая И. В. Литолого-петрографические исследования карбонатных пород и формирование в них пористости.—«Труды ВНИГРИ», 1965, вып. 242, с. 49—73.
46. Горкушин А. С., Фролов Н. Ф., Бурштар М. С., Швембергер Ю. Н., Мышкова Ю. Ф. О новом направлении поисково-разведочных работ на нефть и газ в Восточном Предкавказье в связи с поисками рифов в триасовых отложениях.—«Геология нефти и газа», 1974, № 7, с. 11—17.
47. Губкин И. М. Естественные богатства СССР и их использование. Избр. соч. В 2-х томах. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 236—262.
48. Губкин И. М. Речь при закрытии геологического совещания по работам на землях треста «Востокнефть» (5/III—1934).—Избр. соч. В 2-х томах. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 428—434.

49. Гуляева Л. А. Содержание хлора в осадочных породах девона.— «Докл. АН СССР», 1951, т. 80, № 6, с. 911—913.
50. Гурари Ф. Г., Ростовцев Н. Н., Трофимук А. А. и др. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 201 с.
51. Донабедов А. Т. Физические свойства горных пород угленосных месторождений как индикаторы степени метаморфизма углей.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 4—5, с. 98—115.
52. Доильницын Е. Ф. и др. Масс-спектрометрические измерения отношения изотопов углерода методом компенсации с использованием накопительного устройства.— ПТЭ, 1970, № 4, с. 235—236.
53. Доильницын Е. Ф. и др. Некоторые усовершенствования в установках по определению отношений изотопов углерода.— В кн.: IV Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов, М., ГЕОХИ АН СССР, 1972, с. 153—154.
54. Дымов А. М. Технический анализ металлов. М., Металлургиздат, 1944. 422 с.
55. Жеро О. Г., Смирнов Л. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. Схематическая геологическая карта поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л., «Недра», 1971, с. 111—122.
56. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А., Файн Ю. Б. Газонефтеносность коры выветривания фундамента Шаимского района.— «Геология нефти и газа», 1973, № 6, с. 9—14.
57. Звонарев И. Н. Обь-Иртышский угольный бассейн.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. VII. М., «Недра», 1969, с. 855—874.
58. Звонарев И. Н., Сендерзон Э. М., Шорин В. П., Шугуров В. Ф. Карбонатовое угленакпление Кузнецкого бассейна. Новосибирск, «Наука», 1972. 351 с.
59. Зингер А. С. Газогадохимические критерии нефтегазоносности локальных структур. Саратов, Изд-во Саратовск. ун-та, 1966. 475 с.
60. Зингер А. С., Кравчик Т. Э. К проблеме прямых гидрoхимических показателей нефтегазоносности и роли мицеллярной растворимости при миграции углеводородов в водных растворах. Совместное исследование бензола и толуола в подземных водах.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 1, с. 180—183.
61. Зингер А. С., Кравчик Т. Э. Низшие органические кислоты в подземных водах Нижнего Поволжья.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 3, с. 693—697.
62. Зингер А. С., Кравчик Т. Э. Растворимые спирты в природных водах юго-востока Русской платформы (генезис и использование в нефтепоисковых целях).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 1, с. 208—211.
63. Игнатов Б. Ф. О возрасте западно-сибирской нефти.— «Труды Зап.-Сиб. НИГНИ»; 1967, вып. 3, с. 118—130.
64. Калинин М. К. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных. М., «Недра», 1968. 336 с.
65. Каплин В. Т., Криульков В. А., Семенихина Г. Д. Влияние донных отложений на распад воднорастворенного лигнина.— В кн.: Гидрохимические материалы, т. III. Л., Гидрометеоздат, 1970.
66. Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Л., Госгoptехиздат, 1959. 271 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 143).
67. Киреев А. Д., Рыжкова С. М. Исследование сернистости нефтей Западной Сибири спектральным методом.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 1, с. 126—129.
68. Климова В. А. Основные микрометоды анализа органических соединений. М., «Химия», 1967. 208 с.
69. Коломбо У. Происхождение нефти и ее эволюция.— В кн.: Основные аспекты геохимии нефти. М., «Недра», 1970, с. 310—314.
70. Конторович А. Э., Стасова О. Ф., Фомичев А. С. Нефти базальных горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.— «Труды СНИИГГиМС», 1964, вып. 32, с. 27—39.
71. Конторович А. Э., Винокур Б. Г., Мельникова В. М., Стасова О. Ф. О методике экстракции битумоидов из пород.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 135—139.
72. Конторович А. Э. и др. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1967. 223 с.
73. Конторович А. Э., Берман Е. Л., Богородская Л. И., Винокур Б. Г., Калганова М. М., Липницкая Л. Ф., Мельникова В. М., Стасова О. Ф., Фомичев А. С. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1971. 251 с.
74. Конторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование.— В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 51—69.
75. Конторович А. Э. и др. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Сибири. М., «Недра», 1971. 86 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 118).
76. Конторович А. Э., Данилова В. П., Диндойн В. М. Изменение хими-

- ческого состава гумусового органического вещества и его парамагнитных свойств в зоне катагенеза.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 6, с. 1431—1434.
77. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—449.
  78. Корнеев В. Н., Крипиевич В. Л. Строение и перспективы нефтегазоносности триасового комплекса Западного Предкавказья.— «Геология нефти и газа», 1973, № 11, с. 45—51.
  79. Королева Р. В., Лебедев Б. А. Реакция углекислых вод с породами и их роль в формировании емкости коллекторов нефти и газа.— «Труды ВНИГРИ», 1971, вып. 293, с. 206—218.
  80. Кросс А. Введение в практическую инфракрасную спектроскопию. М., ИЛ, 1961. 110 с.
  81. Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971. 154 с.
  82. Крылов С. В., Крылова А. Л. Данные глубинного сейсмического зондирования и гравитационные аномалии в Западной Сибири.— В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, изд. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, с. 16—24.
  83. Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Суворов В. Д. Строение верхней части консолидированной коры на территории Западной Сибири.— В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, изд. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974, с. 16—24.
  84. Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Суворов В. Д., Крылова А. Л., Сергеев В. А. Применение площадных систем точечных сейсмических зондирований для изучения внутреннего строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 94—103.
  85. Крымова В. Н. Геохимические особенности органического вещества и битуменов палеозойских отложений юга Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы конференции молодых ученых и аспирантов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 122—123.
  86. Куликов Н. К. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с. 60—67.
  87. Кудрявцев Н. А. К вопросу о формировании нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской низменности.— «Труды Зап.-Сиб. НИГНИ», 1967, вып. 3, с. 137—143.
  88. Луи М. Оптически активные компоненты и происхождение нефти.— В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., «Недра», 1972, с. 123—137.
  89. Мамбетов У. М. и др. О Куанышском месторождении газа и новом газонефтеносном комплексе Устюрта.— «Геология нефти и газа», 1973, № 5, с. 47—51.
  90. Меннер В. В., Райтлингер Е. А. Провинциальные особенности фораминифер среднего и позднего девона севера Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы микропалеонтологии, вып. 14. М., «Наука», 1971, с. 25—38.
  91. Мизиннов Н. В., Кравченко Л. М., Дядюк Н. П., Шербина В. С. Перспективы нефтегазоносности юго-западной части Западно-Сибирской низменности в связи с открытием Ленинского (Карабашского) месторождения.— «Нефтегазовая геология и геофизика», 1955, вып. 1, с. 9—14.
  92. Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые среднепалеозойские фораминиферы Средней Азии.— В кн.: Ежегодник Всесоюзного палеонтолог. об-ва, т. 17. Л., «Недра», 1965, с. 30—45.
  93. Назаркин Л. А. Палеоклимат и региональные прогнозы нефтеносности.— В кн.: Материалы по геологии и геофизике нефтегазоносных областей Урало-Поволжья и Западной Сибири. Саратов, Изд-во Саратовск. ун-та, 1966, с. 215—252.
  94. Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., «Недра», 1969. 240 с.
  95. Одинцова Т. В., Дробот Д. И. Влияние трапповых интрузий на битуминозность вмещающих карбонатных пород на примере нижнего кембрия Иркутского нефтегазоносного бассейна.— «Геология нефти и газа», 1973, № 11, с. 37—41.
  96. Осадчая Д. В. Средний палеозой Заводоуковской скважины 3-Р.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 14—15.
  97. Осыко Т. И. Барабинская опорная скважина.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 15—17.
  98. Панкина Р. Г., Дахнова М. В. Об изотопном составе серы нефтей Западно-Сибирской низменности.— «Труды ВНИГНИ», 1973, вып. 139, с. 229—238.
  99. Парпарова Г. М., Неручев С. Г. Использование некоторых микрокомпонентов рассеянного органического вещества пород в качестве индикаторов метаморфизма.— «Труды ВНИГРИ», 1973, вып. 345, с. 19—23.

100. Парпарова Г. М., Чистяков А. С., Крылова А. И. Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества пород.— «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 5, с. 140—142.
101. Погорелов Б. С. О возрасте кайнотипных эффузивов Западной Сибири.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 4, с. 916—918.
102. Поярков Б. В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1969. 185 с.
103. Проница Т. В. Новые виды фораминифер из нижнеживетских отложений Среднего и Южного Урала.— «Палеонтол. журнал», 1960, № 1, с. 45—52.
104. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований.— В кн.: Проблемы нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.
105. Рейтлингер Е. А. Характеристика озерских и хованских слоев по микроскопическим остаткам (центральная часть Русской платформы).— «Труды ИГиН АН СССР», 1960, вып. 14, с. 136—179.
106. Родионова К. Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1967. 369 с. (Труды ВНИГНИ, вып. 53).
107. Родионова К. Ф. О нефтематеринских породах палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной области.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 48—53.
108. Розин А. А., Сердюк З. Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 4, с. 102—113.
109. Рыжкова С. М. Литическая активность двух типов нефтей Западной Сибири.— В кн.: Материалы конференции молодых ученых и аспирантов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 120—122.
110. Рябухин Г. Е., Быков В. Ф. Перспективы открытия нефтяных и газовых месторождений в рифовых массивах и рифогенных фациях СССР.— «Геология нефти и газа», 1974, № 7, с. 27—33.
111. Сарбеева Л. И. К вопросу об измерении отражательной способности углей.— В кн.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968, с. 50—67.
112. Саркисян С. Г., Погорелов Б. С. Гипербазиты фундамента Западно-Сибирской плиты.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 3, с. 694—696.
113. Сверчков Г. П. Нефтегазоносность западной части Западно-Сибирской низменности.— «Труды ВНИГРИ», 1959, вып. 140, с. 312—353.
114. Сердюк З. Я., Эренбург Б. Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах пород фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья.— «Труды СНИИГГиМС», 1972, вып. 149, с. 87—91.
115. Силвермен С. Р. Исследование происхождения нефти и механизма ее эволюции с помощью анализа изотопного состава углерода.— В кн.: Органическая геохимия, вып. 1. М., «Недра», 1967, с. 99—108.
116. Силвермен С. Р. Влияние происхождения и превращения нефти на ее распределение и перераспределение в осадочных породах.— В кн.: VIII Мировой нефтяной конгресс. М., Национальный комитет СССР по нефти, 1971, с. 98—116.
117. Славин П. С. Типы окислительно-восстановительных обстановок в меловых и третичных отложениях Туркмении.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 7, с. 88—100.
118. Сметов Е. М. Емкость карбонатных пород.— «Труды ВНИГРИ», 1962, вып. 193, с. 5—21.
119. Сметов Е. М. Некоторые данные о современном состоянии изученности проблемы трещинных коллекторов нефти и газа.— «Труды ВНИГРИ», 1965, вып. 242, с. 7—48.
120. Смирнова Н. В. Нефтеносные песчаники верхнепротерозойского возраста в скв. 2 свва Пермской области.— «Геология нефти и газа», 1973, № 8, с. 37—40.
121. Спиро Н. С., Грамберг И. С. Состав адсорбированного комплекса глинистых пород, как показатель ранней стадии условий осадконакопления.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 9, с. 30—34.
122. Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965, с. 207—216.
123. Стасова О. Ф. Геохимия мезозойских нефтей Сибири. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 26 с.
124. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М., Изд-во АН СССР, 1951. 371 с. (Труды ИГиН АН СССР, вып. 124. Сер. геол., № 45).
125. Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород.— «Труды ИГиН АН СССР», 1956, вып. 4.
126. Страхов Н. М. Основные теории литогенеза. В 2-х томах. М., Изд-во АН СССР, 1962.
127. Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954. 791 с.

128. Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 1, с. 34—51.
129. Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений (нижнефранские породы Второго Баку).— «Труды ИГН АН СССР», 1955, вып. 155. Сер. геол., № 66, с. 3—115.
130. Страхов Н. М. и др. Методы изучения осадочных пород, т. I—II. М., Госгеолтехиздат, 1957.
131. Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа М., Изд-во АН СССР, 1959. 223 с. (Труды ИГН АН СССР, вып. 23).
132. Суетнова К. В. О гранитоидах фундамента Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазности Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967, с. 195—196.
133. Сурков В. С. и др. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. М., «Недра», 1971. 207 с. (Труды СНИИГГиМС, вып. 76).
134. Сурков В. С. К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с. 47—60.
135. Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Основные этапы тектонического развития фундамента Западно-Сибирской плиты.— «Труды СНИИГГиМС», 1971, вып. 132, с. 5—13.
136. Татарский В. Б. и др. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. I—II. М., Гостоптехиздат, 1958.
137. Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1947, т. 22, № 1, вып. 3, с. 3—24.
138. Теодорович Г. И. Новые данные об осадочных минералого-геохимических фациях.— В кн.: Минералогия и фации битуминозных свит отдельных областей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 174 с.
139. Трофимук А. А. Нефть и природный газ Сибири.— «Вест. АН СССР», 1964, № 6, с. 37—44.
140. Трофимук А. А., Вышемирский В. С. Перспективы расширения сырьевой базы Новосибирской области на нефть и газ за счет палеозойских отложений.— В кн.: Оценка природных ресурсов Новосибирской области. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 17—19.
141. Трофимук А. А., Вышемирский В. С. Проблема нефтеносности палеозоя Западно-Сибирской низменности.— «Геология нефти и газа», 1975, № 2, с. 1—7.
142. Трофимук А. А., Вышемирский В. С., Запывалов Н. П. Перспективы нефтегазоносности палеозоя юга Западно-Сибирской плиты.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 7, с. 3—13.
143. Трофимук А. А., Вышемирский В. С. и др. Новые варианты объемно-генетического метода оценки прогнозных запасов нефти и газа.— «Геология нефти и газа», 1972, № 5, с. 1—7.
144. Трофимук А. А., Конторович А. Э., Вышемирский В. С. Успехи органической теории происхождения нефти.— В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых.— М., «Наука», 1973, с. 32—42.
145. Туезова Н. А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1964. 128 с.
146. Укан М., Катариря Т. Коллекторы вулканического происхождения и их характеристика с точки зрения разработки и добычи.— «Реф. журн. Геология», 1973, № 6К249.
147. Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л., «Недра», 1970. 307 с.
148. Успенский В. А. и др. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л., «Недра», 1966. 315 с.
149. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М., «Наука», 1965. 96 с.
150. Фотиади Э. Э. О зависимости пористости и плотности осадочных пород осадочного покрова от глубины их залегания.— «Геология нефти и газа», 1957, № 4, с. 39—50.
151. Фурсова Н. П. и др. Формирование и распространение коллекторов триасовых отложений Ставрополя.— «Геология нефти и газа», 1974, № 1, с. 65—70.
152. Хант Д. М. Распределение углеводов в осадочных породах.— В кн.: Симпозиум по химическим подходам к опознаванию материнских пород нефти. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 49—65.
153. Цветков А. И., Вальяшихина Е. П., Ппоян Г. О. Дифференциальный термический анализ (ДТА) карбонатных минералов. М., «Наука», 1964. 168 с.
154. Чайковская Э. В., Дьякова Е. А. Результативность бурения на большие глубины в США.— «Геология нефти и газа», 1971, № 7, с. 50—53.
155. Чичибабин А. Е. Основные начала органической химии, т. I. М., Госхимиздат. 1963. 910 с.

156. Чупахин М. С. Разработка прецизионных методов измерения изотопных отношений легких элементов на масс-спектрометре МС-2М. Автореф. канд. дис. М., 1958. 13 с.
157. Шаке И. А., Файзуллина Е. М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества. Л., «Недра», 1974. 130 с. (Труды ВНИГРИ, вып. 329).
158. Шаронова В. Н., Оборина Э. В., Абашев Ш. В. Распределение генетических типов карбонатных пород среднего карбона и некоторые особенности их вторичной минерализации в связи с коллекторскими свойствами.— «Труды ВНИГРИ», 1973, вып. 123, с. 239—246.
159. Патский Н. С. Проблемы нефтеносности Сибири.— «Нефтяное хозяйство», 1932, т. XXIV, № 9, с. 131—140.
160. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958, 416 с.
161. Шрайбман В. И., Богданова С. В. и др. Соотношение петрографического состава фундамента плит с геофизическими аномалиями и прогнозирование его на ЭВМ.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с. 10—19.
162. Шугуров В. Ф., Ядренкин В. М. Вещественный состав, геохимическая характеристика и угленосность верхнепалеозойских отложений р. Курейки.— «Труды СНИИГГГМС», 1970, вып. 107, с. 148—163.
163. Шуменкова Ю. М., Беляева Л. С., Парпарова Г. М., Рудавская В. А., Файзуллина Е. М. О составе рассеянного сапропелевого вещества (на примере позднекембрийских и нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы).— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М., «Наука», 1974, с. 170—175.
164. Щерба Т. Н., Колмогоров Ю. Н., Куминова М. В., Мнрошниченко Л. А. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана.— «Изв. АН Каз ССР», 1962, вып. I (46), с. 8—22.
165. Юферев О. В. Карбон Сибирского биогеографического пояса. Новосибирск, «Наука», 1973. 277 с.
166. Яшин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965, с. 7—18.
167. Keith M. L., Degens E. T. Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments.— In: RLS. Geochim. New York, John Wiley Sons, the London Chapman and Hall. Ltd, 1959, p. 38—61.
168. Krejci-Graf K., Wickman F. E. Ein geochemisches Profil durch den Lias Alpha (zur Frage der Entstehung des Erdöls).— „Geoch. et Cosmoch. Acta”, 1960, v. 18, № 4, p. 259—273.
169. Leythaenser D. Effects of weathering on organic matter in shales.— „Geoch. et Cosmoch. Acta”, 1973, v. 37, № 1, p. 113—120.
170. Philippi G. T. On the depths, time and mechanism of petroleum generation.— „Geoch. et Cosmoch. Acta”, 1965, v. 29, № 9, p. 1021—1049.
171. Ransama K. Progress in isotope geology. New York—London, 1963, 705 p.
172. Silverman S. R., Epstein S. Carbon isotopic composition of petroleum and other sedimentary organic materials.— „Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.”, 1958, v. 42, № 5. 998 p.
173. Vassoevich N. B. a. o. Hydrocarbons in the sedimentary mantle of the earth.— In: 7 Congreso Mundial del Petroleo. Mexico, 1967.



# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
Глава I. Биостратиграфия . . . . .	11
Глава II. Распространение промежуточного комплекса . . . . .	26
Глава III. Литология . . . . .	36
Глава IV. Геохимические фации . . . . .	76
Глава V. Катагенез осадочных толщ . . . . .	91
Глава VI. Магматизм . . . . .	106
Глава VII. Методика геохимических исследований . . . . .	135
Глава VIII. Геохимия нефтей . . . . .	144
Глава IX. Геохимия рассеянного органического вещества и битуменов . . . . .	161
Глава X. Органическое вещество подземных вод . . . . .	180
Глава XI. Рельеф поверхности доюрских образований . . . . .	196
Глава XII. Перспективы нефтегазоносности . . . . .	211
Заключение . . . . .	227
Литература . . . . .	230

*М. А. Алексеева, О. Н. Бозуш, О. П. Вышемирская, В. С. Вышемирский, Е. Ф. Доильницын, А. М. Дылкин, А. К. Жутовт, А. С. Зингер, В. Н. Крымова, Э. А. Леснова, Г. М. Парпарова, С. М. Рыжкова, З. Я. Сердюк, А. А. Трофимук, В. Ф. Шугуров, О. В. Юферев, Л. В. Юшина, Л. С. Ямковая.*

ПРОБЛЕМА  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОЗОЯ  
НА ЮГО-ВОСТОКЕ  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Ответственные редакторы *Андрей Алексеевич Трофимук,*  
*Владислав Станиславович Вышемирский*

Редактор *Е. С. Иванова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегаев*  
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*  
Корректоры *А. А. Надточий, Л. А. Паршина*

---

Слано в набор 27 мая 1975 г. Подписано к печати 26 августа 1976 г.  
МН02080. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1. 15 печ. л.,  
21 усл. печ. л., 21,2 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ 7526.  
Цена 2 р. 42 к.

---

Издательство «Наука». Сибирское отделение 630099, Новосибирск, 99.  
Советская 18.  
Типография издательства «Омская правда», 644056, Омск-56, пр. Маркса, 39.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

**Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиоценозы и условия осадконакопления.**

**Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия.**

**Последнее оледенение в Нижнем Приобье.**

**Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова.**

**Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения.**

**Жарков М. А., Жаркова Т. М. Типы палеозойских соленосных формаций.**

**Жарков М. А. История палеозойского соленакопления.**

**Склярова Г. Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы.**

**Среда и жизнь в геологическом прошлом. Фации и организмы.**

**Биостратиграфия и фауна верхнего Кембрия и пограничных с ним слоев.**

**Советов Ю. К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы.**

**Магматические формации Сибири.**

**Материалы по генетической минералогии и петрологии.**

*Книги высылаются наложенным платежом.*

Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90,  
морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117464, Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110, Ленинград, П-110, ул. Петрозаводская, 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

**Адреса магазинов «Академкнига»:**

- 480391, Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005, Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005, Днепропетровск, 5, проспект Гагарина, 24;
- 734001, Душанбе, 1, проспект Ленина, 95;
- 664033, Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303;
- 252030, Киев, 30, ул. Ленина, 42;
- 277012, Кишинев, 12, ул. Пушкина, 31;
- 443002, Куйбышев, 2, проспект Ленина, 2;
- 192104, Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164, Ленинград, Менделеевская линия, 1;
- 199004, Ленинград, 9 линия, 16;
- 103009, Москва, ул. Горького, 8;
- 117312, Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076, Новосибирск, 76, Красный проспект, 51;
- 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22;
- 620151, Свердловск, 151, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029, Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73;
- 700100, Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050, Томск, 50, Наб. реки Ушайки, 18;
- 450075, Уфа, 75, ул. Коммунистическая, 49;
- 450075, Уфа, 75, проспект Октября, 129;
- 720001, Фрунзе, 1, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003, Харьков, 3, Уфимский пер., 4/6.