Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ТРУДЫ СИБИРСКОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ
(СНИИГГИМС)

Выпуск 71

СЕРИЯ: НЕФТЯНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1969

УДК 551.24 + 578.18 : 2 (571.51)

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. Л., Н Е Д Р А, 1969. Стр. 272.

Освещаются результаты исследований геологов СНИИГГИМС по стратиграфии, фациям и тектонике осадочного чехла, коллекторским свойствам пород, геохимии органического вещества, битумов и нефтей и перспективам нефтегазоносности обширной территории запада Сибирской платформы, включая Тунгусскую синеклизу. Основным источником информации явились полевые геологические исследования авторов, с привлечением фондовых и опубликованных материалов.

Исходя из анализа структурно-тектонических, литолого-геохимических и других критериев нефтегазоносности, авторы рекомендуют проводить на рассматриваемой территории нефтепоисковые работы в первую очередь в Присаяно-Енисейской зоне платформы и в центральной части Тунгусской синеклизы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся изучением региональной геологии и нефтегазоносности платформенных областей.

Табл. 23, илл. 49, библ. 248.

Авторский коллектив: *И. Н. Сулимов, Т. К. Баженова, В. И. Будников, В. М. Лебедев, Н. В. Мельников, В. Е. Савицкий, В. С. Старосельцев, В. К. Баранов, О. В. Вааг, В. Н. Воробьев, И. Ф. Горовцов, В. М. Евтушенко, С. А. Кащенко, Л. И. Килина, Г. В. Козлов, Е. П. Марков, Л. Т. Маркова, Р. Г. Матухин, В. У. Петраков, В. Н. Полякова, И. Г. Сафронова, И. Е. Сулимова, С. В. Тарновский, Ю. Я. Шабанов, Б. Б. Шишкин, А. В. Хоменко.*

Ответственный редактор чл.-корр. АН СССР Э. Э. Ф О Т И А Д И

Основы геологии и нефтегазоносность запада Сибирской платформы

Ведущий редактор М. И. Федотова. Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор Г. С. Бурова. Переплет художника И. А. Гордона

Сдано в набор 3/IX 1968 г. Подписано к печати 22/I 1969 г.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 17. Усл. л. 22,1. Уч.-изд. л. 22,45.
Индекс 3—4—1—Л. Тираж 1000 экз. Заказ № 2295. М-16055. Изд. № 589.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

Цена 1 р. 70 к.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение (*И. Н. Сулимов*) 5

Глава I. **СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ** 9

Протерозойская группа . . . . . —
Игарский район (*Б. Б. Шишкин, В. Е. Савицкий*) . . . . . —
Туруханский район (*Г. В. Козлов*) 12
Корреляция разрезов (*Г. В. Козлов, В. Е. Савицкий, Б. Б. Шишкин*) 17
Палеозойская группа 18
Нижний и средний палеозой . . . . . —
Кембрийская система . . . . . —
Игарский район (*В. Е. Савицкий, Ю. Я. Шабанов, Б. Б. Шишкин*) —
Нижний кембрий 20
Средний кембрий 22
Туруханский район (*В. У. Петраков, Л. И. Килина*) 24
Нижний кембрий . . . . . —
Средний кембрий 27
Верхний кембрий 28
Юго-западное Прибайкалье (*И. Г. Сафронова, И. Н. Сулимов*) —
Нижний кембрий . . . . . —
Средний — верхний кембрий 36
Палеогеография и фации кембрия (*В. М. Евтушенко*) . . . . . —
Ордовикская система 42
Игаро-Норильская зона (*Е. П. Марков*) . . . . . —
Туруханская зона (*В. У. Петраков, Л. И. Килина*) 44
Подкаменнотунгусская зона (*Е. П. Марков*) 46
Зона юго-западного Прибайкалья (*И. Е. Сулимова*) 48
Палеогеография и фации ордовика (*Е. П. Марков, В. У. Петраков*) 52
Силурийская система (*Е. П. Марков* и *В. У. Петраков*) 54
Девонская система (*Р. Г. Матухин*) 58
Нижний карбон (доугленосный) (*В. И. Будников*) 62
Верхний палеозой 66
Северо-западная часть Тунгусской синеклизы (*В. К. Баранов, В. И. Будников*) . . . . . —
Центральная часть Тунгусской синеклизы (*В. И. Будников, О. В. Вааг*) 69
Южная часть Тунгусской синеклизы (*В. И. Будников, С. В. Тарновский*) 71
Условия осадконакопления в верхнем палеозое Тунгусской синеклизы (*В. И. Будников*) 73
Мезозойская группа 77
Триасовая система (*В. М. Лебедев*) . . . . . —
Юрская система (*И. Ф. Горовцов*) 88
Меловая система (*И. Ф. Горовцов*) 89

Глава II. **ТЕКТОНИКА** 90

Обзор исследований (*И. Н. Сулимов*) . . . . . —
Обоснование структурных ярусов и геотектоническое районирование (*И. Н. Сулимов*) 94
Сибирская платформа 105

Стр.
Нижний структурный этаж (*И. Н. Сулимов*) 105
Верхний структурный этаж 106
Позднедокембрийский структурный ярус (*В. С. Старосельцев, И. Н. Сулимов*) . . . . . —
Нижнепалеозойский структурный ярус (*И. Н. Сулимов, В. С. Старосельцев*) 110
Среднепалеозойский структурный ярус (*И. Н. Сулимов, В. С. Старосельцев*) 118
Верхнепалеозойский структурный ярус (*В. С. Старосельцев, И. Н. Сулимов*) 120
Триасовый структурный ярус (*В. С. Старосельцев, А. В. Хоменко*) 124
Юрско-меловой структурный ярус (*И. Н. Сулимов*) 131
Нижнепалеозойские структуры ограничения платформы (*И. Н. Сулимов*) 133
Саяно-Енисейский складчатый пояс (*И. Н. Сулимов*) 166

Глава III. **КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД** 173

Тунгусская синеклиза (*Н. В. Мельников*) 174
Приенисейская зона Сибирской платформы (*Н. В. Мельников, М. А. Замятин, В. Н. Полякова*) 180
Восточное обрамление Тунгусской синеклизы (*Н. В. Мельников, В. Н. Полякова*) 198
Юго-западная часть Сибирской платформы (*В. Н. Воробьев, Н. В. Мельников, В. Н. Полякова*) 199
Общие закономерности распределения параметров, определяющих коллекторские свойства пород (*Н. В. Мельников*) 204

Глава IV. **ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА, НЕФТЕЙ И БИТУМОВ** 208

Характеристика органического вещества и его битуминозных компонентов палеозойских отложений (*Т. К. Баженова, Л. Г. Маркова*) 209
Нефтебитумопроявления (*С. А. Кащенко, Л. Г. Маркова*) 219
Некоторые закономерности распределения органического вещества и битумов (*Т. К. Баженова, С. А. Кащенко, Л. Г. Маркова*) . . . 232

Глава V. **ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ** 242

Газонефтепроявления (*И. Н. Сулимов*) 243
Структурно-тектонические критерии (*В. С. Старосельцев, И. Н. Сулимов*) 244
Коллекторские свойства пород (*Н. В. Мельников*) 246
Геохимические критерии (*Т. К. Баженова*) 249
Гидрогеологические критерии (*И. Н. Сулимов*) 251
Геолого-экономические критерии (*И. Н. Сулимов*) 252
Прогнозная оценка отдельных районов (*И. Н. Сулимов*) 253
Рекомендации по нефтепоисковым работам (*И. Н. Сулимов, Т. К. Баженова, Н. В. Мельников, В. С. Старосельцев*) 260

ЛИТЕРАТУРА 264

ВВЕДЕНИЕ

Западная часть Сибирской платформы в пределах Красноярского края занимает обширную территорию Средней Сибири площадью около 2 млн. *км*². Наиболее крупной отрицательной структурой этого региона является Тунгусская синеклиза.

До недавнего времени значительные пространства северной и центральной частей Сибирской платформы геологами были почти не изучены вследствие суровых природных условий. В сферу деятельности человека в какой-то мере вовлечены только отдельные районы, тяготеющие к Енисею (г. Норильск), и восточная окраина Тунгусской синеклизы (г. Мирный). Между тем, даже по данным ранних маршрутных исследований С. В. Обручева, Н. Н. Урванцева, Г. Г. Моора, Ю. М. Шейнманна и других рассматриваемая территория располагает богатейшими в мире потенциальными ресурсами каменного угля, полиметаллических и железных руд, а также других полезных ископаемых. По целому ряду прямых и косвенных признаков геологи-нефтяники ожидают открытия здесь крупных месторождений нефти и газа.

В свете решений XXIII съезда КПСС особое внимание придается развитию производительных сил восточных районов СССР и, в частности, Сибири. Первоочередное значение отводится расширению объемов геологопоисковых работ, без которых немыслимо обоснование перспективного плана по экономическому освоению природных богатств этого огромного края.

Отдельные районы Сибирской платформы за последние 10—15 лет изучают большие коллективы геологов производственных организаций Восточной Сибири (Красноярское, Иркутское, Якутское, Восточно-Сибирское геологические управления), научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР (СНИИГГИМС, ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, НИИГА, ИГиГ СО АН СССР и др.). Значительная площадь покрыта среднемасштабной геологической съемкой и геофизическими исследованиями (магниторазведка, гравиметрия, электроразведка); в Приенисейской зоне Сибирской платформы местами проведены опытные сейсмические работы и пробурено около 20 глубоких скважин. Многочисленные водные артерии района охвачены маршрутными геологическими исследованиями, в результате которых детально изучены наиболее полные разрезы отложений платформенного чехла и связанные с ними проявления различных полезных ископаемых.

В 1957—1962 гг. геологи СНИИГГИМС проводили исследования главным образом в приенисейской части платформы, включая западный борт Тунгусской синеклизы. В 1963 г. в институте была создана специальная тема по изучению геологии и перспектив нефтегазоносности Тунгусской

синеклизы, и полевые работы соответственно распространились на ее внутренние районы. В работе по этой теме принимали участие 7 специализированных отрядов, которые изучали стратиграфию и фации позднего докембрия и нижнего палеозоя (В. Е. Савицкий, Ю. Я. Шабанов, Б. Б. Шишкин, В. М. Евтушенко, Г. В. Козлов, Е. П. Марков, В. У. Петраков и др.), среднего и верхнего палеозоя (В. И. Будников, В. К. Баранов, В. М. Ядренкин и др.), триаса (В. М. Лебедев, И. Ф. Горовцев, Б. В. Олейников и др.), тектонику осадочного чехла (С. П. Микуцкий, В. С. Старосельцев, А. В. Хоменко и др.), трещинных и поровых коллекторов (Н. В. Мельников, В. Н. Воробьев, М. А. Замятин, В. Н. Полякова), геохимию органического вещества и битумов (Т. К. Баженова, Л. Г. Еникеева, С. А. Кащенко и др.) и геологию юго-западной части Сибирской платформы (И. Н. Сулимов, В. В. Коптев, И. Г. Сафронова, И. Е. Сулимова и др.). Руководителем темы до осени 1965 г. являлся С. П. Микуцкий, а затем — И. Н. Сулимов.

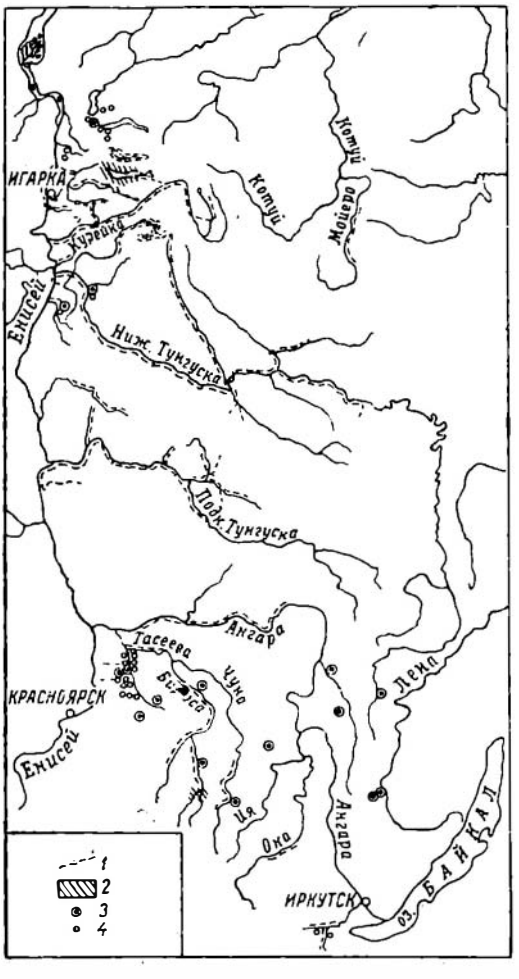


Рис. 1. Обзорная карта запада Сибирской платформы.
1 — геологические маршруты геологов темы 152; *2* — площади детальных съемок. *Изученные разрезы по керну: 3* — опорных и структурно-поисковых скважин; *4* — колонковых скважин.

В процессе исследований были детально изучены многие опорные разрезы позднего докембрия, палеозоя и триаса в естественных обнажениях и по керну глубоких и колонковых скважин (рис. 1).

В результате этих работ получено много интересных геологических данных, которые позволили решить ряд кардинальных вопросов по биостратиграфии, тектонике и нефтяной геологии западной части Сибирской платформы. К числу наиболее важных результатов данной работы относятся следующие.

1. Составлены региональные биостратиграфические схемы позднего докембрия, палеозоя и триаса, которые явились составной частью новой Унифицированной стратиграфической схемы Средней Сибири, утвержденной в 1966 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР.

2. Составлены палеогеографические схемы для отдельных этапов развития Сибирской платформы начиная от позднего докембрия

3. Построены структурные карты по различным маркирующим горизонтам: для Приангарских районов — по подошве ордовика, для южной части Тунгусской синеклизы — по маркирующим горизонтам перми, для цент-

ральной и северной ее частей по горизонтам триаса. Эти карты явились основой для составления тектонической схемы осадочного чехла, с выделением позднедокембрийского, нижнепалеозойского, среднепалеозойского, верхнепалеозойского и мезозойского структурных ярусов, к которым приурочена серия антиклинальных структур разных порядков.

4. При изучении коллекторских свойств пород установлено региональное распространение ряда горизонтов, с которыми, по-видимому, связаны среднеемкие коллекторы порового и трещинного типов (низы алданского яруса, майский ярус, чуньский ярус и др.). Наметилось существенное улучшение коллекторских свойств пород в направлении с севера на юг и с запада на восток.

5. По проблеме геохимии органического вещества и битумов установлены многочисленные признаки миграции и вторичного залегания битумов, асфальта и нефти в палеозойских отложениях, а также закономерная приуроченность наиболее крупных проявлений нафтидов к сводам антиклинальных структур и разрывным нарушениям.

6. Дополнена новыми данными карта прогноза нефтегазоносности Восточной Сибири (западная часть), составленная в 1965 г. сотрудниками ВНИГРИ, Востсибнефтегеологии, КГУ, НИИГА и другими под редакцией проф. В. А. Аврова.

7. Даны рекомендации по направлению нефтепоисковых работ на ближайшие годы.

Открытие в западной части Сибирской платформы промышленных залежей нефти и газа имеет не только большое перспективное значение, но и является важной проблемой в настоящее время. Это обусловлено возросшей необходимостью обеспечения дешевым энергетическим топливом норильского гиганта цветной металлургии и бурно развивающейся промышленности г. Красноярска. Последнее обстоятельство в значительной мере подчеркивает актуальность осуществляемых на территории Средней Сибири нефтепоисковых работ.

Авторы настоящей монографии ставят своей целью осветить основы геологии и нефтегазоносности западной части Сибирской платформы. Помимо материалов своих исследований, в работе широко использованы данные работников ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, НИИГА, ИГиГ СО АН СССР, ВАГТа, Восточно-Сибирского, Красноярского и Иркутского геологических управлений, главным образом Н. И. Байбородских, М. Н. Благовещенской, М. Л. Верба, И. С. Гольдберга, В. С. Голубкова, В. А. Даценко, В. И. Драгунова, Н. В. Дренова, Ю. Н. Занина, С. М. Замараева, В. С. Карпышева, В. Д. Козырева, Г. Ф. Кузнецова, Г. Д. Кулика, Г. И. Кириченко, Н. С. Малича, А. А. Межвилка, Д. И. Мусатова, Я. И. Полькина, Г. А. Поляковой, К. А. Савинского, Г. Н. Садовникова, М. Х. Сапира, Н. Ф. Смирнова и др.

В аналитической обработке собранного материала принимал участие большой коллектив сотрудников различных лабораторий СНИИГГИМС. Петрографическое изучение горных пород в шлифах для части коллекций выполнено В. В. Коротуном, иммерсионные анализы — Г. Г. Гелецяном, механические — Н. Ф. Ковалевой и другими под руководством Т. И. Гуровой. Химические анализы пород методом пламенной фотометрии — Н. Е. Бабиной, термические анализы — Г. И. Белобородовой, спектральные — Л. Н. Мининой под руководством Г. Н. Перозио, люминесцентные и битуминологические анализы — Т. В. Крысиной, анализы проб нефти — О. Ф. Стасовой под руководством А. Э. Конторовича. Пористость и проницаемость пород определялись З. М. Зарецких и Г. С. Сапожниковой. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего палеозоя, триаса и юры изучали

Г. Л. Маркова и А. В. Скуратенко. Верхнепалеозойская и триасовая флора определены Г. П. Радченко, В. П. Владимирович (ВСЕГЕИ), С. В. Суховым и Н. К. Могучевой (СНИИГГИМС). Фауна пелеципод и брахиопод среднего и верхнего палеозоя изучена О. Н. Андреевой (ВСЕГЕИ), О. А. Бетехтиной (СО АН СССР), Т. В. Лопушинской и А. Г. Ядренкиной (СНИИГГИМС), кембрийские трилобиты — Л. И. Егоровой, В. Е. Савицким и Ю. Я. Шабановым, трилобиты ордовика и силура — В. С. Семеновой, мшанки — А. М. Ярошинской.

В палеонтологической лаборатории ИГиГ СО АН СССР Б. С. Соколовым и Ю. И. Тесаковым изучались кораллы, А. М. Обутом — граптолиты, А. Б. Ивановским — ругозы, И. И. Барсковой и Е. И. Мягковой — наутилоидеи, И. Т. Журавлевой — археоциаты. Катаграфии и онколиты верхнего протерозоя определялись Б. Б. Шишкиным и Г. В. Козловым.

В полевых и камеральных работах, кроме авторов, принимали участие: С. А. Константинова, Л. А. Кучай (инженеры), В. С. Александров, Я. А. Аверин, Н. И. Безбородов, А.Н. Белецкий, Р. П. Будникова, С. И. Глущенко, А. В. Дмитриев, Н. А. Ершов, Н. И. Козырев, Б. П. Лопушинский, А. Д. Муравьев, В. Н. Поцелуева, В. П. Растворов, А. А. Растегин, А. А. Сукачева, Ю. Г. Шепелин (техники).

ГЛАВА I. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В геологическом строении обширной территории запада Сибирской платформы принимают участие докембрийские, палеозойские, мезозойские, и кайнозойские осадочные, вулканогенные, интрузивные и метаморфические образования. Наиболее древние из них (протерозойские и нижнепалеозойские) обнажаются в сводах Анабарского и Чадобецкого массивов, в Игаро-Норильском районе, а также в зоне Саяно-Енисейского складчатого обрамления. В пределах Тунгусской синеклизы на дневную поверхность выходят породы верхнего палеозоя и мезозоя, а на ее обрамлениях — среднего и местами нижнего палеозоя.

В настоящей главе приводится краткая характеристика стратиграфических горизонтов осадочного чехла платформы только по тем районам, которые изучались авторами, при этом основное внимание уделено освещению наиболее новых данных по биостратиграфии, литологии и частично палеогеографии. Некоторое предпочтение по объему информации дано разрезам нижнего палеозоя, поскольку они являются наиболее перспективными в нефтегазоносном отношении. Кайнозойские образования в западной части Сибирской платформы имеют небольшую мощность, специально нами не изучались и поэтому в работе не рассматриваются.

При изложении материала авторы учитывали основные положения Унифицированной биостратиграфической схемы, разработанной в 1965—1966 гг. Межведомственным стратиграфическим совещанием в г. Новосибирске.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ИГАРСКИЙ РАЙОН *

В Игарском районе непрерывные разрезы протерозоя отсутствуют, и поэтому установление возрастных соотношений литостратиграфических подразделений и их стратиграфического объема часто носит условный характер и является спорным. Эти вопросы и обоснование принятой схемы расчленения протерозойских образований рассмотрены нами ранее (Савицкий и др., 1967 г.).

Обобщенный разрез древних толщ представляется в следующем виде (снизу вверх): медвежинская, лудовская, губинская, игарская толщи, чернореченская, излучинская и сухарихинская свиты.

Медвежинская толща выделена в 1961 г. Н. Ф. Ивлевым на правом берегу Енисея, напротив о. Большой Медвежий, где она представлена

* Настоящий раздел составлен по материалам авторов и Н. Ф. Ивлева с учетом данных КГУ, Ленгидропроекта и других организаций.

метаморфизованными сильно трещиноватыми сероцветными доломитами и кремнистыми доломитами с прослоями и стяжениями черных кремней (видимая мощность около 150 *м*). Сходные по облику доломиты вскрыты скважинами в районе г. Игарки, в обнажении на правом берегу Енисея в 6,3—7,5 *км* выше о. Плахинский и др.

Лудовская толща наиболее полно обнажена на Енисее в районе мысов Большой и Малой Луды и Каменный Бык, где она сложена пестроцветными (от темно-серых до красных) сильно дислоцированными кварцево-слюдистыми сланцами, филлитами и рассланцованными часто алевритистыми аргиллитами с прослоями глинисто-алевритистых известняков и кварцитовидных песчаников, а в нижней части — покровами измененных эффузивов основного состава. Отмечаются следы подводных оползней и внутриформационных перерывов. Мощность толщи около 500 *м*. В основании — конгломераты, залегающие с размывом на доломитах медвежинской свиты. Соотношения с вышележащей толщей неясны. Южнее Плахинского участка для описываемой толщи характерно чередование измененных эффузивов основного состава и кварцево-слюдистых сланцев. Кроме того, породы лудовской толщи обнажаются и вскрыты скважинами в районе г. Игарки, на Енисее в 4 *км* ниже устья рч. Сухарихи, а также известны южнее г. Дудинки, около с. Потапово, на Ермаковской площади, в устьях рек Елогуя и Комсы и др.

Губинская толща в районе ее стратотипа (южная часть о. Большой Медвежий на Енисее) представлена красноцветными косослоистыми разнозернистыми кварцитовидными, часто каолинизированными песчаниками, гравелитами, алевролитами общей мощностью около 1500 *м*. В нижней части залегают светло-розовые, красные песчаники с редкой галькой светло-серых доломитов, а также с многочисленными обломками сланцев и аргиллитов лудовской толщи, содержание которых вверх по разрезу уменьшается. В верхней части толщи преобладают кварцитовидные и каолинизированные песчаники. Наиболее древние слои обнажаются в районе о. Плахинский.

К югу от стратотипического разреза в составе губинской толщи появляются измененные эффузивы (район о. Малый Медвежий).

Игарская толща распространена в районе г. Игарки на обоих берегах Енисея. Ее разрез изучался многими геологами, наиболее детально — В. М. Крымским (1965 г.), который расчленяет ее на две подсвиты: нижнюю — эффузивную и верхнюю — туфогенную. Первая из них (мощность около 500 *м*) сложена в основном миндалекаменными эффузивами с прослоями туфобрекчий и кварцево-слюдистых сланцев. Верхняя подсвита (700—800 *м*) представлена туфобрекчиями (с обломками туфов, хлорито-серицитовых сланцев, кремнистых пород и мраморизованных известняков), туфами и туффитами.

Возраст игарской толщи определяется условно по ее стратиграфическому положению ниже чернореченской свиты. Игарская толща является возрастным аналогом лудовской и губинской толщ, так как они содержат эффузивы сходного петрографического состава, а среди пород игарской толщи встречаются кварцево-слюдистые сланцы, наиболее типичные для лудовской толщи.

Чернореченская свита распространена в бассейне р. Черной, на о. Плахинский и в районе г. Игарки. По литологическим признакам на р. Черной свита разделяется на четыре пачки (снизу вверх).

Первая пачка (285—300 *м*) сложена сероцветными плитчатыми и массивными часто глинистыми известняками с прослоями (3—50 *см*) известковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже водорослевых известняков с катаграфиями *Glebosites glebosites* Reitl. Наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. Во второй пачке (200 *м*) преобладают темно-серые до черных

аргиллиты и мергели с прослоями глинистых известняков. Последние в верхней части пачки содержат остатки червей (?). Для третьей пачки (150 *м*) характерны сероцветные, массивные и плитчатые, иногда глинистые известняки с прослоями мергелей и онколитовых известняков с онколитами *Osagia tenuilamellata* Reitl. в нижней и средней ее частях. Обнаружены также катаграфии *Glebosites glebosites* Reitl. в средней части пачки, *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. composita* Z. Zhur. — в верхней. Четвертая пачка (135—150 *м*) сложена серыми, в верхней части вишнево-серыми, часто глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами.

Излучинская свита залегает на чернореченской согласно. В эталонном разрезе нижнего течения р. Сухарихи расчленяется на пять пачек (снизу вверх).

1. Зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями глинистых известняков (15—25 *м*).

2. Красноцветные аргиллиты и алевролиты с прослоями зеленовато- и красновато-серых песчаников (260—280 *м*).

3. Красноцветные мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов, а в кровле пачки — известняки (350—370 *м*).

4. Красноцветные мелкогалечные конгломераты и гравелиты полимиктового состава (15 *м*).

5. Красноцветные разнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (130—150 *м*). В верхней части пачки преобладают аргиллиты, содержащие прослои пестроцветных доломитов с катаграфиями из группы Nubecularites, а также *Vermiculites tortuosus* Reitl. и *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (определения З. А. Журавлевой). Самые верхние слои излучинской свиты и ее нормальный контакт с сухарихинской вскрыты в районе водопада верхнего течения р. Сухарихи.

Общая мощность свиты 790—840 *м*.

В районе о. Плахинский обнажена, по-видимому, верхняя часть (около 150 *м*) свиты, представленная пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, мергелями, известняками и доломитами. В низах и средней части этого разреза обнаружены онколиты из группы Ambigolamellatus, характерные, по мнению З. А. Журавлевой, для юдомского комплекса Сибирской платформы.

Кроме указанных пунктов излучинская свита обнажается на реках Гравийке (в 38—41 *км* выше устья), Немутихе (левый приток Енисея) и на водоразделе рек Рубчи и Черной.

Сухарихинская свита (Pt_3 — Cm_1al_1) согласно подстилается излучинской свитой и перекрывается фаунистически охарактеризованными породами журинского подъяруса алданского яруса. Распространена в бассейнах рек Сухарихи, Горбиачина, Кулюмбе и др. Представлена сероцветными, часто кремнистыми, глинистыми, алевритистыми доломитами и известняками в нижней части свиты — с прослоями терригенных и обломочно-карбонатных пород. Мощность 560 *м*. Послойное описание стратотипического разреза приведено ранее в работе В. Е. Савицкого и др. [1964]. Другой полный разрез свиты обнажается на Енисее, в 7—15 *км* ниже о. Плахинский, где она расчленена на 8 пачек [Савицкий и др., 1964]. В нижней пачке, сложенной преимущественно доломитами, и в средней части шестой пачки (темно-серые и черные известняки с линзами кремней) найдены *Nubecularites catagraphus* Reitl.

ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН

При расчленении верхнепротерозойских отложений Туруханского района автором использованы литологические критерии, данные абсолютного возраста пород по радиологическим методам, а также палеонтологические данные, включая микропроблематику (онколиты, катаграфии) и строматолиты.

Разрез верхнего протерозоя рассматриваемого района представлен терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 4400 *м* и расчленяется на следующие свиты (снизу вверх): стрельногорскую, Линок, сухотунгусскую, деревнинскую, нижнетунгусскую, шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномысскую.

Стрельногорская свита вскрыта на реках Нижней и Сухой Тунгусках, Мироедихе и др. Стратотип свиты обнажен на р. Нижней Тунгуске ниже урочища Стрельные горы. По литологическим признакам свита четко разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (видимая мощность 805 *м*) представлена толщей переслаивания песчаников преимущественно сероцветных, от мелко- до грубозернистых, глинистых и алеврито-глинистых сланцев, тонкоплитчатых и листоватых, такой же окраски. Песчаники преобладают. Мощность их пластов и пачек колеблется от нескольких до 52 *м* (р. Каменная). Верхняя подсвита (75—80 *м*) сложена мергелями сероцветными, часто желтоватыми, тонкоплитчатыми, две пачки которых (15 и 19 *м*) перемежаются с пачками (9 и 34 *м*) глинистых сланцев темно-серых и черных, с включениями пирита.

Свита Линок вскрыта на реках Нижней и Сухой Тунгусках, Большой и Малой Шорихах, рч. Вороновке. Ее разрез расчленяется на две пачки. Нижняя из них (60 *м*) представлена глинистыми известняками пестроцветными, узловато-плитчатыми, с единичными прослойками глинистых сланцев (до 0,3 *м*) и многочисленными прожилками кальцита. На р. Сухой Тунгуске в нижней части разреза — известняковый конгломерат (4 *м*). Верхняя пачка (110 *м*) сложена известняками светло-серыми и серыми, тонкослоистыми, плитчатыми, с прожилками кальцита, в отдельных прослоях доломитистыми. На р. Нижней Тунгуске у Воронихина мыса известняки замещаются доломитами, на р. Большой Шорихе и других — тонкоплитчатыми мергелями, глинистыми известняками и доломитами.

Сухотунгусская свита. Ее разрез обнажен по рекам Нижней и Сухой Тунгускам, Мироедихе, Большой Шорихе и расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (270—285 *м*) сложена известняками темно-серыми до черных, тонкослоистыми, местами строматолитовыми, с включениями, линзами и прослойками кремней, а также отдельными прослоями пестроцветных глинистых доломитов (вблизи кровли). Строматолиты *Baicalia* K r y l., *B. prima* S e m i k h., *Tungussia nodosa* S e m i k h. [Семихатов, 1962] и катаграфии *Glebosites glebosites* R e i t l. (определение автора). В бассейне р. Большой Шорихи подсвита сложена в основном темно-серыми доломитами с пачками и прослоями известняков. Верхняя подсвита (370—380 *м*) повсеместно представлена доломитами сероцветными, плитчатыми и массивными с прослоями кремней (последних больше в кровле). В породах много прожилок белого кальцита и доломита.

Деревнинская свита распространена на всех ранее перечисленных участках. По литологическим признакам делится на пять пачек. Пачка 1 (нижняя) сложена серыми с желтыми пятнами строматолитовыми и вишнево-красными пелитоморфными доломитами (115 *м*). М. А. Семихатовым [1962] определены строматолиты *Baicalia* K r y l., *B. prima* S e m i k h., *Conophyton lituus* M a s l., *Collenia frequens* W a l c o t t. Катаграфии, по З. А. Журавлевой

(1964) и автору, представлены *Glebosites glebosites* Reitl. и *Vesicularites flexuosus* Reitl. Для пачки 2 характерно переслаивание песчаников зеленовато-серых разнозернистых кварцевых, алевролитов и аргиллитов темно-вишневых, зеленых и черных (10 *м*). В пачке 3 преобладают известняки пестроокрашенные строматолитовые (45 *м*). В пачке 4 наблюдается переслаивание песчаников серых кварцитовидных и аргиллитов зеленых, ржаво-бурых, черных, листоватых (25 *м*). Пачка 5 (верхняя) сложена пестроцветными строматолитовыми доломитами (22,5 *м*). Мощность свиты от 190 до 290 *м*.

Нижнетунгусская (буровая) свита. Стратотип обнажается на р. Нижней Тунгуске выше р. Известковой. Свита делится на две подсвиты. Нижняя из них (420 *м*) сложена сероцветными плитчатыми доломитами с прослоями известняков. Содержит пачку (50 *м*) строматолитовых известняков и доломитов с *Baicalia* Kryl., *B. rara* Semikh., *B. lacera* Semikh. В верхней подсвите (видимая мощность 460 *м*) преобладают известняки сероцветные, иногда с зеленоватым и вишневым оттенком, тонкослоистые, плитчатые, в верхней части глинистые. В известняках нами обнаружены онколиты *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. composita* Z. Zhur.

Шорихинская свита в западных разрезах залегает на подстилающих отложениях согласно, в восточных — с размывами. Свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя из них (660 *м*) сложена в основании ржаво-бурыми глинистыми сланцами (30 *м*), которые сменяются глауконито-сидеритовыми и кварцево-сидеритовыми мелкозернистыми песчаниками (20 *м*) с прослоями сидеритов. Выше залегают серые строматолитовые известняки с прожилками кальцита (55 *м*), которые венчаются мощной (до 480 *м*) толщей доломитов светло-серых с вишнево-красными пятнами, строматолитовых, в которых М. А. Семихатовым [1962] установлены *Baicalia* Kryl., *B. lacera* Semikh., *Minjaria* Kryl., *M. uralica* Kryl., *Gymnosolen* Stein., *G. confragosus* Semikh., а нами катаграфии *Nubecularites uniformis* Z. Zhur.

В верхней подсвите (265—320 *м*) преобладают доломиты плитчатые с желваками, линзами и прослойками черных, белых и красно-бурых кремней, а местами и с прослойками глинистого сланца.

Мироедихинская свита. Наиболее полный ее разрез описан нами на Енисее ниже устья руч. Каменного. Свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (50—55 *м*) в основании (5 *м*) сложена доломитами серыми, тонкоплитчатыми с кремнями и прослоечками глауконито-кварцевых песчаников. Выше залегают доломиты серые, кремовые и зеленоватые, местами вишневые, часто глинистые и песчанистые, среднеплитчатые, в верхней части битуминозные, с прослоями (до 0,4 *м*) зеленых аргиллитов, а в основании разреза — песчаников. По составу и строению подсвита сходна с нижней подсвитой платоновской свиты нижнего кембрия. Верхняя подсвита (90 *м*) сложена аргиллитами вишнево-красными и зеленоватыми (75 *м*), на которых залегают сероцветные сланцеватые известняки с прослоями конседиментационных брекчий, переходящие выше в темно-серые битуминозные доломиты.

Туруханская свита сложена преимущественно пестроокрашенными плитчатыми строматолитовыми доломитами (155 *м*), в отдельных прослоях пелитоморфными, с линзами аргиллита. По всему разрезу распространены строматолиты *Turuchania arbara* Semikh., *Tungussia nodosa* Semikh., *Minjaria* Kryl., *M. nimbifera* Semikh.

Речкинская свита выделяется условно. Единственный выход пород этой свиты известен на р. Нижней Тунгуске, в 1,25 *км* выше Дурного мыса, где разрез представлен известняками, реже доломитами темно-серыми,

Табли

Схема сопоставления протерозойских отложений Приенисей

Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Геохронологическая шкала, млн. лет	Западное Прианабарье	Игарский район
Палеозойская	Нижняя	Кембрийская	Нижний		Медвежинская свита *Oelandiela korobkovi*, *Anabarella plana* Немакит-далдынская свита *Torellella*, *Vesicularites bothridioformis*, *Vermiculites irregularis*, гр. Nubecularites	Алданский ярус Сухарихинская свита с *Nubecularites catagraphus*
				570±20		
Протерозойская	Верхняя				Старореченская свита (624—670 млн. лет) *Vesicularites lobatus*, *Nubecularites bothridioformis*, *Volvatella kokorica*, *Vermiculites irregularis* и др.	*Vermiculites tortuosus*, *Ambigolamellatus horridus* и катаграфии из группы Nubecularites
				1000±50	Билляхская серия: Юсмастахская свита	Излучинская свита
					Билляхская серия: 1170 млн. лет	Чернореченская свита: IV пачка
						Чернореченская свита: III пачка *Osagia tenuilamellata*, *Os. composita*, *Glebosites glebosites*
						Чернореченская свита: II пачка
						Чернореченская свита: I пачка *Osagia tenuilamellata*, *Glebosites glebosites*
						Губинская толща
					1300 млн. лет	Игарская толща
				1350±50	Котуйканская свита (1480 млн. лет)	Лудовская толща
				1500+1600	Мукунская серия: Усть-ильинская свита (1480—1550 млн. лет) Лабазтахская свита Бурдурская свита Ильинская свита	Медвежинская толща
	Средняя					
	Нижняя			1900—2100		

ца 1

ской зоны и Западного Приангарья Сибирской платформы

Туруханский район		Енисейский кряж
западная часть	восточная часть	западная часть / внутренняя зона
Платоновская свита: Верхняя часть — *Nubecularites catagraphus*, *N. parvus*; Нижняя часть — *Nubecularites catagraphus*, *Paleolina* (*Sabellidites* ex gr. *cambriensis* Jan.), *Vesicularites bothridioformis*, *Vermiculites irregularis*		Ярцевская свита (нижняя часть)
Дурномысская свита		Вороговская серия: Сухореченская свита, Мутнинская свита, Североречeнская свита
Речкинская свита		
Туруханская свита		
Мироедихинская свита		
Шорихинская свита *Nubecularites uniformis* < 925 млн. лет	Шорихинская свита	
Нижнетунгусская свита *Osagia tenuilamellata*, *Os. composita*		Тунгусская серия: Орловская свита; Барочная свита
Деревнинская свита *Vesicularites flexuosus*, *Glebosites glebosites*		Гремячинская свита, Бурмакинская свита, Крутошиверская свита
Сухотунгусская свита *Vesicularites flexuosus*, *Glebosites glebosites*		
Свита Линок		Сосновская свита
Стрельногорская свита		Конкинская свита
		Пемская свита
		Пенченгинская свита
		Свита хребта Карпинского

Продолжение табл. 1

Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Геохронологическая шкала, млн. лет	Енисейский кряж: юго-восточная часть, внешняя зона	Енисейский кряж: северо-восточная часть, внешняя зона
Палеозойская	Нижняя	Кембрийская	Нижний		Островная свита	Немчанская свита
Протерозойская	Верхняя			570±20	Тасеевская серия: Мошаковская свита, Чистяковская свита, Алешкинская свита	Чингасанская серия: Суктальминская свита, Чивилинская свита (688,700 млн. лет), Вандадыкская свита (747 млн. лет), Лопатинская свита
					Ослянская серия: Дашкинская свита, Нижнеангарская свита	
				1000±50	Тунгусикская серия: Киргитейская свита: Дадыктинская свита; Свита Серого ключа	
					Шунтарская свита (930—950 млн. лет)	
					Потоскуйская свита	Джурская свита; Красногорская свита (1050—1100 млн. лет)
					Сухопитская серия: Аладьинская свита	
					Свита Карточки	
					Погорюйская свита (1140 млн. лет)	
					Удерейская свита (1280 млн. лет)	
				1350±50	Горбилокская свита	
					Кординская свита	
	Средняя			1500+1600	Тейская серия: Пенченгинская свита	
	Нижняя			1900—2100	Свита хребта Карпинского	

строматолитовыми и пелитоморфными, плитчатыми, видимой мощностью 12—15 *м*. Отсюда определены строматолиты *Tungussia confusa* S e m i k h., *Minjaria* K r y l., *M. prosera* S e m i k h.

Дурномысская свита выделяется условно. Ее выходы известны в приустьевой части р. Нижней Тунгуски. Свита сложена доломитами светло-серыми, желтоватыми и кремовыми, с вишнево-красными пятнами, строматолитовыми, массивными и плитчатыми. Мощность — 120 *м*. Среди строматолитов М. А. Семихатовым [1962] определены *Turuchania arbara* S e m i k h., *Minjaria* K r y l., *M. procera* S e m i k h., *Tungussia nodosa* S e m i k h.

Не исключено, что дурномысская и речкинская свиты являются стратиграфическими аналогами верхов мироедихинской и туруханской свит, на что указывает сходство их вещественного состава. Этому не противоречит и комплекс строматолитов.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В основу сопоставления протерозойских образований рассматриваемой территории положена схема корреляций, принятая на Среднесибирском стратиграфическом совещании в Новосибирске в 1965 г., главными критериями при составлении которой послужили данные абсолютного возраста и результаты изучения катаграфий, онколитов, строматолитов. В геохронологической шкале, разработанной комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении наук о земле АН СССР (Афанасьев и др., 1964 г.), средний протерозой отвечает интервалу времени от 1500—1600 до 1900—2100 млн. лет, верхний протерозой — от 1600 ± 50 до 570 млн. лет. Верхний протерозой разделяется на три части: 1600 ± 50—1350; 1350—1000; 1000—570 млн. лет, соответствующие нижнему, среднему и верхнему рифею схемы Б. М. Келлера [1963] и др.

К среднему протерозою относятся тейская серия Енисейского кряжа, мукунская серия Западного Приангарья и условно — медвежинская толща Игарского района. Вышележащие образования докембрия включены в состав верхнего протерозоя.

Сопоставление верхнепротерозойских толщ Енисейского кряжа, Туруханского и Игарского районов ранее проводилось Г. И. Кириченко (1955, 1958, 1963 гг.), В. И. Драгуновым (1958, 1963 гг.), С. П. Микуцким [1960, 1963], Т. Н. Спижарским (1958, 1963 гг.), О. А. Вотахом, А. Н. Дмитриевым (1963 г.), В. М. Кляровским, В. М. Чайкой (1964 г.), О. А. Вотахом, Н. Ф. Ивлевым, С. П. Микуцким (1964 г.), В. М. Крымским (1965 г.), Д. И. Мусатовым, М. И. Волобуевым [1964].

Причем однозначно трактовалась почти всеми исследователями корреляция докембрия лишь Туруханского района и Енисейского кряжа. Исключение составляет сопоставление стратиграфических схем данных районов, предложенное Д. И. Мусатовым, В. И. Волобуевым [1964]. Эти авторы параллелизуют джурскую свиту с нижнетунгусской (буровой) по радиологическим данным; шунтарскую с мироедихинской (и шорихинской) свитой по изменению с их подошвы комплексов спор и строматолитов. Данных по абсолютному возрасту пород джурской свиты Д. И. Мусатов и М. И. Волобуев, к сожалению, не приводят.

По мнению М. А. Семихатова, изучавшего строматолиты, основная граница по смене их комплексов прослеживается в разрезе Енисейского кряжа в основании киргитейской (кровле шунтарской) свиты, а в Туруханском районе — на границе свит нижнетунгусской (буровой) и шорихинской. На этом же уровне происходит основная смена комплексов микропроблематики [Журавлева, 1964]. Для пород, залегающих непосредственно выше

данной границы, известно определение абсолютного возраста 925 млн. лет. Таким образом, здесь мы наблюдаем четко выраженную границу среднего и верхнего рифея.

Возможно, приведенные Д. И. Мусатовым и М. И. Волобуевым сопоставления киргитейской и туруханской свит основываются на находках строматолитов *Tungussia nodosa* Semikh. и *Minjaria nimbifera* Semikh. Но в киргитейской свите присутствуют *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen confragosus* Semikh. строматолиты из группы Baicalia, которые выше нижней половины шорихинской свиты не встречаются.

Джурская свита Енисейского кряжа по литологическим признакам (серые, розовые, вишнево-красные строматолитовые доломиты с прослоями красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников) и комплексам строматолитов (общие формы — *Conophyton lituus* Masl., *C. cylindricus* Masl., *Collenia frequens* Walc.) хорошо сопоставляется с деревнинской свитой Туруханского района. Только этим свитам присуще широкое развитие форм *Conophyton*. Проводимая нами корреляция косвенно подтверждается наличием в нижележащей части разрезов докембрия Енисейского кряжа и Туруханского района литологически сходных пар свит соответственно: Карточки — Линок, погорюйской — стрельногорской.

Гораздо сложнее обстоит дело с сопоставлением протерозойских образований Туруханского и Игарского районов. Полученные нами новые материалы по стратиграфии и палеонтологической характеристике древних толщ этих районов позволяют уточнить корреляцию свит средней части верхнего протерозоя. Так, в составе чернореченской свиты выделены 4 пачки, которые отчасти литологически, а главное по комплексам микропроблематики и их последовательной смене в разрезах хорошо сопоставляются снизу вверх с сухотунгусской, деревнинской, нижнетунгусской и, возможно, нижней частью шорихинской свитами Туруханского района (табл. 1). В пачке I чернореченской свиты определены катаграфии *Glebosites glebosites* Reitl., характерные для сухотунгусской (и деревнинской) свиты, а в пачке III, наряду с *Glebosites glebosites* Reitl. и онколиты *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Os. composita* Z. Zhur., которые в Туруханском районе известны пока только в нижнетунгусской свите.

Сопоставление нижних горизонтов верхнего протерозоя обоих районов с протерозойскими отложениями левобережья Енисея у авторов настоящего очерка вызывает разногласия. Проводимая Г. В. Козловым на основании литологического сходства параллелизация филлитов скважин рек Елогуя и Комсы с пестроцветными аргиллитами мироедихинской свиты, а хлорит-биотитовых сланцев Ермаковской площади с глинистыми сланцами нижних горизонтов шорихинской свиты, по мнению двух других авторов, слабо обоснована. Более убедительна в данном случае точка зрения В. Д. Накарякова [1961], Г. Б. Острого и А. Н. Резапова (1959 г.).

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ИГАРСКИЙ РАЙОН

В настоящее время выявлены и описаны основные разрезы кембрия по рекам Кулюмбе, Горбиачину, Брусу, Сухарихе, Енисею и предложен ряд местных схем расчленения кембрийских осадочных толщ на свиты, намечено ярусное и зональное расчленение кембрия в соответствии с регио-

нальными унифицированными схемами других районов Сибирской платформы [Микуцкий, 1960; Микуцкий и др., 1963; Драгунов, 1963; Даценко, Лазаренко, 1960; Даценко, 1963; Баженова, 1964]. Кроме того, сделана попытка создания местной биостратиграфической шкалы с подразделением среднего и верхнего кембрия на горизонты [Розова, 1963, 1964], нижнего кембрия и амгинского яруса на биостратиграфические зоны (Савицкий и др., 1964 г.). Тем не менее взгляды исследователей на стратиграфию кембрийских отложений района значительно отличаются.

В 1961—1965 гг. нами были изучены все наиболее полные разрезы кембрия Игарского района. Проведенное В. Е. Савицким и Ю. Я. Шабановым изучение фауны позволило установить, что возраст границ ранее выделенных литостратиграфических подразделений (свит) существенно различен на разных участках территории. В связи с этим было предложено отказаться от наименования «свита» для указанных подразделений, заменив его термином «толща», с сохранением географического названия (Савицкий и др., 1967 г.).

В разрезе кембрия Игарского района выделяются следующие толщи и свиты (снизу вверх).

Сухарихинская свита (верхняя часть) — сероцветные известняки, доломитовые известняки и доломиты с *Osagia* sp., *Nubecularites catagraphus* R e i t l.

Краснопорожская толща — пестроцветные известняки, глинистые известняки, мергели, доломиты. Состав пород на различных участках территории непостоянен. В верхней половине краснопорожской толщи на р. Сухарихе ниже устья р. Шумной наблюдается пачка доломитов, образующих «клин» доломитовых фаций Туруханского района в известняковых фациях Игарского района. Эти породы по литологическим особенностям и стратиграфическому положению близки породам костинской свиты и названы нами «костинскими» доломитами. Нижняя граница толщи на всей территории Игарского района проводится по подошве верхнего (журинского) подъяруса алданского яруса, верхняя — меняется от низов нижнеатдабанского уровня до верхнеатдабанского. Мощность колеблется от 52—79 *м* на р. Горбиачине до 290 *м* на р. Кулюмбе.

Шумнинская толща — сероцветные и черные известняки, глинистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-доломитовые известняки, мергели, доломиты. Нижняя граница имеет то же возрастное положение, что и кровля краснопорожской толщи, верхняя — почти везде одновозрастна — отвечает подошве зоны *Pseudanomocarina* амгинского яруса. Мощность в связи с различным возрастным объемом толщи меняется от 100 *м* на р. Кулюмбе до 370 *м* в бассейнах рек Горбиачина и Бруса.

Усть-Брусская толща — пестроокрашенные (красные, серые, зеленые) известняки, алевритистые и глинистые известняки, мергели. Отмечаются прослои аргиллитов, известковых конгломератов и конгломератовидных известняков. Нижняя граница толщи проводится по подошве зоны *Pseudanomocarina* амгинского яруса, верхняя находится на различных уровнях зоны *Anomocarioides* майского яруса. Мощность толщи не постоянная — максимальная в бассейне р. Бруса (450—460 *м*).

Лабазная толща — сероцветные известняки, глинистые известняки, мергели, доломитовые мергели, конгломератовые известняки и известняковые конгломераты. Состав толщи по площади несколько меняется. Нижняя граница колеблется так же, как и кровля усть-брусской толщи, а верхняя граница располагается несколько выше подошвы верхнего кембрия и наблюдается лишь в одном разрезе (р. Кулюмбе), где проводится в основании пачки известняковых конгломератов. Мощность толщи 664 *м*.

В верхнем кембрии выделяются две свиты, известные под названием «оракгинская» и «кулюмбинская». Возрастное и пространственное положения границ этих свит в настоящее время изучены слабо и требуют дальнейшего исследования.

Описанные литостратиграфические подразделения характерны лишь для восточных участков территории Игарского района, входящих в Игаро-Норильскую структурно-фациальную зону Сибирской платформы. В западной части района на Енисее, в 7 *км* ниже о. Плахинский, наблюдается сокращенный разрез нижне- и среднекембрийских отложений с выпадением ряда горизонтов. Значительно отличаются литологический состав отложений, а также комплексы органических остатков. Лишь породы и фауна майского века имеют сходство с лабазной толщей. Такое различие объясняется тем, что эта часть района расположена в другой структурно-фациальной зоне, относимой нами к северной ветви байкалид. Палеонтологическое обоснование схемы биостратиграфического расчленения и послойное описание нижне- и среднекембрийских отложений проведено ранее (Савицкий и др. [1964], Шабанов и др., 1967 г.).

Сопоставление разрезов доверхнекембрийских отложений восточной части Игарского района, а также выделение основных стратиграфических подразделений обосновываются богатым комплексом органических остатков.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Алданский ярус. Согласно унифицированной схеме кембрия Сибири (Решения, 1959 г.) алданский ярус нижнего кембрия разделяется на два подъяруса нижний (толбинский) и верхний (журинский). К толбинскому подъярусу относится верхняя часть сухарихинской свиты, описанная в предыдущем разделе.

Журинский подъярус. Породы подъяруса в пределах Игарского района представлены пестроцветными известняками, глинистыми и кремнистыми известняками краснопорожской толщи и темно-серыми и черными известняками и доломитами шумнинской толщи. По фауне повсеместно отчетливо выделяются два разновозрастных комплекса, соответствующих двум зонам: нижняя — зона *Helcionella rugosa* var. *paupera* — *Archaeolynthus polaris* — *Ajacicyathus anabarensis* и верхняя зона *Judomia*. Стратотип нижней зоны располагается на р. Сухарихе в 3 *км* ниже устья р. Шумной, парастратотип — на р. Горбиачине, в 4 *км* ниже устья р. Бруса. Мощность зоны в стратотипе 11 *м*. Отложения зоны отчетливо выделяются по фауне во всех изученных разрезах, за исключением кулюмбинского, где в породах, сопоставляемых нами с зоной *Helcionella rugosa* var. *paupera* — *Archaeolynthus polaris* — *Ajacicyathus anabarensis*, найдены только гастроподы — *Oelandiella* sp., *Pelagiella* sp.

Непосредственно выше зоны *Helcionella rugosa* var. *paupera* — *Archaeolynthus polaris* — *Ajacicyathus anabarensis* залегают породы, представленные во всех разрезах пестроцветными известняками, кремнистыми и глинистыми известняками мощностью около 70 *м*, охарактеризованные гиолитами и микропроблематикой *Amganella glabra* K r a s n., *Chancelloria aldanica* Z h u r. et K o r d e. Только в разрезе на р. Горбиачине в этих отложениях встречены редкие *Triangulaspis lermontoviae* L a z., *Pagetiellus lenaicus* (T o l l.) и *Paramicmacca*? sp. Вследствие отсутствия характерного комплекса фауны эти отложения выделить в самостоятельную зону не удается.

Еще выше располагаются отложения, выделяемые в зону *Judomia*.

Породы зоны *Judomia* в месте выделения ее стратотипа (р. Сухариха, 0,5—1,5 *км* ниже устья р. Шумной) представлены красновато-коричневыми

и вишнево-красными известняками краснопорожской толщи, белыми и светло-серыми «костинскими» доломитами и серыми, темно-серыми известняками низов шумнинской толщи. Видимая мощность зоны в стратотипе около 145 *м*. Зона по существу соответствует всей вышележащей части алданского яруса. Руководящими для всей зоны являются представители семейства Olenellidae. Из пагетид и проблематики, встречающихся также от подошвы и до кровли зоны, наиболее многочисленны *Pagetiellus*, *Triangulaspis* и *Amganella*. Другие органические остатки зоны группируются в два разновозрастных комплекса, из которых верхний выделяется в подзону *Calodissus — Erbiella*.

Приведенный состав фауны подзоны *Calodiscus — Erbiella* несколько необычен для алданского яруса. Наряду с типично позднеалданскими трилобитами и археоциатами, преобладающими в комплексе, здесь встречаются, с одной стороны, представители мрасского комплекса — *Erbiella* Алтае-Саянской области (Винкман и др., 1966 г.), с другой — единичные формы, характерные для санаштыкгольского горизонта той же области — *Rondocephalus* и *Poliellina*, а также руководящие формы олекминского горизонта ленского яруса.

В решениях Среднесибирского стратиграфического совещания 1965 г. мрасские слои отнесены к алданскому ярусу, санаштыкгольский горизонт — к ленскому. Совместное нахождение указанных форм расширяет наши представления об их вертикальном распространении и позволяет предполагать одновозрастность верхней части мрасских слоев с низами санаштыкгольского горизонта. Появление первых представителей санаштыкгольской фауны в верхних горизонтах алданского яруса хорошо увязывается с ее находками в верхней части переходной свиты алданского яруса юго-востока Сибирской платформы (Хоментовский, Репина, 1965 г.).

Ленский ярус. Детального расчленения ленского яруса восточной части Игарского района мы дать не можем из-за отсутствия полных разрезов. Однако в его средней части в разрезах рек Бруса и Сухарихи (верхнее течение) выделяется зона *Lermontovia*, представленная темно-серыми и черными известняками и кремнистыми известняками мощностью 22 *м*.

В верхней части ленского яруса наряду с типично ленскими формами *Lermontovia* появляются представители рода *Chondragraulos* (*Antagmopleura*), широко распространенного в среднекембрийских отложениях. Наличие тех и других форм фауны позволило рассматривать описываемые породы как самые молодые слои ленского яруса. Мощность яруса 80—90 *м*.

В нижнем кембрии правого берега Енисея, в 7 *км* ниже острова Плахинского, несмотря на сильно сокращенные мощности пород, устанавливается наличие почти всех горизонтов алданского яруса и ленский ярус. В основании фаунистически охарактеризованной части разреза залегает пачка серых и светло-серых известняков мощностью 4,5 *м*. Отмечаются желваки кремней. Вблизи кровли пачки обнаружены гастроподы *Pelagiella* sp., *Oelandiella sibirica* (?) V o s t., *Oelandiella* sp., *Helcionella* sp. и гиолиты Circothecidae. Стратиграфически выше залегают пестроцветные известняки и доломиты мощностью около 4,2 *м*. В 0,5—0,8 *м* от их подошвы гиолиты *Fistulositheca orbicularis* S y s., *Gracilitheca tchurani* S y s., *Notabilithus simplex* S y s., *Exilitheca nulta* S y s., *Tchuranitheca* (?) sp., археоциаты *Archaeolynthus polaris* (V o l o g.), *Nochoroicyathus* ex gr. *mirabilis* Z h u r., *Ajacicyathus* ex gr. *anabarensis* (V o l o g.), *Dictyicyathus* sp. В этой же пачке обнаружены трилобиты *Bigotina* aff. *malykanica* S y v.

Вышележащая пачка пород мощностью 1,5 *м* сложена серыми и светло-серыми тонкослоистыми и органогенными известняками, охарактеризованными

богатым комплексом трилобитов. Заканчивается разрез алданского яруса горизонтом светло-серых органогенных известняков (мощностью 2,2 *м*), лежащих на размытой поверхности подстилающих пород.

Слои с *Pelagiella*, по-видимому, отвечают низам зоны *Helcionella rugosa* var. *paupera — Archaeolynthus polaris — Ajacicyathus anabarensis*. Горизонт с *Hebediscus* и *Redlichina* сопоставляется с верхами подзоны *Calodiscus — Erbiella* зоны *Judomia*.

Отложения ленского яруса представлены светло-серыми и темно-серыми органогенными известняками общей мощностью 1,3 *м*, залегающими с размывом на различных слоях алданского яруса.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения среднего кембрия в Игарском районе по фауне отчетливо подразделяются на два яруса — амгинский и майский.

Амгинский ярус. Граница между ленским и амгинским ярусами согласная и проводится по подошве слоев с многочисленными представителями начала среднекембрийской эпохи. В амгинском ярусе фаунистически хорошо охарактеризованы лишь самые нижние и верхние его горизонты. В средней части яруса органических остатков не обнаружено. По трилобитам выделяются две зоны. Нижняя *зона Kounamkites rotundatus* включает в себя самые древние горизонты яруса, представленные черными кремнистыми и глинистыми известняками мощностью 9,0 *м*. Верхняя *зона Pseudanomocarina* сложена массивными светло-серыми известняками и глинистыми известняками мощностью 16—24 *м*.

В разрезе на правом берегу Енисея, в 7 *км* ниже о. Плахинский, отложения амгинского века залегают с размывом и резким угловым несогласием на различных горизонтах ленского и алданского ярусов. Представлены серыми, светло-серыми и красновато-серыми известняками мощностью около 4 *м*. Большинство родов и видов трилобитов в других районах Сибирской платформы являются характерными для амгинского яруса: зоны *Pseudanomocarina* [Чернышева, 1961], зоны *Paradoxides hicksi — Tomagnostus fissus* Унифицированной шкалы кембрия Сибири (Решения, 1959 г.) или, наконец, зоны *Tomagnostus fissus — Pseudanomocarina plana* Унифицированной схемы ЯАССР (Решения, 1963 г.). Исключением являются *Phalacroma glandiforme* и *Linguagnostus grönwalli*, находки которых обычно сопровождают комплекс фауны вышележащей зоны.

Породы амгинского яруса перекрываются отложениями, содержащими органические остатки зоны *Maiaspis — Aldanaspis recta* самой верхней зоны верхнего (анабарского) подъяруса майского яруса. В данном случае имеет место выпадение из разреза толщи осадков, по времени соответствующей двум нижним зонам майского яруса — зонам *Anopolenus* и *Anomocarioides* (Унифицированная схема кембрия Сибири, см. Решения, 1959 г.) или же применительно к стратиграфической шкале Игарского района зонам *Paradoxides rugulosus* и *Anomocarioides*.

Майский ярус. Граница между амгинским и майским ярусами среднего кембрия проводится по подошве слоев, в которых появляются типичные представители зоны *Paradoxides rugulosus*, относящейся уже к нижнему (чайскому) подъярусу майского яруса.

Нижний (чайский) подъярус. Отложения его представлены красноцветными мергелями и глинистыми известняками нижней трети усть-брусской толщи и по комплексу трилобитов выделены в местную биостратиграфическую зону *Paradoxides rugulosus*.

Зона Paradoxides rugulosus. Наиболее типично отложения зоны представлены на р. Брусе в 7 *км* выше ее устья. Мощность зоны около 145 *м*. Южнее, в бассейне р. Сухарихи эта зона сложена пестроцветными глинистыми известняками и мергелями нижней половины усть-брусской толщи видимой мощностью около 100 *м*.

Верхняя граница чайского подъяруса проводится по появлению многочисленных представителей семейства Anomocaridae — родов *Anomocarina* и *Anomocarioides*.

Верхний (анабарский) подъярус. По комплексам органических остатков расчленяется на две местные биостратиграфические зоны: *Anomocarioides* — (нижнюю) и *Maiaspis — Aldanaspis recta* — (верхнюю).

Зона Anomocarioides в месте ее стратотипического разреза (р. Брус. 7,5 *км* выше устья) сложена пестроцветными глинистыми известняками и мергелями усть-брусской толщи и сероцветными известняками, глинистыми известняками и известняковыми конгломератами лабазной толщи. Мощность зоны в этом разрезе около 425 *м*.

Два разновозрастных комплекса фауны, обособляющиеся в разрезах, позволяют выделить две подзоны.

Нижняя подзона — *Centropleura oriens* представлена пестроцветными мергелями, глинистыми известняками и известняками усть-брусской толщи мощностью около 215 *м*.

Подзона *Anomocarioides limbataeformis* охватывает самые верхние горизонты (80 *м*) усть-брусской толщи и нижнюю четверть (130 *м*) лабазной толщи. Первая из них представлена пестроцветными мергелями, глинистыми известняками и известковистыми конгломератами, во второй — цвет пород становится серым, появляются прослои известняков, уменьшается количество мергелей. Общая мощность подзоны 210 *м*.

На р. Кулюмбе зона *Anomocarioides* общей мощностью около 440 *м* представлена в нижней трети пестроцветными глинистыми и алевролитистыми известняками и мергелями усть-брусской толщи (мощность 155 *м*) и сероцветными известняками, глинистыми известняками и мергелями лабазной толщи мощностью 285 *м*. Здесь зона не разделяется на две подзоны так отчетливо, как в вышеохарактеризованном разрезе. Тем не менее намечаются два разновозрастных комплекса фауны, сходных с таковыми подзонами *Centropleura oriens* и *Anomocarioides limbataeformis* бассейна р. Бруса. Отличительной особенностью зоны р. Кулюмбе, по сравнению с отложениями р. Бруса, является наличие в ее верхних слоях родов *Oidalagnostus*, *Maiaspis* и *Rina*, обычно характерных для более молодых отложений.

В бассейне р. Сухарихи отложения, соответствующие по возрасту зоне *Anomocarioides*, бедны органическими остатками и выделяются по положению в разрезе, как согласно залегающие на породах с фауной зоны *Paradoxides rugulosus*.

Зона *Maiaspis — Aldanaspis recta* венчает разрез среднего кембрия. Представлена серыми, зеленовато-серыми известняками, глинистыми и алевритистыми известняками, мергелями и известняковыми конгломератами лабазной толщи, стратотип которой расположен на р. Кулюмбе, 3—4 *км* выше о. Лабазного, в ее среднем течении. Мощность зоны 330 *м*. В бассейне р. Бруса вскрыта только ее нижняя часть видимой мощностью 180 *м*.

Вблизи кровли зоны наблюдаются единичные находки трилобитов рода *Homagnostus*, характерного обычно для более молодых отложений. По подошве слоев с массовыми представителями данного рода и найденными вместе с ним *Catuniella*, *Nericella* и другими проводится граница между средним и верхним кембрием.

ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН

Отложения кембрия обнажаются только в западной части района, а на востоке они залегают под более молодыми палеозойскими образованиями платформенного чехла. Кембрийская система в этом районе представлена всеми тремя отделами.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

В разрезе отложений нижнего кембрия выделяются платоновская и костинская свиты.

Платоновская свита залегает на верхнем протерозое с угловым несогласием, глубоким размывом и часто с конгломератами или песчаниками в подошве. По литологическим признакам свита подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (45 *м*) представлена в основном доломитами серыми с желтовато-буроватым оттенком, плитчатыми иногда слабо известковистыми с прослоями грязно-зеленовато-серых глинистых и песчано-алевритистых доломитов, местами с включениями и прожилками битума, линзами кремней.

Среднюю подсвиту (130 *м*) составляют доломиты серые, кремовые и желтовато-серые с прослоями и линзами (0,15—0,5 *м*) тонкоплитчатых зеленовато-серых глинистых доломитов, мелкообломочных конгломерато-брекчий, гравелитов и гравелито-песчаников. Для всех пород характерно окремнение (желваки, линзы), знаки ряби; для нижних горизонтов — крупные строматолитовые образования. На р. Сухой Тунгуске у зоны Вороновского разлома самая верхняя часть (20 *м*) средней подсвиты представлена пачкой неравномерно переслаивающихся пестроцветных алевритово-глинистых сланцеватых доломитов. На р. Нижней Тунгуске (Стрельные горы) в верхней части средней подсвиты выделяется также пестроцветная пачка (48 *м*) доломитов с прослоями брекчированных доломитисто-глинистых известняков.

Верхнюю подсвиту (145 *м*) слагают преимущественно серые и кремовые доломиты с прослоями зеленовато-серых сланцеватых глинистых доломитов. В отличие от нижней и средней подсвит, доломиты здесь почти не содержат примеси терригенного материала. Характерными особенностями верхней подсвиты являются наличие отдельных столбчатых строматолитовых образований и присутствие в кровле (Стрельные горы) пачки неравномерно доломитистых известняков.

Костинская свита, согласно перекрывающая платоновскую, сложена в основном чрезвычайно для нее характерными кремово-желтыми массивными кавернозными доломитами. Свита представляет собой весьма монотонную толщу, и подразделение ее на подсвиты весьма затруднительно. В большинстве разрезов в костинской свите снизу вверх намечается следующая смена литологических особенностей пород — в нижней части преобладают массивные, кавернозные, неравномерно слабо известковистые разности доломитов; для средней части характерны повышенная известковистость доломитов (до прослоев и пачек доломитистых известняков), а также окремнение и отдельные строматолитовые образования; в верхней части в основном сохраняются литологические особенности более нижних горизонтов, но здесь чаще встречаются водорослевые доломиты, брекчированные и обломочные текстуры, следы подводных оползней и донных размывов; у кровли появляется пачка темно-серых известняков. Такая смена вещественного состава и текстурных особенностей пород в разрезе костинской свиты и послужила основанием для условного разделения ее на три подсвиты.

Нижняя подсвита (400 *м*) представлена доломитами кремовыми, преимущественно массивными, в отдельных горизонтах сахаровидными, песчани-

коподобными, брекчиевидными, слабо известковистыми и ожелезненными. У почвы наблюдаются прослойки и линзы окремненных известняков и доломитов с кремнистыми образованиями, напоминающими спикулы губок; здесь также имеются горизонты сульфатоносных и соленосных доломитов.

Среднюю подсвиту слагают преимущественно желтовато-кремовые массивные и грубоплитчатые, местами кавернозные и брекчированные доломиты. Здесь наблюдается обильное окремнение в виде тонких прерывистых прослоев линз и желваков; в средней части встречаются крупные караваеподобные и мелкие столбчатые строматолитовые образования; в верхней части доломиты часто брекчированы с признаками деформаций и следами волочения осадка, местами встречаются включения и прожилки кальцита и целестина. По р. Сухой Тунгуске у рч. Бечевник характерной особенностью является появление пачки (65 *м*) светло-коричневых неравномерно доломитистых известняков с остатками трилобитов и брахиопод. В верхнем течении р. Летней доломиты становятся более известковистыми, вплоть до появления прослоев и пачек (до 30 *м*) серых доломитистых, линзами органогенно-обломочных известняков. В пределах восточного крыла Голоярской антиклинали, почти по всему разрезу среди обычных для костинской свиты кремовых разностей доломитов прослеживаются темно-кремовые и пятнистые доломиты, а также горизонты водорослевых и окремненных доломитов. Для доломитов нижней части подсвиты характерна кавернозность за счет выщелачивания гипса и каменной соли, включения белого кальцита и барита, в отдельных горизонтах грубые знаки ряби. В средней части подсвиты имеется пачка (до 100 *м*) серых и темно-серых, прослоями органогенных известняков, переслаивающихся с кремовыми и темно-кремовыми доломитами. По р. Заказнику характерно появление среди кремовых доломитов пестроцветных сланцеватых глинистых доломитов, алевролитов и кварцитовидных песчаников. По всему разрезу здесь встречаются вторичные доломиты, которые образуют сеть прожилок или выполняют отдельные гнезда.

Верхняя подсвита в западном опорном разрезе по р. Сухой Тунгуске в районе «Первых камней» и других представлена доломитами кремовыми и светло-серыми, массивными и грубоплитчатыми, в отдельных горизонтах окремненными, брекчированными, с косой и волнистой слоистостью, включениями сульфатов и барита. В отдельных горизонтах нижней части подсвиты доломиты тонкоплитчатые, в средней мелкообломочные, с признаками внутриформационных размывов, в верхней — с прослоями доломитистых известняков со стилолитовыми швами. Весьма характерной для кровли подсвиты является пачка (около 30 *м*) известняков неравномерно доломитистых, темно-серых, битуминозных, тонкоплитчатых.

Существенные литолого-фациальные изменения подсвита испытывает в направлении с запада на восток, в частности на Дьявольской площади и в Тунгусской опорной скважине. Состав подсвиты также доломитовый, но доломиты здесь содержат включения и прослои до 0,3 *м* ангидрита и гипса, соленосные, глинистые и битуминозные.

Платоновская свита многими исследователями условно относится к алданскому ярусу (Григорьев и Репина, 1956 г.; Драгунов [1959]; Микуцкий [1960]; Зайцев, 1961 г.; Петраков, 1963 г.).

В нижних горизонтах глинистых доломитов средней подсвиты обнаружены остатки червей, которые, по заключению В. Е. Савицкого [1964] и Б. С. Соколова [1964], отнесены к *Sabellidites* ex gr. *cambriensis* Jan.*

* В последнее время Б. С. Соколовым (1965 г.) сабеллидптоидные трубки рассматриваются как остатки погонофор.

и характеризуют низы нижнего кембрия. Таким образом, нижняя граница кембрийских отложений в Туруханском районе фиксируется по почве платоновской свиты.

В отложениях костинской свиты кроме сборов трилобитов и брахиопод в двух ранее известных пунктах В. У. Петраковым обнаружено еще четыре пункта с остатками трилобитов хорошей сохранности.

На р. Нижней Тунгуске у пос. Северного стратиграфически выше (на 25 *м*) горизонта с обильными *Tungusella manica* R e p. найден новый комплекс — *Inouyina quadratica* P o l., *J.* (?) sp. nov., *Jakutus* aff. *guadriceps* (R j o n s.), *Nodiceps orenosa* S u v., *Lenaspis* aff. *opipara* S u v., *L.* sp., *Bergeroniaspis nitens* S u v., *Protolenus* (?) sp., Redlichiidae (определения В. Е. Савицкого)

На р. Сухой Тунгуске у рч. Бечевника список трилобитов известного горизонта с *Bergeroniaspis divirgens* L e r m., *Bathyuriscellus robustus* L e r m. пополнился такими формами, как *Solenopleurella* sp., *Jakutus* (?) sp. ind. и Ptjchoporiidae. Стратиграфически ниже данного горизонта в 35 *м* обнаружен новый горизонт, где В. Е. Савицким определены *Binodaspis* sp., *B.* cf. *sucunda* S u v., *Proerbia* sp., *Bigotina* (?) sp., *Shanganella* (?) sp. ind., *Bathyuriscellus* cf. *robustus* L e r m., *B.* sp., *Bergeroniaspis divergens* L e r m., *B.* ex gr. *divergens* L e r m. и *Solenopleurella* sp.

Находки трилобитов в отложениях средней подсвиты костинской свиты сделаны В. У. Петраковым в нижнем течении р. Сухой Тунгуски, в 13 *км* от устья (стратотип) и в верхнем течении р. Летней, близ устья р. Верхней Неручанды. На первом участке остатки трилобитов обнаружены в доломитах низов средней подсвиты, на втором — в пласте известняка из верхов средней подсвиты. По определению В. Е. Савицкого, в первом случае найдены единичные экземпляры *Bulaiaspis* sp., во втором — комплекс *Edelsteinaspis* cf. *ornata* L e r m., *Jnouyina* sp., *J.* aff. *quadratica* P o l. и Protolenidae.

Кроме того, автором в верховьях р. Летней и в среднем течении рч. Мундуйки встречены обломки трилобитов в верхней подсвите костинской свиты, которые, по определению В. Е. Савицкого, относятся к представителям рода *Chondranomocare.*

В 1966 г. Л. И. Килиной в шлифах из верхних слоев платоновской свиты (Стрельные горы) обнаружены остатки микропроблематик (катаграфии), из которых И. Т. Журавлевой определена *Nubecularites catagraphus* R e i t l. Данная форма известна также в подошве костинской свиты и в ее средней и верхней подсвитах на разных участках р. Нижней Тунгуски. Кроме того, на той же реке в районе Голого Яра в верхней подсвите костинской свиты обнаружены *Hieroglyphites mirabilites* R e i t l., *Vesicularites bofhrydioformis* (K r a s n o p.), которые, по заключению И. Т. Журавлевой, характеризуют ленский ярус нижнего кембрия.

В разрезе платоновской и костинской свит, согласно заключению В. Е. Савицкого, выделяются пять фаунистических горизонтов.

1. Наиболее древний из них содержит *Sabellidites* ex gr. *cambriensis* J a n. и соответствует нижней части алданского яруса.

2. Второй горизонт включает слой с *Bulaiaspis* и согласно существующим представлениям [Суворова, 1960; Унифицированная схема, 1956] отвечает толбачанскому горизонту ленского яруса. Однако не исключено, что слои с *Bulaiaspis* относятся к алданскому ярусу.

3. К третьему горизонту относятся отложения с многочисленными трилобитами *Tungusella manica* R e p., *Bergeroniaspis divergens* L e r m., *Proerbia* sp., *Binodaspis* sp., *Inouyina quadratica* P o l., *Jakutus quadriceps*

(R j o n s.), *Nodiceps orenosa* S u v., *Lenaspis opipara* S u v. и брахиоподами *Kutorgina lenaica* L e r m.

Этот комплекс органических остатков считается [Суворова, 1960; Унифицированная схема, 1956] характерным для олекминской свиты ленского яруса.

4. Четвертый горизонт характеризуется трилобитами верхней части ленского яруса — *Edelsteinaspis ornata* L e r m.

5. Горизонт со среднекембрийскими *Chondranomocare* (?) sp.

В соответствии с вышеуказанным распределением органических остатков по разрезу вся платоновская и нижняя подсвита костинской свиты относятся к алданскому ярусу, средняя подсвита костинской свиты — к ленскому ярусу, а верхняя подсвита — к амгинскому ярусу.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

До последнего времени большинство исследователей Туруханского района считали, что осадки среднего кембрия здесь отсутствуют.

Новый палеонтологический материал и литолого-фациальные сопоставления с более северными и южными разрезами Приенисейской зоны Сибирской платформы позволили нам впервые выделить в Туруханском районе отложения среднего кембрия в полном объеме. Нижнюю часть среднего кембрия (амгинский ярус) мы выделяем в составе верхней подсвиты костинской свиты по находкам в ней трилобитов *Chondranomocare* sp. Верхнюю часть (майский ярус) составляет залегающая на костинской свите пестроцветная глинисто-карбонатная толща, соответствующая низам покосной свиты в старом понимании. Эта толща как единое геологическое тело прослеживается во всех разрезах района, хорошо картируется, является относительно выдержанной в литолого-фациальном отношении и по мощностям. В. У. Петраковым она выделена в *летнинскую* свиту, так как на р. Летней (верхнее течение) вскрывается наиболее полный ее разрез.

Летнинская свита на реках Летней, Нижней и Сухой Тунгуске представлена доломитовыми мергелями и аргиллитами, вишнево-красными, реже зеленовато-серыми, с довольно частыми прослоями пестроцветных глинисто-известковистых доломитов и доломитистых известняков. Отдельные прослои указанных пород содержат примесь (до 20%) преимущественно кварцевого алевритового материала, а также неравномерно загипсованы. Мощность свиты на данных участках колеблется от 190 до 220 *м*. Переход между летнинской и костинской свитами литологически довольно резкий — на кремовые доломиты налегают вишнево-красные аргиллиты.

В Тунгусской опорной скважине летнинская свита по составу более доломитистая, загипсованная и ангидритизированная. Пестроцветные глинистые доломиты, наряду с доломитовыми мергелями и аргиллитами, становятся основной составной частью свиты, а розовато-белые гипсы и ангидриты образуют довольно частые гнезда, включения и линзы. Известняки в виде маломощных редких прослоев встречаются лишь в нижних и средних горизонтах свиты. В верхней ее половине глинисто-доломитовые разности часто содержат примесь (в среднем около 25%) алевритового материала. В ряде горизонтов встречаются многочисленные мелкие вкрапления пирита, магнетита, неравномерное ожелезнение.

По рч. Мундуйке состав свиты отличается повышенной известковистостью. В верхней части встречаются слои пятнистых водорослевых известняков с мелкозернистой и оолитовой структурой, со стилолитовыми швами,

примазками и включениями черного битума. Мощность свиты здесь приближается к 250 *м*.

Органическими остатками отложения летнинской свиты, как и ее возрастные аналоги в более южных районах Сибирской платформы, очень бедны. В отдельных прослоях известняков и доломитов из средней части свиты обнаружены пока лишь мелкие неопределимые фрагменты трилобитов и, возможно, брахиопод. Эту свиту мы условно относим к майскому ярусу, поскольку она залегает выше фаунистически охарактеризованных доломитов костинской свиты амгинского яруса и ниже известняков с фауной верхнего кембрия.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Фаунистически обоснованные отложения верхнего кембрия в Туруханском районе выделены автором в 1956 г. Они согласно перекрывают летнинскую свиту среднего кембрия и представлены преимущественно серо́цветными водорослевыми и оолитовыми известняками с прослоями пестроцветных глинистых известняков и доломитов.

Отложения хорошо прослеживаются во всех опорных разрезах района; В. У. Петраковым (1963 г.) они выделены в *усть-пелядкинскую свиту* по наиболее полному и хорошо фаунистически охарактеризованному разрезу на р. Курейке, близ устья ее левого притока — рч. Пелядки.

Усть-пелядкинская свита сложена известняками сероцветными, массивными и плитчатыми с прослоями пестроцветных более тонкоплитчатых доломитов и их глинисто-алевролитистых разностей. Известняки по всему разрезу водорослевые, онколитовые, оолитовые, органогенно-обломочные и детритусовые, со стилолитовыми швами; для доломитов характерны элементы волнистой и косой слоистости, знаки ряби и примесь (до 20%) преимущественно кварцевого алевролитового материала. Кроме указанных признаков мелководья по всему разрезу часто встречаются трещины усыхания, брекчированность, следы подводных оползней и течений. Во многих горизонтах известняков и доломитов наблюдается повышенная битуминозность и редкие вкрапления пирита.

Мощность свиты в Курейском разрезе достигает 300 *м*, а в более южных участках (бассейн р. Летней) уменьшается до 200 *м*.

В скважинах на Дьявольской и Большепорожской площадях состав свиты становится более доломитистым — по всему разрезу доломиты занимают почти равнозначное положение с известняками, образуя более или менее равномерное переслаивание, а в Тунгусской опорной скважине даже преобладают. В южных и восточных разрезах мощность свиты около 200 *м*.

По всему разрезу свиты в обнажениях по рекам Курейке, Мундуйке, Летней и в скважинах на Дьявольской площади собрана фауна трилобитов и брахиопод хорошей сохранности (коллекция брахиопод находится в стадии обработки); трилобиты же свидетельствуют о верхнекембрийском возрасте вмещающих пород. Из сборов автора совместно с С. П. Микуцким и В. Е. Савицким в Курейском разрезе Л. И. Егоровой в 1961 г. определены *Parakoldinia* sp., *P.* ex gr. *salairica* S i v o v, *Kuraspis* sp., *K. similis* N. T c h e r n., *K. obscura* N. T c h e r n., *Pesaia* (?) *perfida* N. T c h e r n., *Bolaspidina insignis* L e r m., *Brassicicephalus* sp., *B. jakuticus* L a z., *Plethopeltis stenorhachis* K o b., *Pterocephalina* sp., *P.* cf. *sibirica* Z. M a x.

Из сборов В. У. Петракова (1959—1961 гг.) в структурных скважинах на Дьявольской площади Л. И. Егоровой определены: *Brassicicephalus* sp., *B. jakuticus* L a z., *B. planus* L a z., *Parakoldinia* sp., *P. longa* R o s., *P.* ex gr. *salairica* S i v o v, *Pterocephalina* cf. *sibirica* Z. M a x., *Kuraspis*

sp., *K. similis* N. T c h e r n., *K. obscura* N. T c h e r n., *Pesaia* (?) *perfida* N. T c h e r n., *Bolaspidina insignis* L e r m., *Leconopleura* (?) *glabella* K o b.

Вышеуказанный комплекс, за исключением *Pterocephalina*, прослеживается почти по всему разрезу усть-пелядкинской свиты на всех участках и, по заключениям Л. И. Егоровой, характеризует нижнюю половину верхнего кембрия. Представители рода *Pterocephalina* встречены только в верхней трети усть-пелядкинской свиты в курейских разрезах (60 *м* от кровли) и в разрезе скв. 3-К на Дьявольской площади (30 *м* от поверхности предбаксанского размыва). *Pterocephalina* sp. и *P. sibirica* Z. M a x. на южной окраине Анабарской антеклизы тяготеют к средней части верхнекембрийских отложений. Там представители этого рода появляются со средних горизонтов мархинской свиты (франконский ярус, согласно североамериканской стратиграфической шкале) и вместе с *Parakoldinia* (*Koldinia*) и *Kuraspis* проходят в маркокинскую свиту [Савицкий, 1959]. Очевидно, и в нашем районе слои с *Pterocephalina* sp. будут относится к средине верхнего кембрия.

В самых нижних горизонтах усть-пелядкинской свиты на р. Сухой Тунгуске, близ устья рч. Покосной, нами в 1962 г. найдены остатки *Pseudokuraspis* sp.

В 1964 г. В. А. Марковский на р. Курейке в нижних горизонтах усть-мундуйской свиты, согласно перекрывающей усть-пелядкинскую, впервые обнаружил брахиопод *Eoorthis wichitaensis* W a l c. и *Syntrophopsis* sp., которые характеризуют самые верхи верхнего кембрия (определения О. Н. Андреевой). По материалам Новосибирского стратиграфического совещания 1964 г., граница между кембрием и ордовиком на северо-западе Сибирской платформы (бассейн р. Хантайки) проводится по кровле слоев с *Dolgeuloma* (*Neoldanaspis*) и *Eoorthis wichitaensis* W a l c.

Имеющийся фаунистический материал по верхнему кембрию в Туруханском районе позволяет стратифицировать его следующим образом.

1. Нижнюю границу верхнекембрийских отложений, по-видимому, следует проводить по подошве усть-пелядкинской свиты, где появляются *Pseudokuraspis*.

2. В составе нижней и средней третей усть-пелядкинской свиты выделять нижнюю часть верхнего кембрия (при трехчленном делении верхнего кембрия на Анабаре и в Игаро-Норильском районе).

3. Верхнюю треть усть-пелядкинской свиты с *Pterocephalina*, вероятно, следует относить к средней части верхнего кембрия.

4. Верхним горизонтам верхнего кембрия будут соответствовать не только нижняя сероцветная пачка перекрывающих доломитов усть-мундуйской свиты (нижняя подсвита), но и низы (около 70—100 *м*) пестроцветных доломитов средней подсвиты усть-мундуйской свиты, где встречены *Eoorthis wichitaensis* W a l c.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИАНГАРЬЕ

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Алданский ярус. *Мотская свита.* Породы этой свиты и ее стратиграфических аналогов обнажены по р. Тасеевой и на г. Камешек, а также полностью вскрыты Таёжнинской скв. 1-СП. В последней свита по литологическим признакам И. Н. Сулимовым и другими [1966] делится на три подсвиты, из которых нижняя (мощностью 200 *м*) представлена красноцветными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослойками слюдистого алевролита. В составе средней подсвиты (360 *м*) преобладают красноцветные

разнозернистые косослоистые песчаники с пластами конгломератов мощностью от 1 до 9 *м* (р. Тасеева, г. Камешек). Верхняя подсвита (210 *м*) сложена алевролитами с прослоями песчаников, реже аргиллитов. Суммарная мощность свиты в Тайнинской скважине составляет 770 *м*.

В Бирюсинском Присаянье (реки Тагул, Бирюса) аналогом мотской свиты является усть-тагульская свита, сходная с ней по литологическому составу. Мощность красноцветных терригенных отложений здесь сокращается до 250—280 *м*, а внутриформационных конгломератов увеличивается до 25 *м*. Далее на юг мотская свита вскрыта Нижнеудинской опорной скважиной, в средней и верхней ее подсвитах здесь широко развиты доломиты, ангидриты и аргиллиты. Мощность свиты около 250 *м*.

Усольская свита. Ее разрез вскрыт полностью Тынысской опорной скважиной и представлен чередующимися прослоями красновато-бурых и зеленовато-серых аргиллитов, глинистых алевролитов и мелкозернистых аркозовых песчаников, засолоненных доломитов и ангидритов с мощными (35—40 *м*) пластами каменной соли. Мощность свиты в этой скважине достигает 2000 *м*, что обусловлено подтоком массы каменной соли от крыльев к своду структуры.

При движении на восток мощность свиты уменьшается и в районе Заярска составляет 778 *м*, а в Нижнеудинске — 426 *м*, сокращается количество терригенного материала и пласты каменной соли имеют подчиненное значение по отношению к доломитам и ангидритам.

В Заярской скв. 1-О (инт. 1775,6—1785 *м*) В. С. Галимовой (1960 г.) найдены и определены отпечатки трилобитов *Elganellus* и *Malykania gribovae* S u v. Эти формы впервые описаны Н. П. Суворовой (1956 г.) в отложениях эльгянской свиты нижнего кембрия Якутии.

В предгорьях Енисейского кряжа и Восточного Саяна все свиты нижнего кембрия существенно отличаются от выделенных стратотипических разрезов, что объясняется их положением в другой структурно-фациальной зоне. Аналоги усольской свиты здесь совершенно лишены соленосных пород и представлены пестроцветной толщей кремнисто-карбонатно-терригенных пород (мощность 100—130 *м*), содержащих глиптоморфозы по каменной соли. Эта толща подстилается характерными красноцветными песчаниками мотской свиты и перекрывается карбонатными породами тальской (рассольнинской) свиты с фауной *Bulaiaspis* [Сулимов и др., 1966].

В Тайнинской скв. 1-СП (Канский район) в разрезе аналога усольской свиты преобладают красновато-серые песчанистые известняки и окремнелые известковистые доломиты, а в подчиненном количестве находятся алевролиты, мергели, песчаники.

Ленский ярус. *Бельская свита.* Полный ее разрез вскрыт Тасеевской и Тынысской опорными скважинами, а также колонковыми скважинами на Троицкой и Среднинской площадях. Верхняя часть свиты обнажается на р. Тасеевой («Дыроватый Утес»). В Канско-Тасеевском районе свита представлена чередованием пластов доломитов, часто известковистых, каменной соли и алевролитов. Большинством геологов бельская свита по литологическим признакам делится на три подсвиты, из которых нижняя (мощность 135 *м*) терригенно-галитовая, средняя (270 *м*) пестроцветная, доломитовая, с прослоями аргиллитов и песчаников, верхняя (235 *м*) пестроцветная, галито-доломитовая. Суммарная мощность свиты в бассейне р. Усолки по данным бурения составляет 640 *м*.

Бельская свита достаточно охарактеризована фаунистически. На р. Тасеевой в обнажении «Дыроватый Утес» в нижней части разреза (70 *м*) преобладают массивно-пластовые песчанистые, иногда окремнелые известняки,

реже известковистые доломиты, в которых А. А. Предтеченским в 1939 г найдены трилобиты *Bulaiaspis vologdini* L e r m., *B. predtezchenski* L e r m. *B. prima* L e r m. (определения Е. В. Лермонтовой). В этих же доломитах Б. А. Фуксом (1958 г.) были найдены трилобиты *Bulaiaspis taseevica* R e p., *Bergeroniaspis kutorginorum* L e r m. и *B. divergens* L e r m. Бельская свита в «Дыроватом Утесе» не содержит каменной соли и по литологическому составу стоит ближе к синхронным толщам предгорий Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Юго-восточнее рассмотренных разрезов, на Среднинской площади в скв. 37 (инт. 579—581 *м*), нами встречена фауна трилобитов *Bulaiaspis* sp. и *Kootenia* sp. (определение Л. И. Егоровой, 1965).

В районах к северо-востоку от Канска свита сложена в нижней части сероцветными доломитами и ангидрито-доломитами с единичными прослоями известняков, в средней и верхней — каменной солью с прослоями ангидрито-доломитов, глинистых доломитов, реже доломитистых известняков. Мощность свиты в районе Заярска равна 488 *м*. В низах бельской свиты в Заярской опорной скважине (1693—1694 *м*) В. С. Галимовой (1960 г.) встречены трилобиты *Bulaiaspis taseevica* R e p.

Булайская свита. Разрез свиты, вскрытый опорными и колонковыми скважинами, представлен чередованием прослоев доломитов и алевролитов с подчиненными пластами каменной соли и песчаников, а также ангидритов. Свита хорошо охарактеризована фаунистически.

В 1963 г. И. Н. Сулимовым на р. Тасеевой встречены формы трилобитов, которые, по определению Л. И. Егоровой (СНИИГГИМС), представлены *Bergeroniaspis subornata* S u v., *B.* sp., *Bathyuriscellus robustus* L e r m., *B.* aff. *jakutus* P o k r.

На Канарайской площади в скв. 15-У (инт. 866—876 *м*) в верхней части свиты встречена фауна, среди которой Л. И. Егоровой определены *Bathyuriscellus* sp. nov., *Bergeroniaspis subornata* S u v., *Tungusella manica* R e p., *Redlichina* sp., *Termieraspis poletaevae* R e p., *T. solbinica* R e p. и *Bigotina egregica* R e p., а в скважине 17-У (инт. 970—984 *м*) — *Bathyuriscellus* sp. nov., *Tungusella manica* R e p., *T.* cf. *obesa* R e p., *T.* sp., характерные для олекминского горизонта.

На Тынысской площади в скв. 1-К (инт. 264—271,8 *м*) собрана и определена фауна *Bathyuriscellus* sp. На Караульнинской площади в скв. 28 в верхней части булайской свиты из наших сборов Л. И. Егоровой определены (инт. 1164,7—1168,7 *м*) *Jakutus* sp. nov., *Bigotina* aff. *egregica* R e p., *Bathyuriscellus jakuticus* P o k r. et J e g o r. (M. S.) (олекминский горизонт). В Троицкой скв. 29-К (инт. 1031,6—1084 *м*) встречены Jakutidae? и *Bergeroniaspis divergens* L e r m.

В Канском районе в Тайнинской скв. 1-СП в средней части рассольнинской свиты (аналог бельской, булайской и ангарской свит) в алевролитах (инт. 835,7—838,7 *м*) найдены обломки трилобитов *Bergeroniaspis* sp. и Jakutidae S u v. (определение Л. И. Егоровой). Мощность средней пачки определяется в 274 *м*.

В Присаянье разрез карбонатного нижнего кембрия (тальская свита), как и в предгорьях Енисейского кряжа (рассольнинская свита), резко отличен от стратотипа. Бедные находки фауны не позволяют выделить в этих свитах биостратиграфические горизонты амфитеатра.

В Заярской скв. 1-О В. С. Галимовой определены те же виды трилобитов: *Bergeroniaspis*, а также *Binodaspis spinosa* L e r m., *B.* sp., *Solenopleurella* sp., *Proerbia prisca* L e r m., брахиоподы: *Kutorgina flerovae* L e r m. и в Мироновской скважине — *Binodaspis spinosa* L e r m., *B.* sp.,

Табли

Схема корреляции разрезов нижнего палеозоя и позднего докембрия

Система	Отдел	Ярус	Туруханский район	Район Чадобецкого массива
Силурийская	Нижний	Венлокский	Известняки 120—140 *м*	
		Лландоверский	Известняки, мергели, граптолитовые сланцы 120 *м*	
Ордовикская	Верхний	Долборский		
	Средний	Мангазейский	Неручандская свита 20—55 *м*	
		Криволуцкий		
	Нижний	Чуньский		
		Усть-кутский	Усть-мундуйская свита 0—70 *м*	Усть-кутская свита ~170 *м*
Кембрийская	Верхний		Усть-пелядкинская свита 200 *м*	
	Средний	Майский	Летнинская свита 200 *м*	Эвенкийская свита 200 *м*
		Амгинский	Костинская свита (верхняя подсвита) 380 *м*	
	Нижний	Ленский	Костинская свита (средняя и нижняя подсвиты) 1100 *м*	Нерасчлененная карбонатная толща 900—1000 *м*
		Алданский	Платоновская свита 320 *м*	Мотская (мошаковская) свита 150 *м*
Вендский комплекс				Тасеевская серия: Чистяковская свита 120 *м*; Алешинская свита 350—400 *м*

ца 2

юго-запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

Заярск	Бассейн р. Тассеевой	Енисейский кряж Северная часть
		Известняки, песчаники 120 *м*
Кежемская свита 50 *м*	Кежемская свита 80—120 *м*	Известняки, алевролиты 60 *м*
Братская свита 160 *м*	Братская свита 200—555 *м*	Столбовая свита 100 *м*
Мамырская свита 110 *м*	Мамырская свита 288—370 *м*	
Бадарановская свита 15 *м*	Бадарановская свита 245—555 *м*	Байкитская свита 20—120 *м*
Ийская свита 15 *м*	Ийская свита 245—563 *м*	Чуньская свита 80—120 *м*
Усть-кутская свита 115 *м*	Луговская свита 260 *м*	Пролетарская свита 150—160 *м*
Верхоленская свита 584 *м*	Верхоленская свита 900—1300 *м*	Эвенкийская свита 350—850 *м*
Ангарская свита 620 *м*	Ангарская свита 348—506 *м*	Лебяжинская свита 500—1500 *м*
Булайская свита 112 *м*	Булайская свита 104—250 *м*	
Бельская свита 488 *м*	Бельская свита 500—600 *м*	
Усольская свита 788 *м*	Усольская свита 1000—1500 *м*	Огневская свита 500 *м*
Мотская свита 300 *м*	Мотская свита 386—680 *м*	Мотская свита до 2500 *м*
	Чистяковская (оселочная) свита 0—400 *м*	Оселочная (чивидинская) свита 1200 *м*
	Алешинская свита 200—1500 *м*	Лопатинская (карагасская) свита до 1500 *м*

Продолже

Система	Отдел	Ярус	Енисейский кряж: Низовья Ангары	Внешняя: Северо-запад
Силурийская	Нижний	Венлокский		
		Лландоверский	Кежемская свита 40—120 *м*	
Ордовикская	Верхний	Долборский	Братская свита 180—250 *м*	Братская свита 200—255 *м*
	Средний	Мангазейский	Мамырская свита 68—230 *м*	Мамырская свита 353 *м*
		Криволуцкий		
	Нижний	Чуньский	Бадарановская свита 45—520 *м*	Бадарановская свита 350—520 *м*
			Ийская свита 160—530 *м*	Ийская свита 500—695 *м*
		Усть-кутский	Усть-кутская свита 105 *м*	Луговская свита 160—230 *м*
Кембрийская	Верхний		Эвенкийская свита до 700 *м*	Туманшетская свита до 1300 *м*
	Средний	Майский		
		Амгинский		
	Нижний	Ленский	Зеледеевская свита 140 *м*	
			Агалевская свита 280 *м*	Тальская (введенская) свита > 650 *м*
			Климинская свита 315 *м*	
		Алданский	Иркинеевская свита 190 *м*	Аналог усольской свиты 130 *м*
			Островная свита 200—900 *м*	Усть-тагульская свита 250—780 *м*
Вендский комплекс			Чистяковская (оселочная) свита 700 *м*	Оселочная свита 1400—2300 *м*
			Алешинская свита 1700—2000 *м*	Карагасская свита до 1200 *м*

ние табл. 2

Восточный Саян		
зона	Внутренняя зона	
Иркут — Олха	Манский синклинорий	Боксон — Сархойский синклинорий
	Нарвская свита до 1500 м	
		Яматинская свита > 500 м
	Баджейская свита 2000—2200 м	Мангатгольская свита 700—900 м
Введенская свита > 750 м	Колбинская свита 1900 м	Хужиртайская свита 700—1000 м
		Билютинская свита 900—1500 м
Куртунская свита 137 м		Харагантинская свита до 500 м
Мотская свита 330 м	Жержульская свита 1000—1700 м	Забитская свита 400—750 м
Ушаковская свита 107 м	Анастасьинская свита 500—1600 м	Сархойская свита 1500—4000 м
Олхинская свита до 800 м	Ангульская свита 0—1250 м	

Solenopleurella sp., *Bathyuriscellus* sp. nov. Мощность булайской свиты в Тасеевском районе достигает 250 *м*, а в районе Заярска — 112 *м*.

Ангарская свита. Отложения свиты в пределах рассматриваемого района обнажаются в сводах отдельных антиклинальных поднятий на реках Усолке и Тасеевой, а также вскрыты многими опорными и колонковыми скважинами. Ее разрез представлен переслаиванием доломитов и ангидрито-доломитов песчанистых, часто водорослевых, алевролитов, мелкозернистых песчаников и каменной соли с подчиненными прослоями известняков. Возраст свиты определяется комплексом трилобитов. А. А. Предтеченским (1939 г.) на правом берегу р. Усолки ниже Троицкого соляного завода в отложениях свиты найдены трилобиты *Bathyuriscus obrutchevi* L e r m. (определение Е. В. Лермонтовой). На Канарайской площади, расположенной к югу от р. Тасеевой, в скв. 103 (инт. 1037—1041 *м*) нами встречена фауна трилобитов *Pseudoeteraspis angarensis* N. T c h e r n.

В районе г. Канска с ангарской свитой может быть условно сопоставлена верхняя пачка (мощность 235 *м*) рассольнинской свиты, лежащая на фаунистически охарактеризованной булайским комплексом фауны (Тайнинская скв. 1-СП) средней пачке.

В Заярской опорной скважине (инт. 1139—1158 *м*) из отложений ангарской свиты В. С. Галимовой (ВСНГ) определены *Parapoliella obrutchevi* L e r m., *P.* sp., характерные для кетеменского горизонта Якутии.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Верхоленская свита. Обнажается по рекам Тасеевой, Усолке, Бирюсе, а также вскрыта многими скважинами. Сложена красноцветными известковистыми аргиллитами и мергелями, алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками, с прослоями доломитов и известняков. Делится на три подсвиты: нижнюю гипсоносную, среднюю терригенную и верхнюю мергелистую.

В бассейнах рек Бирюсы и Уды верхоленская свита залегает на породах ангарской свиты с постепенным переходом. Ближе к Енисейскому кряжу с подошвой свиты связаны конгломераты, и кровля ангарской свиты размыта.

В пределах Канско-Тасеевского района мощность свиты колеблется от 600 до 1300 *м*, а ее разрез испытывает заметное фациальное изменение. На Кондратьевской и Михайловской площадях скважинами вскрыта песчано-конгломератовая толща (450—500 *м*), которую геологи треста ВСНГ выделили под названием «дзержинской свиты»; соответствует она верхней части верхоленской свиты. Следует заметить, что дзержинская свита связана с отложениями верхоленской свиты постепенным переходом, обычно залегает на ее средней или нижней подсвитах.

В заключение отметим, что нами проведена корреляция разрезов кембрия юго-западного Приангарья с одновозрастными толщами смежных районов, включая Саяно-Енисейскую складчатую область. Эта корреляция отражена в табл. 2.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ФАЦИИ КЕМБРИЯ

В настоящее время существует немало работ, в той или иной степени посвященных палеогеографии Сибирской платформы. К сожалению, большинство авторов палеогеографию трактуют по-разному. Неоднозначные представления о фациально-палеогеографических обстановках, существо-

вавших в кембрийский период на различных участках рассматриваемого региона, обусловлены рядом причин и в первую очередь отсутствием у исследователей единого мнения о стратиграфии кембрийских отложений, а также недостаточной изученностью вещественного состава и условий образования осадков данного возраста.

Не останавливаясь на анализе существующих представлений о палеогеографии кембрия, отметим, что часть из них значительно устарела, а большинство других касается лишь отдельных участков интересующей нас территории. Наиболее крупные обобщающие исследования по рассматриваемому вопросу проведены недавно группой геологов различных организаций, составившей серию палеогеографических карт (главный редактор Т. Н. Спижарский) для атласа СССР.

В 1964 г. во ВСЕГЕИ под руководством Я. К. Писарчик завершена сводка большого фактического материала по палеогеографии Сибирской платформы в кембрии и составлен атлас литолого-палеогеографических карт. Авторами указанной работы использованы и материалы геологов СНИИГГИМС В. Е. Савицкого, В. У. Петракова, С. П. Микуцкого и других, проводивших изучение кембрийских отложений в пределах северо-западного и северо-восточного обрамлений Тунгусской синеклизы. В. Е. Савицкий и В. У. Петраков, кроме того, участвовали в составлении атласа литолого-палеогеографических карт.

Некоторые данные по рассматриваемому вопросу имеются также в статьях, опубликованных в сборнике докладов советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса (Т. Н. Спижарский, 1964 г.) и в томе «Стратиграфия СССР, кембрийская система» (Т. Н. Спижарский, Л. И. Боровиков, 1965 г.).

Краткий очерк палеогеографии западной части Сибирской платформы в кембрийском периоде нами дается на основании представлений, изложенных в работе Я. К. Писарчик и других «Палеогеография Сибирской платформы в кембрии» (ВСЕГЕИ), с учетом опубликованных материалов других исследователей и новейших данных, полученных геологами СНИИГГИМС.

Описание палеогеографии интересующей нас территории следовало бы начать с рассмотрения физико-географической обстановки, которая сложилась в данном регионе к началу кембрийского периода. Вместе с тем, как уже упоминалось выше, у различных исследователей нет единого мнения о стратиграфии кембрийских отложений и, в частности, о их нижней границе. В связи с этим мы попытаемся представить лишь общую картину тех тектонических и физико-географических условий, которые господствовали на описываемой территории в предшествующее кембрийскому время.

К началу платформенного этапа осадконакопления поверхность фундамента Сибирской платформы в целом представляла собой уже значительно денудированную область сноса с достаточно сглаженным, а иногда и пенепленизированным рельефом, о чем свидетельствуют остатки размытой коры выветривания в отдельных ее районах. Последнее обстоятельство позволяет предполагать господство на этой территории теплого или жаркого, возможно, влажного климата.

К этому же времени приурочено начало коренного изменения общего тектонического режима и структурного плана Сибирской платформы, превращение ее из области поднятий в область преимущественно опусканий и прогибаний.

Начавшаяся в позднем докембрии трансгрессия охватила еще не все районы платформы. Обширные территории в ее центральной части, в том числе и большая площадь Тунгусской синеклизы, продолжали оставаться

сушей. В цикл осадконакопления были вовлечены преимущественно краевые части платформы, среди которых находились Туруханский и Игарский районы, где в это время накапливались осадочно-вулканогенные образования (Игарский район) и терригенно-карбонатные преимущественно доломитовые осадки (Туруханский район).

Следует отметить, что осадкообразование в позднем докембрии происходило, как правило, в мелководных бассейнах, о чем свидетельствуют часто встречаемые знаки ряби, косая слоистость, трещины усыхания, а также широкое распространение водорослей в отложениях этого возраста. Трансгрессия носила спокойный равномерный характер, что подтверждается сравнительно небольшой ролью грубообломочных пород в комплексе осадков позднего докембрия. Это же свидетельствует о слабой расчлененности рельефа в областях сноса. В отложениях позднего докембрия довольно широко распространены органические остатки, которые принадлежат к строматолитам и мелким проблематическим организмам. Скелетных форм в них до настоящего времени не обнаружено.

Начавшаяся в позднем докембрии коренная перестройка тектонического режима и структурного плана Сибирской платформы, в кембрийском периоде получила свое дальнейшее развитие. Уже в начале этого периода, в раннеалданское (юдомское) время, отмечается новый этап трансгрессии, благодаря которому почти вся платформа оказалась включенной в область осадконакопления. В центральной части Тунгусской синеклизы, тем не менее, продолжала существовать суша, подвергавшаяся дальнейшей пенепленизации. Размеры ее, вероятно, значительно сократились. Эта гипотетическая суша со всех сторон окружалась громадным эпиконтинентальным бассейном, охватывающим большую часть Сибирской платформы. Раннеалданское море было сравнительно мелким и хорошо прогревалось; на дне его отлагались преимущественно карбонатные осадки. В Игарском районе в это время накапливались известняки и доломиты, в Туруханском — преимущественно доломиты.

Для раннеалданских, как и для подстилающих отложений, характерно широкое распространение органических остатков, преимущественно водорослей. Вместе с тем здесь наблюдается появление скелетных организмов — *Sabellidites*.

В *позднеалданское* (журинское) время Сибирская платформа продолжала испытывать опускание, вследствие чего трансгрессия получила свое дальнейшее развитие. В центральной части Тунгусской синеклизы в позднеалданское время суша претерпела дальнейшее значительное уменьшение и существовала уже, вероятно, в виде отдельных островных архипелагов с выровненным рельефом. О наличии этой суши свидетельствует распространение глинистого красноцветного материала в отложениях журинского подъяруса к северу и востоку от указанного региона.

На юго-западном обрамлении синеклизы в описываемый период времени господствовала область континентального осадконакопления. Здесь располагалась аллювиальная равнина, на которой отлагались русловые и дельтовые осадки, отложения временных потоков и пр. С запада к ней примыкала суша, служившая на юге основным источником сноса. Между этой зоной и гипотетической сушей в центральной части Тунгусской синеклизы располагалась, вероятно, обширная область прибрежной равнины, периодически затоплявшейся водами трансгрессирующего эпиконтинентального бассейна. Эта равнина протягивалась к югу. Существование ее в районах Нижнего Приангарья доказывается наличием в разрезах верхних частей мотской свиты, наряду с красноцветными песчаниками со знаками косой слоистости

и линзами гравелитов и конгломератов, прослоев глинистых доломитов. О временном выходе осадков из-под воды свидетельствуют часто встречающиеся здесь глиптоморфозы по каменной соли.

С юго-востока, востока и северо-востока прибрежную равнину огибала область мелководного эпиконтинентального бассейна с непостоянной, но с преобладанием повышенной и высокой соленостью вод. Эта область протягивалась и дальше на запад, достигая р. Енисея в Туруханском районе. Игарский район находился в пограничной зоне между указанной областью и областью с преобладанием нормальной солености вод, которая распространялась в это время к северо-востоку и северу от интересующей нас территории и в числе других включала Норильский район. Упомянутая пограничная зона характеризовалась массовым развитием археоциат и их биогерм, что, по-видимому, было обусловлено определенным комплексом фациальных и палеогеографических особенностей, существовавших на этом участке.

Такими особенностями могли быть условия определенной слабо повышенной солености вод, а также наличие большого мелководья и отмелей, создававшихся, вероятно, в той или иной степени благодаря жизнедеятельности самих археоциат и водорослей. Последнее очень важно для понимания причин, по которым в одном и том же бассейне могли существовать области различной солености вод. Именно в такой пограничной «археоциатовой» зоне в условиях крайнего мелководья возникал затрудненный водообмен между указанными областями.

Сходные палеогеографические условия продолжали оставаться и в *раннеленском* времени. Тем не менее в это время наблюдается дальнейшее расширение нижнекембрийской трансгрессии, что вызвало известные изменения характера осадконакопления в описываемый период. К числу последних прежде всего следует отнести значительное увеличение территории, занятой платформенным эпиконтинентальным бассейном, обусловленное затоплением аллювиальных равнин и резким уменьшением прибрежных зон. Этот бассейн охватил почти всю площадь Тунгусской синеклизы и ее обрамлений. Большую часть его составила мелководная область с повышенной и высокой соленостью вод (лагунная зона), которая на северо-западе платформы сменялась областью нормальной солености вод (морская зона). Общий план расположения морской и лагунной областей в раннеленское время остался таким же, как и в предыдущее, однако уже с начала ленского века в этих зонах отмечается значительная дифференциация тектонических движений, обусловившая замедленное прогибание морской области при интенсивном прогибании лагунной. Так, мощность раннеленских отложений в Игарском районе около 30 *м*, а в Туруханском районе (лагунный режим осадконакопления) возрастает до 300 *м* и более. Отличительной чертой палеогеографии описываемой территории в раннеленское время является резкое сужение, а иногда и отсутствие «переходной» археоциатовой зоны со слабо повышенной соленостью вод. Тем не менее зона затрудненного водообмена между морской и лагунной областями, несомненно, существовала. Это можно объяснить широким развитием здесь в условиях предельного мелководья водорослевых и оолитовых образований. Массовое распространение их отмечается в карбонатных отложениях на севере Туруханского района.

Результатом расширения трансгрессии в раннеленское время явилось также дальнейшее сокращение суши в центральной части Тунгусской синеклизы, которая теперь сохранилась, вероятно, лишь в виде сравнительно небольшого острова (или группы островов). О том, что такая реликтовая суша все же существовала, свидетельствует наличие песчаных (иногда красноцветных) прослоев в отложениях раннеленского возраста на некоторых

участках Туруханского района. Основным источником сноса на юго-западе платформы продолжала оставаться суша в Приенисейской зоне.

В *позднеленское* время на Сибирской платформе наблюдается дальнейшее развитие тех палеогеографических областей мелководного эпиконтинентального бассейна, которые сформировались уже к концу алданского времени.

В северо-западной части территории (Игарский район) по-прежнему располагается бассейн с преобладающе нормальной соленостью вод. Здесь, как и в раннеленское время, сохраняются условия, благоприятные для образования богатых органическим веществом глинисто-известковистых, часто окремненных пород (типа доманиковых). Существуют также районы с изменчивой соленостью вод бассейна, соответствующей иногда стадии отложения доломита. Почти в тех же границах, что и в раннеленское время, располагается лагунная область с повышенной и высокой соленостью вод. Граница между этими двумя областями по-прежнему проходит по весьма узкой «переходной» зоне, выделяемой иногда условно.

Области сноса на Сибирской платформе в конце ленского века сохраняют в основном тот же рельеф и местоположение, что и в предшествующее время. Однако суша в центральной части Тунгусской синеклизы, реликты которой отмечались в начале ленского века, к этому времени, вероятно, исчезает. Сохраняется в главных чертах и общий структурный план описываемой территории. По-прежнему морская область (Игарский район) характеризуется крайне замедленным погружением, в то время как вся лагунная область испытывает гораздо большее общее опускание, амплитуда которого увеличивается в северных районах. Вместе с этим произошло расширение солеродных зон, которые ранее отмечались лишь на юге платформы. Гидрохимические показатели в северных частях Тунгусской синеклизы и в Туруханском районе косвенно свидетельствуют, что эту территорию в позднеленское время можно отнести к внутренней зоне лагунной области, где, хотя бы на отдельных участках, возможно, происходило интенсивное соленакопление. Это обусловлено ослаблением связи между морской и лагунной областями и повышением солености вод бассейна в последней. Теплый или жаркий аридный климат, установившийся еще к началу платформенного этапа осадконакопления, сохраняется и в позднеленское время.

В *амгинский* век остаются в основном прежними границы распространения морских и лагунных областей осадконакопления. Прогибание морской области в начале среднего кембрия, так же как и раньше, происходит гораздо медленнее, чем лагунной области. В первой в начале амгинского века продолжают накапливаться глинисто- и кремнисто-известковые отложения, богатые органическим веществом. Однако с середины века характер осадконакопления меняется, о чем свидетельствует распространение в Игарском районе в отложениях верхней половины амгинского яруса сероцветных, часто глинистых известняков без заметной концентрации органического вещества.

Развитие лагунной области, охватывающей большую часть интересующей нас территории, в амгинском веке имело некоторые особенности. Если в позднеленское время здесь можно было предполагать наличие зон, где происходило интенсивное соленакопление, то в амгинском веке область соленакопления значительно сузилась. Солеродный бассейн, занимавший в конце нижнего кембрия громадные территории на юге Сибирской платформы, к описываемому времени резко сократился, и солеродные зоны продолжали существовать лишь в районах юго-западного Приангарья.

Таким образом, в амгинском веке существенных изменений в палеогеографической обстановке описываемой территории, за исключением указанных

моментов, не произошло. Что же касается Сибирской платформы в целом, то в южных ее частях с начала этого века поступательное развитие кембрийской трансгрессии все более заметно стало сменяться регрессией, первые признаки которой отмечаются еще в позднеленское время.

Эта тенденция к изменению тектонического режима платформы отчетливо проявилась в *майском* веке. Развитие регрессии носило ритмичный характер, и эпиконтинентальный бассейн, вероятно, не сразу покинул эту территорию. Южную границу его определить трудно, однако несомненно, что «лагунная» область кембрийского бассейна в майском веке значительно сократилась. В этой области и, в частности, в Туруханском районе накапливались известняки, доломиты и ангидриты, что свидетельствует о непостоянстве степени солености вод. Высокая глинистость карбонатных пород свидетельствует о значительной отдаленности областей сноса, которые располагались в Приенисейской зоне.

Нормально-морские условия осадконакопления в майском веке сохранялись в Игаро-Норильском районе. Здесь отлагались преимущественно известковые и глинисто-известковые осадки, часто характеризующиеся ритмичностью.

Переходная зона между лагунной и морской областями эпиконтинентального бассейна в майское время в основных чертах сохраняла свое положение. Такое постоянство указанной зоны на протяжении столь длительного времени наводит на мысль о том, что здесь, вероятно, существовали какие-то линейные глубинные структуры древнего заложения. Вероятнее всего, такими структурами являлись крупные региональные разломы северо-западного простирания, которые начали свое существование еще при образовании чехла платформы.

Характерным для майского века является и тот факт, что отложения этого возраста, как правило, содержат примесь глинистого материала, который к тому же очень часто обусловливает красноцветную окраску пород, что свидетельствует об усилении эрозионной деятельности в области суши.

Климат в майском веке продолжал оставаться аридным, как в предыдущее время, о чем свидетельствуют широкое распространение первичных красноцветов и развитие водорослей в отложениях этого возраста.

О палеогеографических обстановках в позднекембрийскую эпоху к настоящему времени существуют лишь весьма схематичные представления, что вызвано слабой изученностью отложений этого возраста на Сибирской платформе.

В общем палеогеографическом плане на интересующей нас территории в указанную эпоху сохранилось много общего с майским веком. В юго-западной части Тунгусской синеклизы существовала прибрежная равнина, периодически затоплявшаяся водами эпиконтинентального бассейна. В этой области заметно увеличилась роль алевролитовых и особенно песчаных отложений, что свидетельствует о росте поднятий в областях сноса и усилении эрозионной деятельности.

С севера к прибрежной равнине прилегала лагунная область мелководного эпиконтинентального бассейна, в которой по сравнению с майским веком произошли заметные изменения. В частности, в Туруханском районе в начале рассматриваемой эпохи отчетливо прослеживается зона пониженной солености вод. Эта зона в виде широтной полосы протягивалась от Туруханского района на восток, обрамляя с севера область с предположительно более высокой соленостью вод (собственно лагунную область), и была обусловлена замедлением регрессии на данном участке. Во второй половине

позднекембрийской эпохи в большинстве районов «переходной» зоны вновь произошло повышение солености (до стадии отложения сульфатов), что указывает на новую регрессию моря.

На северо-западе Тунгусской синеклизы продолжала существовать область нормально-морских условий осадконакопления, границы которой в основном совпадали с таковыми в майском веке. Эта область испытывала гораздо более интенсивное прогибание, чем южные районы. По-видимому, как и в майском веке, максимальным оно было в Игаро-Норильском районе.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения на изученной территории широко распространены по бортам Тунгусской синеклизы. Представлены они карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными породами. На столь обширной территории на протяжении ордовикского периода существовали различные фациальные обстановки осадконакопления. Это позволяет наметить на западе Сибирской платформы 4 структурно-фациальные зоны: Игаро-Норильскую, Туруханскую, Подкаменнотунгусскую и зону юго-западного Приангарья.

В основу расчленения ордовикских отложений положены унифицированные стратиграфические схемы ордовика Сибирской платформы (1956, 1964 гг.), согласно которым ордовикская система подразделена на три отдела, пять ярусов и семь горизонтов. В нижнем отделе ордовика выделены усть-кутский, чуньский ярусы и вихоревский горизонт; в среднем — криволуцкий, мангазейский ярусы и горизонты — волгинский, киренский, кудринский, чертовской, баксанский. В верхнем отделе выделены долборский ярус, отвечающий нижней половине отдела, и бурский горизонт, в объеме его верхней части.

ИГАРО-НОРИЛЬСКАЯ ЗОНА

Игаро-Норильская зона охватывает бассейны рек Рыбной, Убойной, Хантайки, где наиболее полно вскрыты отложения ордовика.

НИЖНИЙ ОРДОВИК

Нижнеордовикские отложения представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами общей мощностью до 850 *м*. Граница между верхним кембрием и ордовиком проводится по подошве слоев, содержащих остатки граптолитов *Dictionema flabelliforme*, брахиопод *Syntrophopsis arkansasensis* Ulr. et Coop. и трилобитов *Apatokephalus* (Решение комиссии по стратиграфии ордовика Сибирской платформы, 1965).

Усть-кутский ярус. В Норильском районе к усть-кутскому ярусу отнесены серые и светло-серые известковистые доломиты и доломитистые известняки, содержащие прослои зеленовато-серых аргиллитов и редко ангидритов (Фокинско-Убойнинская площадь). Известняки содержат остатки брахиопод — *Apheoorthis melita* Hall. et Whit, *Finkelnburgia bellatula* Ulr. et Coop., граптолитов — *Dictyonema* aff. *kravtsovi* Obut et Sob., трилобитов — *Apatokephalus* sp. Мощность яруса достигает 400 *м*.

В 150 *км* южнее (Игарский район), в среднем течении рек Хантайки, Кулюмбе, Горбиачина, в составе усть-кутского яруса наблюдаются сероцветные известняки, доломиты и доломитистые известняки. Наиболее часто доломиты встречаются в средней части яруса. В верхах яруса появляются маломощные прослои кварцевых песчаников и вишнево-красных листоватых аргиллитов. В нижних частях яруса в органогенных известняках встречены

остатки брахиопод — *Tetralobula syntrophopsiana* Y a d r. (Ядренкина, 1965 г.), *Syntrophopsis arkansasensis* U l r. et C o o p. (Андреева, 1965 г.), граптолитов — *Dictyonema flabelliforme* L a p w. и трилобитов — *Plethopeltides magnus* Z. M a x., *Nyaya nyaensis* R o s., *Apatokephalus* sp. (устное сообщение В. Е. Савицкого). Общая мощность яруса достигает 350—400 *м*.

Чуньский ярус. В пределах зоны к чуньскому ярусу относят пестроцветную толщу, четко литологически подразделяющуюся на две части: нижнюю карбонатную и верхнюю терригенно-карбонатную (гурагирская свита). Карбонатная часть толщи мощностью до 150 *м* представлена сероцветными, зеленовато-серыми и желтовато-серыми доломитами, известняками и доломитистыми известняками. Среди доломитов в Норильском районе часто встречаются прослои и линзы ангидритов. В известняках встречены остатки брахиопод — *Angarella lopatini* A s s., *Nanorthis* aff. *delicatula* U l r. et C o o p., раковинчатых — *Tolmachovia concentrica* K o b., трилобитов — *Asaphus* cf. *expansus* D a l m., наутилоидей — *Protocycloceras* sp., гастропод — *Archinacella* sp.

Верхняя пестроцветная (красная, вишнево-красная, лиловая) терригенно-карбонатная часть мощностью 140—300 *м* состоит из тонкоплитчатых доломитов, аргиллитов, алевролитов и ангидритов, реже серых известняков. Карбонатные породы обогащены песчанистым материалом. Эта часть яруса бедна органическими остатками. В. А. Даценко (1958 г.) в известняках обнаружил брахиопод *Angarella* sp., на основании чего и были эти осадки отнесены к чуньскому ярусу.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Средний ордовик в Игаро-Норильской зоне представлен карбонатными и терригенными пестроцветными породами, которые в различной степени фосфатизированы. Они богато фаунистически охарактеризованы и содержат ряд новых ранее не встречавшихся фаунистических комплексов.

Криволуцкий ярус. В Норильском и Игарском районах низы криволуцкого яруса сложены серыми и темно-серыми, часто доломитизированными известняками с прослоями доломитов и ангидритов (Южно-Пясинская площадь). В известняках встречены остатки брахиопод *Atelelasma peregrinum* A n d r., *Rafinesquina amara* A n d r., трилобитов — *Jsalaux* (*Jsalauxina*) *stricta* K r a m., кораллов — *Billingsaria lepida* S o k.

Перечисленные формы характерны для волгинского горизонта криволуцкого яруса. Средняя и верхняя части состоят из пестроцветных аргиллитов, алевролитов, доломитов и органогенных известняков (наиболее полно вскрыты в долине р. Лонтоко) мощностью 65—130 *м*. Общая мощность криволуцкого яруса в Норильском районе 170 *м*, в Игарском — 78—80 *м*.

Мангазейский ярус. В Норильском районе в основании мангазейского яруса залегают темно-серые аргиллиты, обогащенные галечками фосфоритов (Фокинско-Убойнинская площадь) мощностью 1—2,5 *м*. Выше по разрезу они сменяются зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми аргиллитами и органогенными известняками. Известняки содержат многочисленные остатки брахиопод — *Mimella panna* A n d r., *Öpikina tajoni* A n d r., *Rostricellula subrostrata* N i k i f., трилобитов — *Evenkaspis sibirica* (S c h m.), характерных как для чертовского, так и для баксанского горизонтов.

В Игарском районе (бассейны рек Кулюмбе и Горбиачина) в основании яруса залегают серые и темно-серые известняки (40 *м*) с прослоями пестроцветных аргиллитов и мергелей с *Mimella panna* A n d r., *Rostricellula subrostrata* N i k i f., *Öpikina tajoni* A n d r. Выше согласно ложатся серые и темно-серые аргиллиты с прослоями серых органогенных известняков,

содержащих остатки брахиопод *Öpikina parvula*? Coop., *Strophomena lethea* Nikif.

Нижняя часть разреза отнесена к чертовскому, а верхняя к баксанскому горизонтам мангазейского яруса. Общая мощность мангазейского яруса 70 *м*.

Верхнеордовикские отложения в Игаро-Норильской зоне неизвестны; они, вероятно, были размыты в предсилурийское время или не отлагались.

ТУРУХАНСКАЯ ЗОНА

НИЖНИЙ ОРДОВИК

В бассейне р. Курейки разрез описываемых отложений вскрывается наиболее полно. Нижние горизонты нижнего ордовика здесь составляет средняя подсвита усть-мундуйской свиты, представленная пестроцветными, нередко глинисто-алевритистыми и песчанистыми доломитами. Мощность подсвиты 240 *м*; нижние 70 *м* ее относятся к верхам верхнего кембрия, остальные 170 *м* составляют нижний ордовик. Верхняя часть нижнего ордовика представлена пестроцветными аргиллитами, доломитовыми мергелями и алевритистыми доломитами верхней подсвиты усть-мундуйской свиты (около 20 *м*) и сероцветными песчаниками байкитской свиты (не больше 35 *м*).

На р. Курейке нижняя граница нижнеордовикских отложений проводится внутри средней подсвиты усть-мундуйской свиты, непосредственно выше слоев с *Eoorthis wichitaensis* Wal c. и *Syntrophopsis*. В кровле средней подсвиты усть-мундуйской свиты содержатся *Angarella lopatini* Assat., *Finkelnburgia* sp., *Siphototreta* aff. *uralensis* Lerm. и *Archinacella* cf. *subrotunda* Ulr. et Scof. (определения О. Н. Андреевой, А. Г. Ядренкиной, В. А. Востоковой), характеризующие чуньский ярус.

К югу от р. Курейки в пределах Туруханского района отложения нижнего ордовика частично или полностью размыты в результате предмангазейского размыва, глубина которого постепенно увеличивается в направлении с севера на юг. В бассейне нижнего и среднего течения р. Летней от размыва сохранилось лишь около 50 *м* нижнеордовикских отложений, представленных пестроцветными песчано-алевритистыми доломитами средней подсвиты усть-мундуйской свиты.

В Тунгусской опорной скважине мощность нижнего ордовика вследствие предмангазейского размыва сокращена до 80—70 *м*. Здесь он представлен также верхней частью усть-мундуйской свиты, которая по сравнению с северо-западными разрезами имеет более глинистый состав, повышенную загипсованность и более пестроцветную окраску. Усть-мундуйскую свиту слагают преимущественно красноцветные и зеленоцветные доломиты, глинистые доломиты, доломитовые мергели и аргиллиты с гнездами сульфатов.

В верхнем течении р. Летней отложения нижнего ордовика полностью размыты, и здесь сохранились лишь нижние горизонты пестроцветных доломитов усть-мундуйской свиты мощностью 55 *м*. На Дьявольской площади нижнеордовикские отложения также выпадают из разреза, и предмангазейским размывом захвачены полностью усть-мундуйская свита и верхние горизонты усть-пелядкинской свиты.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Представления о стратиграфии среднеордовикских отложений Туруханского района у предыдущих исследователей сводились к тому, что песчанистая толща среднего ордовика расчленялась на два яруса — криволуцкий и мангазейский. Криволуцкий ярус выделялся условно, мангазейский был доказан фаунистически (Никифорова, 1955, 1961 гг.). Материал, полу-

ченный в результате бурения на Дьявольской и Большепорожской площадях и наших работ в бассейне рек Летней и Курейки, позволил существенно пополнить и уточнить стратиграфию среднего ордовика Туруханского района. Этот материал свидетельствует о том, что в составе среднего ордовика можно выделить только осадки мангазейского яруса, а криволуцкие выпадают из разреза в результате предмангазейского размыва. Мангазейский ярус в свою очередь довольно четко расчленяется на две пачки — сероцветную песчанистую и зеленоцветную мергелистую, соответствующие чертовскому и баксанскому горизонтам. Этот комплекс пород в Туруханском районе В. У. Петраковым (1964 г.) выделяется в неручандскую свиту, стратотип которой вскрывается в среднем течении рч. Нижней Неручанды (правый приток р. Летней).

В стратотипе эта свита представлена двумя различными по мощности пачками. Нижнюю пачку (около 5 *м*) слагают сероцветные кварцевые, в различной степени известковистые песчаники. Верхняя пачка представлена грязно-зеленовато-серыми неравномерно известковистыми аргиллитами и мергелями с прерывистыми прослоями и линзами глинистых и органогенных известняков. Для свиты в целом характерна повышенная фосфатоносность (отдельные обломки фосфоритов, зерна и стяжения). На подстилающих пестроцветных доломитах усть-мундуйской свиты неручандские песчаники залегают с размывом с гравелитами в основании.

К северу от стратотипического разреза нижняя пачка неручандской свиты литологически меняется и мощность ее увеличивается (на р. Курейке до 15 *м*). Кроме серых песчанистых разностей появляются прослои темно-серых, до черных, местами ракушняковых песчаников и алевролитов с повышенной фосфатоносностью. В почве пачки песчаников содержатся гальки, стяжения и желваки органогенно-детритусовых известняков и фосфоритов, в верхней части — прослои темно-серых и зеленовато-серых алевритистых и песчанистых мергелей и аргиллитов. Верхнюю часть свиты в данном разрезе составляет пачка мощностью около 18 *м* известковистых, алевритовых и фосфоритоносных аргиллитов с прослоями мергелей и органогенных глинистых известняков.

На самых южных участках, в верхнем течении р. Летней и на Дьявольской площади, нижняя пачка песчаников из разреза неручандской свиты целиком выпадает, замещаясь пачкой грязно-зеленовато-серых аргиллитов и мергелей с прослоями глинистых и органогенных известняков. По всему разрезу пачки на обоих участках отмечается неравномерная обогащенность фосфоритами. Мощность неручандской свиты на р. Летней не превышает 17 *м* и на Дьявольской площади 24—27 *м*.

В разрезе Тунгусской опорной скважины, так же как и на северных участках, неручандская свита четко разделяется на две пачки. Нижнюю пачку слагают серые кварцевые, нередко кварцитовидные известковистые песчаники, у кровли с многочисленными включениями пирита. Верхняя пачка представлена переслаивающимися зеленовато-серыми и серыми аргиллитами, мергелями, известняками и алевролитами. Мощность увеличивается в нижней песчанистой пачке до 20 *м* и в верхней известково-глинистой до 32 *м*.

На р. Курейке в нижней пачке содержатся обильные остатки брахиопод, реже трилобитов, мшанок и моллюсков. Из них определены в массовом количестве *Mimella panna* A n d r., реже *Rostricellula subrostrata* N i k i f., *Strophomena* sp. и *Evenkaspis marina* K r a m. (определение Н. П. Кулькова). О. И. Никифорова и О. Н. Андреева (1961 г.) указывают на присутствие в этих горизонтах еще *Rostricellula transvirsa* C o o p., *Isalaurina stricta* Z. M a x. и *Monorakos* sp. В дополнение к приведенному А. Г. Ядренкиной

в данном разрезе определены *Opikina tojoni* And r., *Strophomena mangazeica* And r. Весь указанный комплекс форм, особенно массовые *Mimella panna*, характеризует чертовской горизонт. Баксанскому горизонту будет соответствовать верхняя известково-глинистая пачка неручандской свиты, где А. Г. Ядренкиной впервые найдены и определены *Triplesia* cf. *baxanica* Nikif. В более южных разрезах по р. Нижней Неручанде и в Тунгусской опорной скважине нижняя песчанистая пачка, соответствующая чертовскому горизонту, фаунистически не охарактеризована. Находки фауны баксанского горизонта сделаны в верхней известково-глинистой пачке. В разрезе по р. Нижней Неручанде В. У. Петраковым обнаружены брахиоподы *Glyptorthis katangaensis* Nikif., *Triplesia* sp., *Öpikina* sp., *Lepidocycloides* sp., а в опорной скважине — *Rostricellula* sp. (определения О. Н. Андреевой и А. Г. Ядренкиной). Кроме того, в опорной скважине найдены остатки остракод — *Lalandites* cf. *bulbosus* V. Ivan., *Parajonesites notabilis* V. Ivan., *Laccochilina* sp. (определения А. Ф. Абушик) и мшанок — *Phaenopora* (?) sp. (определения А. М. Ярошинской). На самых южных участках (верхнее течение р. Летней и Дьявольская площадь) из верхней пачки О. Н. Андреевой определены *Hesperorthis* sp., *Triplisia* sp., *Öpikina* sp., *Ö. parvula* Coop., *Camarotoechia* sp., *Hesperorthis* sp., *Strophomena lethea* Nikif., *Oxoplecia* sp. Кроме указанных выше форм, в верхней пачке наручандской свиты А. Г. Ядренкиной определены многочисленные *Strophomena* sp., *Leptellina* sp., *Öpikina* aff. *petrakovi* Jadr., *Ö. norilica* Jadr., *Rostricellula* sp., *R. transversa* Coop., *R. subrostrata* Nikif. и *Mimella* sp., характеризующие баксанский горизонт. Наряду с комплексом брахиопод здесь встречены редкие остракоды — *Parajonesites* cf. *notabilis* V. Ivan. (определения А. Ф. Абушик), трилобиты — *Ceraurinus icarus* (Billings), *Isotelus maximus sibiricus* Z. Max., *Stenopareia linnarssoni* (Holm.), *Carinopyge* cf. *abscisa* Z. Max. и *Bumastus* sp. (определения Л. И. Егоровой), мшанки — *Phaenopora tungussika* Nekh. (определения А. М. Ярошинской), граптолиты — *Paraclimacograptus* sp. и *Climacograptus* sp. (определения А. М. Обута).

Таким образом, объем неручандской свиты на различных участках Туруханского района различный. На севере и востоке она включает осадки чертовского и баксанского горизонтов, на юго-западе — только баксанского.

Верхний ордовик в Туруханском районе отсутствует полностью, на что указывает непосредственное налегание известняков и граптолитовых сланцев нижнего силура на известняково-глинистую пачку неручандской свиты среднего ордовика на реках Курейке, Летней и в скважинах на Дьявольской площади.

ПОДКАМЕННОТУНГУССКАЯ ЗОНА

Данная зона охватывает бассейн р. Подкаменной Тунгуски, северо-запад Енисейского кряжа и нижнее течение р. Бахты.

НИЖНИЙ ОРДОВИК

Нижнеордовикские отложения представлены карбонатно-терригенными, карбонатными и терригенными породами общей мощностью до 350 *м*. Границу между верхним кембрием и ордовиком одни исследователи (геологи ВАГТ) проводят по кровле эвенкийской свиты, автор эту границу проводит в зависимости от типа разреза: на востоке, в районе р. Турамы — по подошве пролетарской свиты, в центральной части — в низах усть-бугариктинской свиты, в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски — по подошве малочернореченской свиты (Марков, 1965 г.).

Усть-кутский ярус. К усть-кутскому ярусу отнесены породы пролетарской, усть-бугариктинской и малочернореченской свит (Марков, 1965 г.). Пролетарская свита в основном сложена серовато-желтыми оолитовыми доломитами и песчаниками (в последних есть прослои глауконитовых), которые содержат остатки брахиопод — *Syntrophopsis arkansasensis* Ul r. et Coop., *Finkelnburgia bellatula* Ul r. et Coop., трилобитов — *Loparella loparica* Ros., *Pseudoacrocephalites* sp. Абсолютный возраст глауконита 485 млн. лет. Усть-бугариктинская свита состоит из серых, темно-серых и светло-серых доломитов (оолитовых, строматолитовых) мощностью 140 *м*. В доломитистых известняках нижней подсвиты встречены остатки брахиопод — *Apheoorthis* sp., трилобитов *Plethopeltides magnus* Z. Max., *Onchonotellus* cf. *abnormis* Ivshin. В верхней подсвите найдены брахиоподы — *Tetralobula syntrophopsiana* Yad r., трилобиты — *Protopliomerops* aff. *seisonensis* Kob. Наличие в нижней подсвите *Onchonotellus*, который встречается только в верхнем кембрии (Ившин, 1961 г.), дает основание отнести ее нижние слои к верхнему кембрию.

Малочернореченская свита мощностью 80—100 *м* сложена пестроцветными (розовые, красные, желтые) доломитами, песчаниками и алевролитами, с прослоями доломитистых известняков, содержащих остатки брахиопод — *Tetralobula syntrophopsiana* Yad r. и трилобитов — *Dolgouloma* sp.

Чуньский ярус. К чуньскому ярусу отнесены породы чуньской и байкитской свит. Первая свита слагает нижнюю часть яруса, вторая — верхнюю. Чуньская свита состоит из пестроцветных доломитов, известняков, аргиллитов и алевролитов общей мощностью до 120 *м*. Состав пород свиты не выдержан и часто меняется — то преобладают карбонатные, то терригенные разности. В известняках встречаются брахиоподы — *Angarella lopatini* Ass., трилобиты *Biolgina sibirica* Z. Max., *B. brevis* Z. Max., *Bathyurellus* sp., *Asaphus* cf. *cornutus* Pand., наутилоидеи — *Anthoceras sibiricum* Bal., *Clarcoceras angarense* Bal.

Байкитская свита представлена светло-серыми существенно кварцевыми песчаниками, которые залегают на разных горизонтах как чуньского, так и усть-кутского ярусов. В песчаниках встречены брахиоподы — *Angarella lopatini* Ass., кораллы — *Cryptolichenaria miranda* Sok., наутилоидеи — *Proterocameroceras vichorevense* Bal. Мощность свиты колеблется от 10 до 120 *м*.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

К среднему ордовику в бассейне р. Подкаменной Тунгуски отнесены породы нижней и средней частей столбовой свиты, представленные преимущественно терригенными и карбонатно-терригенными породами. Среднеордовикские отложения залегают на нижнеордовикских с размывом, амплитуда которого в разных местах различна.

Криволуцкий ярус. Основание яруса слагают кварцевые песчаники и алевролиты, обогащенные фосфоритовыми желваками и галькой, которые образуют линзы и маломощные прослои. В алевролитах встречаются остатки брахиопод *Rafinesquina amara* And r., *Multicostella maaki* And r., *Evenkina anabarensis* And r., трилобитов — *Homotelus obtusus* (Hall)., *Basilicus* sp., характеризующие волгинский горизонт криволуцкого яруса. Мощность волгинского горизонта 12 *м*.

Стратиграфически выше согласно залегают пестроцветные алевролиты, аргиллиты, содержащие прослои и линзы серых органогенных известняков, переполненных остатками наутилоидей — *Tunguskoceras tunguskense* Bal., *Armenoceras lenense* Bal., *A. stolbovense* Bal., *Sactoceras yokoyami* Kob.

Перечисленные формы характерны для киренского горизонта криволуцкого яруса. Мощность этих пород 6 *м*.

Мангазейский ярус. В основании яруса залегают красноцветные песчаники и алевролиты, содержащие рассеянную галечку фосфоритов. Мощность колеблется от 2 до 8 *м*. Многочисленные остатки брахиопод *Mimella panna* A n d r. свидетельствуют о принадлежности этих пород к чертовскому горизонту мангазейского яруса.

Стратиграфически выше они сменяются серовато-зеленоцветной толщей аргиллитов и известняков мощностью 40—50 *м*. В породах содержится фаунистический комплекс баксанского горизонта: *Opikina parvula*? C o o p., *Oxoplecia sibirica* N i k i f., *Triplesia baxanica* N i k i f., *Monorakos lopatini* S c h m., *Jsalaux bofolius* Z. M a x., *Phaenopora elegans* N e k h.

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК

К долборскому ярусу верхнего ордовика в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски отнесены породы верхней части столбовой свиты, представленные алевролитами, аргиллитами и известняками мощностью до 30 *м*. В среднем течении р. Подкаменной Тунгуски к этому ярусу относят известняки, мергели и аргиллиты долборской свиты (Никифорова, 1955 г.). По мнению А. Г. Ядренкиной (1966 г.), возраст долборского яруса среднеордовикский, так как характерная форма *Boreadorthis asiatica* N i k i f. в других районах (Саяно-Алтайская область) встречается в типично среднеордовикских отложениях. Автор не разделяет эту точку зрения, поскольку в породах долборской свиты им были найдены остатки наутилоидей — *Spyroceras* ex gr. *microlineatum* F o e r., *S. fritzi* F o e r., *Lambeoceras* aff. *lambei* (W h i f), которые, по данным Фёрсте (1908 г.), характерны для ричмондского яруса верхнего ордовика Северной Америки.

Мощность долборского яруса в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски достигает 70 *м*. В этих районах на границе с мангазейским ярусом видны следы перерыва (карманы, выполненные продуктами коры выветривания).

Стратиграфически выше долборского яруса согласно залегают породы нирундинской свиты, выделенной Е. П. Марковым в 1964 г. Свита сложена красноцветными и зеленоцветными аргиллитами, известняками и мергелями, содержащими остатки новых видов брахиопод семейств Rhynchonellidae, Triplesiidae. Мощность 22 *м*.

Нирундинская свита согласно перекрыта породами бурского горизонта (Соколов, Тесаков, 1963 г.), которые состоят из органогенных известняков, мергелей, аргиллитов мощностью 12 *м*. Многочисленные остатки кораллов *Palaeofavosites carinatus* S o k. et T e s., *P. argutus* I v a n., *P. ivanovi* S o k. позволяют отнести эти породы к самым верхам позднего ордовика Сибирской платформы.

ЗОНА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИАНГАРЬЯ

НИЖНИЙ ОРДОВИК

Усть-кутский ярус. *Усть-кутская свита.* В пределах рассматриваемой территории отложения усть-кутской (луговской) свиты залегают на верхоленской (эвенкийской) свите согласно, иногда с местным размывом. Вскрыты они Абанской, Тайшетской, Чуно-Бирюсинской, Мироновской, Нижнеудинской глубокими скважинами, а также обнажаются на реках Бирюсе, Уде и др.

В Абанской опорной скважине свита представлена чередованием песчаников сероцветных (с зеленоватым оттенком), реже красновато-серых, главным образом мелкозернистых, в верхней части крупнозернистых, горизонтальнослоистых, аркозовых и полимиктовых, алевролитов с аналогичной пестрой окраской и реже аргиллитов темно-серых. Песчаники заметно преобладают. В них повсеместно заключены плоские гальки коричневато-красного аргиллита.

В районе Тайшета рассматриваемая свита сложена песчаниками серыми и красновато-коричневыми, средне- и крупнозернистыми, содержащими прослои аргиллитов и известняков, среди которых встречаются и оолитовые.

В Нижнеудинской скв. 1-СП свита расчленена на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита (92 *м*) представлена чередованием пестроцветных песчаников, алевролитов и известковистых аргиллитов. В основании средней подсвиты (81 *м*) преобладают аргиллиты, содержащие прослои алевролитов. Верхняя подсвита (56 *м*) сложена известняками оолитовыми песчанистыми с прослоями аргиллитов и реже песчаников.

По направлению к предгорьям Восточного Саяна, по данным В. Е. Диброва и др. [1960], отложения луговской (усть-кутской) свиты заметно опесчаниваются и становятся красноцветными. Верхняя часть разреза здесь представлена разнозернистыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами.

В Мироновской опорной и Чуно-Бирюсинской структурно-поисковой скважинах свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита (106 *м*) сложена песчаниками, известняками, реже доломитами и аргиллитами, средняя (32 *м*) — аргиллитами с прослоями алевролитов и верхняя — песчаниками с прослоями известняков песчанистых, оолитовых и аргиллитов.

Далее к северо-востоку, в частности в Заярской опорной скважине, фациальный облик свиты заметно меняется и она представлена толщей переслаивания доломитов пестроокрашенных, песчаников и алевролитов. Подчиненное значение имеют аргиллиты и карбонатные брекчии, состоящие из остроугольных обломков доломитов, сцементированных более тонкозернистым карбонатом.

В отложениях описываемой свиты известна фауна брахиопод — *Obolus* sp., *Lingula* sp., *Finkelnburgia* sp., *Angarella* sp., гастропод — *Bellerophon* sp., *Valvata* sp., *Palaeactaea humilis* U l. et S c o f., *Scenella compressa* U l. et S c o f., *Scenella* sp. и цефалопод — *Levisoceras* cf. *meriurins* (B i l l i n g s), определенная палеонтологами Н. П. Кучкиной (трест ВСНГ) и Л. В. Огиенко (ИГУ). Мощность свиты колеблется от 250 (Абан) до 120 *м* (Заярск).

Обилие терригенного материала в отложениях свиты свидетельствует о том, что в усть-кутское время начиналось резкое поднятие области сноса. Ранее пенепленизированная страна, интенсивно дренируемая реками, поставляла в прилегающий морской бассейн большое количество обломочного материала. Крупно- и разнозернистые песчаники в предгорьях Енисейского кряжа и Восточного Саяна замещаются на востоке, в центральной части Иркутского амфитеатра, карбонатными породами.

Чуньский ярус. *Ийская свита.* Залегает согласно на отложениях усть-кутской свиты. В Абанской опорной скважине к ийской свите отнесена монотонная толща песчаников лилово-коричневых, в отдельных прослоях зеленовато-серых, от мелко- до крупнозернистых, полимиктовых и полевошпатово-кварцевых, часто известковистых, с многочисленной плоской

галькой красновато-коричневого аргиллита; в нижней и верхней частях — с тонкими прослоями алевролита и аргиллита.

В Удинском и Бирюсинском Присаянье литологический состав ийской свиты почти не изменяется — она также сложена песчаниками красно-бурой, розоватой и зеленовато-серой окраски, разнозернистыми, часто грубозернистыми, с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов.

В Чуно-Бирюсинской скв. 1-СП ее разрез подразделен на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита (144 *м*) представлена чередованием песчаников светло-коричневых, мелкозернистых, аркозовых, алевролитов пестроцветных слюдистых, аргиллитов и оолитовых известняков темно-серых. В составе средней подсвиты (89 *м*) преобладают песчаники кирпично-красные, темно-коричневые, мелко- и среднезернистые, с прослоями алевролитов и аргиллитов темно-коричневых и голубовато-серых. В верхней подсвите (78 *м*) отмечается переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями известняков.

В Мироновской опорной скважине описываемая свита представлена чередованием песчаников серых, мелкозернистых, кварцевых и аркозовых, алевролитов темно-серых, слюдистых и тонкоплитчатых, часто пиритизированных аргиллитов. Последние в нижней части преобладают. В Заярской опорной скважине вскрыта только нижняя часть свиты (инт. 5—18 *м*), представленная песчаниками красноцветными и зеленовато-серыми с прослоями известняков и алевролитов.

Наибольшая мощность (до 700 *м*) свиты фиксируется в районах Бирюсинского Присаянья. В направлении с запада на восток и северо-восток ее мощность быстро уменьшается, и в нижнем течении р. Илима эта свита из разреза ордовика выпадает.

Бадарановская свита. Выделяется только на междуречьи Бирюса — Уда, где отложения этой свиты залегают трансгрессивно на различных горизонтах ийской, а местами усть-кутской свит. В районах Удинского Присаянья (р. Уда у сел. Казачья Бадарановка, Баер) ее разрез расчленяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита (150—200 *м*) сложена песчаниками красноцветными и серыми, мелко- и среднезернистыми и алевролитами аналогичной окраски с подчиненными прослоями аргиллитов. В средней подсвите (около 100 *м*) преобладают песчаники светло-серые с желтоватым оттенком, от средне- до грубозернистых, кварцевые и аркозовые, косослоистые, содержащие прослои алевролитов зеленовато- и буровато-серых тонкоплитчатых. Верхняя подсвита (50—70 *м*) представлена песчаниками пестроцветными от мелко- до крупнозернистых, аркозовыми, слюдистыми, плотными с прослоями алевролитов и реже аргиллитов.

В районе Бирюсинского Присаянья свита также разделяется на три подсвиты, состав которых имеет некоторое отличие. Нижняя подсвита (200 *м*) на р. Бирюсе сложена в основном песчаниками красно-бурыми, реже зеленовато-серыми, средне- и крупнозернистыми, часто с прослоями конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Для терригенных пород характерна косая слоистость, знаки волновой ряби и трещины усыхания на плоскостях напластования. В средней подсвите (155 *м*) преобладающими являются песчаники сероцветные, средне- и крупнозернистые, реже грубозернистые, косослоистые, подчиненными являются пестроцветные алевролиты и аргиллиты. Верхняя подсвита (185 *м*) характеризуется пестротой окраски и состава, мало отличается от Удинского разреза. Обломочный материал здесь, однако, более грубый.

В нижней подсвите на р. Уде Л. В. Огиенко в 1961 г. (ИГУ) найдены и определены брахиоподы — *Angarella lopatini* A s s., трилобиты — *Hystri-*

curus mirabilis sp. nov., ракообразные — *Tolmachovia concentrica* K o b. В средней подсвите песчаники содержат фауну брахиопод *Angarella* sp. и ядра гастропод *Bellerophon* sp. В верхней подсвите также отмечаются находки *Angarella* sp.

В заключение характеристики бадарановской свиты необходимо подчеркнуть, что максимальные мощности ее приурочены к зоне предгорий Восточных Саян между городами Нижнеудинском и Тайшетом. Этой же зоне соответствуют и значительные мощности ийской свиты (до 700 *м*). К востоку и северо-востоку мощность отложений чуньского яруса, включая ийскую свиту, резко сокращается: на р. Ангаре в районе г. Заярска она равна лишь 90 *м*, а на р. Лене около г. Усть-Кута эти отложения отсутствуют совершенно. В том же направлении наблюдается последовательная смена грубозернистых терригенных пород более мелкозернистыми. Конгломераты в отложениях чуньского яруса приурочены к отдельным участкам Присаянья (бассейн р. Бирюсы), замещаясь далее на северо-восток песчано-глинистыми отложениями.

Для отложений чуньского яруса в целом весьма характерна косая слоистость, выклинивание слоев, знаки ряби, трещины усыхания — все это указывает на мелководность чуньского моря.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Криволуцкий — нижняя часть мангазейского яруса. *Мамырская свита.* Залегает трансгрессивно на различных горизонтах чуньского яруса. В Абанской опорной скважине свита представлена тонким переслаиванием песчаников красновато- и лилово-коричневых, реже зеленовато-серых разнозернистых некрепких, часто известковистых, алевролитов и аргиллитов той же окраски. Песчаники содержат многочисленную плоскую гальку красновато-коричневого аргиллита, вследствие чего порода часто выглядит конгломератом.

В Тайшетской опорной скважине и смежных районах Присаянья ее разрез представлен песчаниками буровато-коричневыми, реже серыми, от мелко- до грубозернистых, кварцево-полевошпатовыми, слюдистыми и полимиктовыми, содержащими линзовидные включения алевролитов и песчанистых аргиллитов пестрой окраски.

В Мироновской и Чуно-Бирюсинской скважинах свита представлена песчаниками коричневато-бурыми и серыми, мелко- и среднезернистыми, алевролитами коричневато-бурыми и зеленовато-серыми, тонкослоистыми, слюдистыми, плотными и аргиллитами такой же окраски. В районе Заярска отложения свиты представлены песчаниками с прослоями в нижней части алевролитов и аргиллитов.

В Абанской опорной скважине в аргиллитах средней части свиты Н. П. Кучкиной (трест ВСНГ) найдена фауна ракообразных *Angarocaris*. Отложения свиты в Мироновской, Чуно-Бирюсинской скважинах и в районе Заярска содержат фауну брахиопод — *Obolus* sp., *Lingula* sp., *Angarella lopatini* A s s., *Lenorthis girardi* A n d r., *Rafinesquina* sp. и гастропод — *Pararaphistoma qualteriatum* S c h l o t h., *Bellerophon* sp., *Archinacella* sp., *Sinuites* sp. (сборы и определения Н. П. Кучкиной и Л. В. Огиенко). Мощность свиты колеблется: Абан 275 *м*, Тайшет 353 *м*, Мироново 288 *м*, Чуно-Бирюса 370 *м*, Заярск 145 *м*.

Верхняя часть мангазейского-долборский ярусы. *Братская свита.* Залегает на мамырской трансгрессивно. По данным бурения Абанской опорной скважины, свита сложена зеленовато-серыми и лилово-коричневыми

слюдисто-кварцевыми и аркозовыми плитчатыми песчаниками с галькой аргиллита. Местами песчаники содержат тонкие (1—2 *см*) прослойки красновато-коричневого аргиллита. Верхняя часть свиты эродирована, и на размытой поверхности залегают отложения верхнего девона.

В Мироновской и Чуно-Бирюсинской скважинах свита представлена песчаниками зеленовато- и фиолетово-серыми, мелко- и крупнозернистыми, слюдистыми, алевролитами кирпично-красными слюдистыми, тонкослоистыми пятнистыми и аргиллитами красновато-коричневыми, иногда фиолетово-бурыми. В районе Заярска свита сложена преимущественно красноцветными песчано-глинистыми гипсоносными породами, часто со знаками волновой ряби, трещинами усыхания и глиптоморфозами по галиту. Эти признаки являются характерными для мелководных лагунных образований. Мощность свиты в Мироновской скважине 196 *м*, в Чуно-Бирюсинской 230 *м* и в районе Заярска 160 *м*.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ФАЦИИ ОРДОВИКА

Палеогеография ордовика Сибирской платформы рассматривается в работах О. И. Никифоровой (1955 г.), Б. Н. Красильникова (1962 г.), С. П. Микуцкого [1960] и др. Эти работы, а также материалы исследований авторов и положены в основу настоящего краткого очерка.

В эпоху раннего ордовика в Игарском и Норильском районах, судя по широкому развитию доломитов и известняков, располагался морской бассейн. Многочисленные знаки волновой ряби, трещины усыхания и т. п. указывают на то, что глубины были незначительны и осадки часто выходили на дневную поверхность, образуя множество низких островов и мелей. Прослои и линзы ангидритов указывают на повышенную соленость вод.

В отдельные периоды происходило опускание морского дна, исчезали острова, со стороны открытого моря проникали воды нормальной солености, отлагались известковые илы и бассейн заселялся морскими организмами. Наибольшее обмеление бассейн испытал к концу раннего ордовика (гурагирское время). Близость береговой линии обусловила обильное поступление терригенного материала. Красная окраска пород свидетельствует об окислительной обстановке седиментации. Среди минералов тяжелой фракции содержатся лейкоксен (10—46%), ильменит и магнезит (3—5%), циркон (6—21%), рутил (3—15%), эпидот (21%) и турмалин (8%), указывающие на весьма пологий рельеф области сноса.

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски и на северо-западе Енисейского кряжа к началу раннеордовикского времени существовало обширное эпиконтинентальное верхнекембрийское море с повышенной соленостью морских вод. Раннеордовикское время ознаменовалось углублением этого бассейна и накоплением существенно отличных от предыдущей эпохи карбонатно-терригенных и карбонатных осадков. Анализ фаций показывает, что в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски происходило накопление доломитов и песчаников, среди которых встречаются линзы целестина, указывающего на весьма повышенную соленость морских вод. На поверхностях наслоения пород часто видны следы волновой ряби, трещины усыхания, а песчаники имеют косую перекрестную слоистость типа морских течений. Все это дает основание полагать, что осадконакопление происходило в своеобразных условиях, напоминающих современные лагуны. Тяжелая фракция состоит на 96% из граната, а остальные 4% приходятся на турмалин, циркон, рутил. Такое обогащение пород гранатом возможно только вблизи берега в зоне пляжа. Поставщиком терригенного материала, вероятно,

являлась суша, расположенная к востоку, где-то в районе верхнего течения р. Чуни (Катангская суша).

При движении на запад от зоны лагун количество терригенного материала резко падает. В усть-кутский век здесь накапливались доломиты и небольшое количество органогенных известняков, что служит указанием на то, что соленость морской воды этой зоны менялась от несколько повышенной до нормальной. При приближении к Енисейскому кряжу наблюдается увеличение количества терригенного материала. Частое переслаивание доломитов и доломитистых известняков с песчаниками и алевролитами свидетельствует, с одной стороны, о малых глубинах, с другой — о близости суши (Сымско-Енисейская суша). Среди минералов тяжелой фракции преобладают: ильменит, магнетит (до 80%), в небольшом количестве — турмалин, циркон, эпидот, андалузит, пироксен, роговая обманка. Такой состав минералов дает основание полагать, что размыву подвергались основные и метаморфические породы. Наличие доломитов и известняков с остатками морской фауны (брахиоподы, трилобиты) свидетельствует об изменении солености вод от повышенной до нормальной.

В конце раннеордовикского времени (чуньское время) описываемый бассейн испытал поднятие и ранее отложившиеся осадки подверглись размыву. В байкитское время наступила трансгрессия, вся территория покрылась мелким морем, где шло отложение главным образом кварцевых песков, которые ложатся на породы то верхнего кембрия, то усть-кутского яруса.

На северо-восточном борту Тунгусской синеклизы в это время накапливались карбонатные и карбонатно-терригенные осадки, в площадном распространении которых существует следующая закономерность. При движении от внешнего края синеклизы к ее центральным частям происходит увеличение терригенных осадков. Так, в верховье р. Могды (левый приток р. Вилюя) нижнеордовикские отложения представлены песчаниками, доломитовыми конгломератами и доломитами, а восточнее, в бассейне р. Моркоки, — известняками и доломитами. Промежуточное положение занимает зона р. Мойеро, где развиты доломиты, песчанистые доломиты и песчаники, содержащие прослои ангидрита. Все это служит указанием, что источником кластического материала являлись центральные части Тунгусской синеклизы (Туринская суша). Соленость вод этого бассейна была повышенной и здесь существовал режим лагунного осадконакопления.

Среднеордовикская эпоха. В конце раннеордовикского — начале среднеордовикского времени область Тунгусской синеклизы испытала поднятие. На юго-западе и северо-востоке море отступило и ранее отложившиеся осадки подверглись размыву. На северо-западе море сильно обмелело, распалось на ряд мелких изолированных бассейнов, где шло накопление главным образом песков. Этот континентальный режим продолжался, вероятно, на протяжении лланвирнского и лландейльского веков.

В начале криволуцкого века (волгинское время) область Тунгусской синеклизы и ее обрамление испытывает нисходящее движение, более резкое на северо-западе (Норильский и Игарский районы) и северо-востоке, где вторжение моря носило характер ингрессии, и медленное на западе и юго-западе. Присутствие в волгинском горизонте доломитов и известняков как на северо-западе, так и северо-востоке синеклизы указывает на то, что соленость морских вод менялась от повышенной к нормальной. Малое количество терригенного материала в осадках этих зон свидетельствует о том, что Туринская суша значительно сократилась по площади. На юго-западе синеклизы, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, в волгинское время располагалась прибрежно-морская зона, где на чрезвычайно малых глубинах шло накопление

кварцевых песков, фосфоритовых конгломератов. Обилие органических остатков донной фауны свидетельствует о нормальной солености этой части моря. Во второй половине криволуцкого времени северо-западные и северо-восточные участки синеклизы начинают испытывать некоторое поднятие. Происходит заметное обмеление морского бассейна. Среди карбонатных осадков все чаще отлагаются пески и алевролиты, что указывает на возросшую энергию рельефа области питания и на приближение береговой линии. На юго-западе Тунгусской синеклизы отмечается некоторое опускание морского дна и удаление береговой линии. Здесь накапливаются алевролиты и карбонатные илы.

В мангазейском веке тектонические движения стабилизируются и устанавливается режим мелкого открытого моря. Обилие морской фауны свидетельствует о нормальной солености воды, и только на северо-западе и северо-востоке платформы она, возможно, была повышенной, на что указывает, в частности, несколько угнетенный облик фауны.

В позднеордовикскую эпоху на рассматриваемой территории продолжает существовать море, которое по характеру солености, газовому режиму, температуре напоминает море мангазейского века. Влияние Туринской суши на осадконакопление не фиксируется, что свидетельствует, вероятно, об ее погружении под уровень моря. К западу от Катангской суши наблюдается массовое развитие колониальных кораллов, которые, хотя и не образуют настоящих рифов, но указывают, что глубины моря в этой зоне не превышали 40 *м*.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ СИЛУР

Разрез нижнего силура на западе Сибирской платформы сложен карбонатными и карбонатно-терригенными породами и подразделяется на два яруса. Их краткая характеристика приводится по материалам авторов, а также геологов Т. Ф. Зинченко, А. Г. Кравцова, А. М. Иванова, О. И. Никифоровой, А. Ф. Абушек, А. А. Высоцкого и др.

Лландоверский ярус. В Норильском районе ярус сложен преимущественно органогенными глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами общей мощностью 220—450 *м*. В основании залегают тонкоплитчатые темно-серые глинистые известняки с остатками граптолитов — *Glyptograptus tamariscus* (N i c h.), *Hedrograptus rectangylaris* (M. C o y), *Pristiograptus gregarius* (L a p w.), характерных, по заключению А. М. Обута, для низов среднелландоверского подъяруса. Мощность их колеблется от 20 *м* на западе района и до 36—46 *м* на востоке (бассейн р. Имангды). Наиболее полно эта часть разреза вскрыта скважинами на Фокинско-Убойнинской, Пясинской и Имангдинской площадях, а также по долине р. Сурумакита, где она лежит на размытой поверхности баксанского горизонта среднего ордовика.

Стратиграфически выше залегает толща серых и темно-серых плитчатых известняков и аргиллитов с прослоями известняков с остатками кораллов — *Palaeofavosites paulus* S o k., *Mesofavosites* sp., брахиопод — *Dalmanella neocrassa* N i k i f., *Lissatrypa recta* N i k i f., характерных для верхов среднелландоверского подъяруса. Наиболее полно эти осадки вскрыты в долине р. Омнутах и скважинами на Пясинской площади, где их мощность достигает 75—90 *м*.

В долине р. Омнутах выше залегают серые тонко-среднеплитчатые комковатые глинистые известняки и аргиллиты (100—120 *м*) с линзами и прослоями известняков, содержащих остатки брахиопод — *Eocoelia hemisphae-*

rica (S o w.), остракод — *Sibiritia norilskensis* A b u s c h., характеризующих верхний лландовери. На западе Норильского района в долине р. Фокиной к этому подъярусу, возможно, относится толща (300 *м*) серых и темно-серых известковистых аргиллитов с прослоями известняков с *Atrypa* cf. *septentrionalis* N i k i f., характерной, по заключению О. И. Никифоровой, для позднего лландовери.

Несколько южнее, в бассейне р. Хантайки, на размытой поверхности долборского яруса залегают зеленовато-серые плитчатые глинистые известняки (20—35 *м*), содержащие остатки граптолитов — *Hedrograptus* sp., *Pristiograptus gregarius* (L a p w.). Они перекрываются зеленовато-серыми плитчатыми известняками, часто глинистыми с остатками брахиопод — *Dalmanella neocrassa* N i k i f., *Kulumbella kulumbensis* N i k i f., *Stricklandia* sp. Мощность подъяруса 100 *м*.

Стратиграфически выше залегают сероцветные плитчатые рифогенные известняки с прослоями оолитовых известняков и остатками брахиопод — *Eocoelia hemisphaerica* (S o w.), *Pentamerus* sp., *Mendacella tungussensis* N i k i f., *Hesperorthis davidsoni* (V e r n.), *Strophomena sibirica* A n d r., остракод — *Sibiritia norilskensis* A b u s c h., кораллов — *Favosites kuklini* T c h e r n., *F. pseudofavosis* S o k. Наиболее полно все три подъяруса вскрыты в среднем течении р. Кулюмбе, где их мощность достигает 200—220 *м*.

В Туруханском районе, на р. Курейке, лландоверский ярус четко подразделяется на три пачки. Нижняя пачка мощностью 17 *м*, представлена темно-серыми известковистыми аргиллитами и мергелями с прослоями и линзами темно-серых, почти черных известняков с граптолитами — *Pristiograptus concinnus* (L a p w.), *Hedragraptus janischewskyi* O b u t, *Monograptus incommodus* T o r n. Среднюю пачку мощностью 60 *м* слагают зеленовато-серые мергели с прослоями глинистых и органогенных известняков с остатками брахиопод *Zygospira duboisi* (V e r n.) (средний лландовери). Верхнюю пачку мощностью 40—50 *м* слагают сероцветные органогенные, местами окремнелые известняки с прослоями глинистых известняков и мергелей, содержащих обильную фауну брахиопод — *Hesperorthis dovidsoni* (V e r n.), *Eocoelia hemisphaerica* (S o w.), *Mendacella tungussensis* N i k i f. (верхний лландовери).

В бассейне р. Сухой Тунгуски (Дьявольская площадь) описываемые отложения представлены зеленовато-серыми мергелями, переслаивающимися с органогенными и рифогенными известняками. Вверху разреза преобладают известняки, а в нижних частях залегают граптолитовые известковистые сланцы, которые, как и на р. Курейке, лежат на размытой поверхности баксанского горизонта среднего ордовика (Петраков, 1963 г.).

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски лландоверские отложения в большинстве районов залегают со стратиграфическим несогласием на ордовикских отложениях. В районе устья р. Столбовой они залегают с песчаниками и конгломератами в основании, еще западнее, на р. Земляной, они лежат на алевролитах баксанского горизонта среднего ордовика. На востоке, в бассейне р. Нижней Чунку, они то согласно подстилаются отложениями бурского горизонта, то лежат на размытой поверхности нирундинской свиты позднего ордовика.

В бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски (Никифорова, 1961 г.) в основании лландовери залегают песчаники, гравелиты и темно-серые известняки с граптолитами *Diplograptus modestus sibiricus* O b u t, характерными для верхов нижнелландоверского подъяруса. В большинстве разрезов описываемый ярус начинается со среднего лландовери,

представленного сероцветными известняками (60—70 *м*) с многочисленными остатками кораллов — *Palaeofavosites paulus* S o k., *P. balticus* (R n k h), брахиопод — *Dalmanella neocrassa* N i k i f., *Zygospira planconvexa* (H a l l.). Выше залегают серые тонкоплитчатые органогенные известняки и листоватые аргиллиты (40—60 *м*) с остатками брахиопод — *Eocoelia hemisphaerica* (S o w.), *Atrypa septentrianalis* N i k i f., *Lissatrypa recta* N i k i f., *Strophomena pectenoides* A n d r., характерных для верхнего лландовери. Количество прослоев и мощность аргиллитов в этом подъярусе увеличиваются с запада на восток.

На севере Енисейского кряжа в бассейне р. Вороговки работами Н. С. Подгорной (1962 г.), Л. Г. Качевского и В. Н. Даценко (1965 г.) были установлены отложения нижнего силура. В 1965 г. Е. П. Марков, проводя геологические исследования в среднем течении р. Вороговки, собрал органические остатки в известняках силура, которые позволяют более дробно подразделить эти отложения. К нижнему и среднему лландовери условно отнесены зеленовато-серые тонкоплитчатые алевролиты и серые органогенные известняки (55—60 *м*) с остатками брахиопод — *Zygospira duboisi* V e r n., *Dalmanella neocrassa* N i k i f., мшанок — *Phacnopora plebeia* N e k h. Две первые формы брахиопод характерны для среднего лландовери; *Phaenopora plebeia* N e k h. встречается как в низах силура, так и в верхах позднего ордовика.

Стратиграфически выше среднелландоверского подъяруса залегают сероцветные плитчатые органогенные известняки (40—50 *м*) с прослоями мергелей и остатками брахиопод — *Eocoelia hemisphaerica* (S o w.), *Strophomena pectenoides* A n d r., *Mendacella tungussensis* N i k i f. (верхний лландовери).

Венлокский ярус. Залегает согласно на лландоверском ярусе. В основном венлокский ярус представлен карбонатно-терригенными породами, которые несколько беднее охарактеризованы органическими остатками по сравнению с лландовери.

В Норильском районе, по данным Т. Ф. Зинченко, венлокский ярус сложен темно-серыми, до черных, плитчатыми, реже органогенными известняками мощностью 300 *м*, в нижней части с многочисленными обломками брахиопод — *Catazyga*? *rara* N i k i f., *Meristella norilica* N i k i f., остракод — *Bollia cardinis* A b u s c h. (нижний венлок). В верхней части яруса (100—150 *м*) известняки заключают остатки остракод — *Herrmannia nana* A b u s c h., *Schellwienella* ex gr. *praeumbacula* K o z l. (верхний венлок).

В бассейне р. Хантайки (Игарский район) венлокский ярус (120—170 *м*) также представлен известняками глинистыми с прослоями мергелей, а в верхних слоях — и песчанистых известняков, содержащих остатки брахиопод и остракод, аналогичных таковым в венлокском ярусе Норильского района.

В Туруханском районе (р. Курейка) венлокские отложения представлены серыми органогенными известняками (120—140 *м*) с прослоями темно-серых пелитоморфных известняков с остатками кораллов — *Cythoctis tenuiseptatus* S o k., строматопор — *Clathrodictyon regulare* R o s. var. *padolicum* J a v., брахиопод — *Meristella parva* N i k i f., *Protathyris* aff. *didima* (D a l m.), характерных для венлокского яруса.

Южнее, в бассейнах рек Летней и Сухой Тунгуски нижняя часть венлока (20 *м*) сложена серыми кораллово-строматопоровыми известняками с *Favosites borealis* T c h e r n., *Holophragma mitrata* (S c h l o t h.). Выше согласно залегают темно-серые массивные битуминозные, часто кремнистые доломиты (70 *м*), содержащие отпечатки кораллов — *Favosites* (*Sapporipora*)

favositoides O z a k i, *Parastriatopora tebenjkovi* (T c h e r n.), *Subalveolites subulosus* S o k. et T e s. (верхний венлок).

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски к низам венлокского яруса отнесены сероцветные, часто песчанистые известняки и доломиты (15 *м*), содержащие остатки кораллов — *Multisolenia formosa* S o k., *Favosites borealis* T c h e r n. Вышележащие серые плитчатые известняки и доломиты мощностью до 80 *м* содержат остатки кораллов — *Mesosolenia prima* S o k. et T e s., *Subalveolites subulosus* S o k. et T e s., характерных для венлокского яруса. На севере Енисейского кряжа к венлоку отнесена толща (до 120 *м*) переслаивания светло-серых массивных, часто органогенных известняков с алевролитами, мергелями и песчаниками. В органогенных известняках встречаются остатки кораллов *Multisolenia formosa* S o k., характерных для венлокского яруса.

ВЕРХНИЙ СИЛУР

Верхнесилурийские отложения на описываемой территории имеют довольно широкое распространение. Они известны в Норильском районе (бассейны рек Рыбной, Фокиной), в бассейне р. Хантайки (реки Кулюмбе и Горбиачин), на западе Тунгусской синеклизы, в бассейнах рек Курейки и Нижней Тунгуски, на севере Енисейского кряжа, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и р. Бахты.

О. И. Никифоровой и коллективом геологов ВСЕГЕИ в 1950—1956 гг. детально изучены верхнесилурийские отложения Сибирской платформы. Ими была предложена схема расчленения силура на нижний и верхний отделы, а последних — на ярусы. Верхний отдел подразделяется на два яруса: нижний и верхний лудловский. По объему верхний отдел силура Сибирской платформы соответствует лудловскому ярусу единой стратиграфической шкалы Англии. Эта схема в 1964—1965 гг. была принята в качестве унифицированной для Сибирской платформы. Фаунистически верхнесилурийские отложения крайне бедно охарактеризованы, поэтому подразделение на нижне- и верхнелудловский ярусы пока вызывает большие затруднения.

Лудловский ярус. По характеру осадков, слагающих этот ярус, территорию исследования можно подразделить на несколько фациальных зон: 1) Норильско-Игарская (бассейны рек Фокиной, Рыбной, Хантайки), 2) Туруханская (бассейны рек Курейки, Нижней Тунгуски) и 3) бассейн р. Подкаменной Тунгуски и север Енисейского кряжа.

В Норильско-Игарской зоне нижнелудловские отложения были впервые установлены А. Г. Кравцовым (НИИГА) и Е. П. Марковым в 1957—1958 гг. В основном это серые и темно-серые, часто доломитизированные глинистые средне- и толстоплитчатые известняки с прослоями аргиллитов и остатками брахиопод — *Protathyris* sp., кораллов — *Favosites* aff. *forberi* M. E d. et H a i m e, остракод — *Herrmannina* cf. *moieroensis* A b u s c h., *Schrenckia multa* A b u s c h., *Eukloedenella* sp., *Healdianella* sp. Мощность 100 *м*.

В Туруханском районе (бассейн р. Курейки) нижнелудловские отложения представлены преимущественно глинистыми известняками с прослоями известковистых доломитов видимой мощностью около 5 *м*. В известняках встречаются остатки остракод *Schrenskia multa* A b u s c h. В бассейнах рек Летней и Сухой Тунгуски к верхнему силуру отнесена толща мощностью 140 *м* серых и зеленовато-серых неравномерно-глинистых и загипсованных доломитов с прослоями серых аргиллитов и известняков. В опорной Тунгусской скважине эти отложения испытывают некоторые литолого-фациальные

изменения. В их составе появляется большое количество прослоев (мощностью до 1,5 *м*) и линз ангидритов и гипсов.

В бассейне нижнего течения рек Подкаменной Тунгуски и Бахты к верхнесилурийским отложениям отнесены серые доломиты и известняки плитчатые, глинистые, слоистые, слюдистые, часто с прослоями и линзами гипса, кварцевого песчаника и мергеля. В доломитах встречаются редкие остатки брахиопод *Protathyris* sp. Видимая мощность этих отложений 30—50 *м*.

На севере Енисейского кряжа, по данным Е. П. Маркова, условно к верхнему силуру отнесена толща (видимая мощность 60—70 *м*) светло-серых известняков и доломитов, залегающих стратиграфически выше фаунистически охарактеризованных пород нижнего силура и перекрывающаяся конгломератами девона.

К этому ярусу также отнесены существенно доломитово-гипсоносные породы, фаунистически слабо охарактеризованные. В Норильском и Игарском районах (Фокинско-Убойнинская и Пясинская площади и разрезы по р. Кулюмбе) эта часть яруса сложена сероцветными плитчатыми доломитами и реже известняками, содержащими большое количество прослоев и линз ангидритов и гипсов. Ангидриты светло-серые до белых, слоистые и массивные. Вверх по разрезу количество прослоев известняков увеличивается. Данная толща согласно залегает на нижнелудловских породах и отличается от них наличием гипсов и доломитов. Фауна не встречена. Мощность, по данным бурения, 250 *м*. Верхняя граница яруса проведена по подошве зубовской свиты нижнего девона.

В Туруханском районе, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и на севере Енисейского кряжа, верхнелудловские отложения пока неизвестны.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Характерной чертой девонской толщи на западе Сибирской платформы является преимущественное развитие в ее составе пестроцветных терригенно-карбонатных отложений, содержащих эвапоритовые образования, и значительно меньшее — сероцветных пород, в составе которых значительную роль играют доломиты и известняки.

Несмотря на то, что девонские отложения на рассматриваемой территории исследуются не одно десятилетие, уровень наших знаний о них остается еще довольно низким. В частности, до сих пор отсутствуют надежные палеонтологические обоснования нижней и верхней границ девонской системы, спорными остаются также границы между отделами и ярусами. В настоящее время в разрезах девона выделяются вспомогательные стратиграфические единицы — горизонты и свиты. Ниже даются их краткие характеристики по Приенисейской зоне Сибирской платформы, в соответствии с Унифицированной схемой, принятой в г. Новосибирске в 1965 г. Описание девонских отложений юго-западного Приангарья дано в монографии И. Н. Сулимова и др. [1966] и в этой работе не приводится.

НИЖНИЙ ДЕВОН

В Приенисейских разрезах граница силура и девона проводится по смене сероцветных карбонатных пород пестроокрашенными глинисто-карбонатными более или менее сульфатоносными образованиями.

Нижний девон включает образования зубовского, курейского и частично разведочнинского горизонтов.

Зубовский горизонт. В северных разрезах Приенисейской зоны платформы ему соответствует зубовская, а в южных — нимская свиты. Зубовская

свита (50—200 *м*) сложена серыми, зеленовато-серыми и красно-бурыми аргиллитами, мергелями, доломитами, гипсами и ангидритами. Последние образуют линзовидные включения и прослои максимальной мощностью до 10—15 *м*. Южнее Фокинской площади сульфаты в этой свите не встречены.

Нимская свита (25—70 *м*) имеет двучленное строение. В нижней ее части преобладают доломиты, в верхней — красноцветные аргиллиты. В доломитовой толще присутствуют линзы гипса и ангидрита.

В северо-западных разрезах свиты (Норильский район) отмечаются остатки бесчелюстных — *Steinaspis miroshnikovi* Obr. и ракообразных — *Stylonurus menneri* Nov. и *Borchgrevinkium taimyrensis* Nov., а также неопределимые остатки остракод, пелеципод и лингул *.

Курейский горизонт. Его строение наиболее полно характеризует разрез одноименной свиты, вскрытой скважинами в Норильском районе. Этот разрез делится на две пачки: нижнюю сероцветную и верхнюю пестроцветную. Сероцветная пачка (20—25 *м*) представлена карбонатными аргиллитами, содержащими тонкие прослои глинистых известняков и доломитов. С подстилающими породами зубовской свиты эти образования связаны постепенным переходом. Пестроцветная пачка (50—55 *м*) сложена красновато-бурыми, фиолетово- и зеленовато-серыми, реже серыми аргиллитами, содержащими в верхней части прослои и линзовидные включения костных брекчий. В этих породах обнаружены, кроме остатков остракод и лингул, кости рыб — *Sibiriaspis plana* Obr., *Putoranaspis* sp., *P. prima* Obr., *Pteraspididea* gen. ind., *Arthrodira* gen. ind., *Norilaspis* sp., *Arctolepidiformes* gen. ind., *Cephalaspidiformes* gen. ind., *Porolespis* sp., *Onchus* cf. *verus* Schmidt.

Южнее Норильского района породы курейской свиты выходят на дневную поверхность в долинах рек Кулюмбе, Курейки и Северной. При этом сохраняются основные черты строения Норильского (стратотипического) разреза.

На наш взгляд, к курейскому горизонту целесообразно относить нижнюю так называемую «переходную пачку» (4—10 *м*) разведочнинского горизонта, представленную в Норильском стратотипе красно-коричневыми прослоями, зеленовато-серыми аргиллитами и мергелями со следами внутриформационных размывов. Аргиллиты содержат большое количество остатков рыб — *Rhinopteraspis* sp., *Amphiaspis* sp., *Norilaspis hamata* Obr., *Porolepis* sp. и других нижнедевонского облика.

К нижнему девону относятся также породы, слагающие основание разведочнинского горизонта, характеристика которого приводится ниже, так как большая его часть надежно датируется среднедевонской (эйфельской) фауной.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

В его состав входят отложения разведочнинского, мантуровского и юктинского горизонтов.

Разведочнинский горизонт. В Норильском районе на неровной поверхности аргиллитов и мергелей «переходной пачки», отнесенных нами к курейской свите, залегает монотонная пачка (50 *м*) сероцветных карбонатных аргиллитов с мелкогалечным конгломератом в основании. Вышележащие аргиллиты содержат прослои фосфоритовых гравелитов и костные брекчии. О ранне-среднедевонском возрасте пород этой пачки свидетельствуют остатки

* Здесь и далее в основном приводятся списки девонской фауны ранее опубликованные В. Вл. Меннером [1961] и дополненные его устными сообщениями.

рыб, брахиопод и остракод. Выше залегают зеленовато-серые и красновато-бурые аргиллиты и мергели (около 50 *м*), также содержащие фосфоритовые прослои толщиной 1—3 *см*. Породы эти содержат большое количество остатков брахиопод и рыб.

Верхнюю часть разреза слагает пачка (около 30 *м*) аргиллитов и мергелей с подчиненными прослоями глинистых известняков, алевролитов и песчаников. Палеонтологические остатки здесь малочисленны и представлены в основном артродирами *Evencosteus mennerorum* O b r. (in litt.) и редкими кистеперыми.

Южнее, в Приенисейской зоне, отложения разведочнинского горизонта известны в бассейнах рек Фокиной и Имангды, в верховьях р. Хантайки, в среднем течении р. Кулюмбе, приблизительно в 20—25 *км* выше устья р. Джалтул, в нижнем течении р. Курейки, а также в бассейне р. Нижней Тунгуски.

Мантуровский горизонт. На территории Норильского района, а также в бассейнах рек Кулюмбе и Курейки ему соответствуют мантуровская, а в более южных районах — тынепская свиты. В ряде районов устанавливается различный по амплитуде предмантуровский размыв. В норильских разрезах резкое уменьшение мощности подстилающих отложений разведочнинской свиты фиксируется в бассейнах рек Имангды и Фокиной, а в районе междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок размыты породы разведочнинского и, возможно, всего курейского горизонтов.

Мантуровская свита сложена в нижней части (75—110 *м*) пестроокрашенными преимущественно красноцветными более или менее карбонатными аргиллитами, мергелями, глинистыми известняками и доломитами с маломощными прослоями и линзами гипсов и ангидритов. В основании этой пачки отмечаются редкие фосфоритовые образования. Глинистые известняки содержат костные остатки рыб — *Wijdeaspis arctica* O b r., *Actinolepis* sp., *Angarichthys* sp., *Dipterus* sp., *Orvikuina* sp., *Onchus* sp., *Porolepis* sp. и др. Выше залегают преимущественно серые и зеленовато-серые, реже красновато-бурые аргиллиты, мергели и доломиты (120—135 *м*), содержащие выклинивающиеся пласты ангидрита, гипса и галита мощностью до 5 *м*.

Тынепская свита представлена в основании (10 *м*) светло-серыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с костными остатками рыб *Angarichthys hyperboreus* O b r., выше (70—80 *м*) — пестроцветными алевролитами с прослоями известковистых аргиллитов и песчаников. Венчают разрез сероцветные песчаники, алевролиты, глинистые известняки и доломиты мощностью 40—50 *м*.

Юктинский горизонт сложен серыми и темно-серыми карбонатными породами, образующими наиболее полные разрезы в Норильском районе, на реках Дельтуле, Корвунчане, Рыбной, Бахте, Дегали, Столбовой и др. Стратотипом горизонта является разрез бассейна р. Кунтыкахы, где развиты в нижней части (6 *м*) известняки и доломиты серые и желтовато-серые. Известняки содержат остатки трубчатых фораминифер, гастропод, пелеципод *Paracyclas* sp., брахиопод *Emanuella subumbona* H a l l, *Produstella djaltulensis* N a l., трилобитов и криноидей. Выше (8—10 *м*) залегают серые и коричневато-серые доломитизированные с желваками кремня органогенные известняки с остатками фораминифер, пелеципод, остракод, кораллов и трилобитов. Перекрываются они светло-серыми и белыми неравномерно доломитизированными известняками (5—5,6 *м*), содержащими остатки брахиопод — *Elytha* sp., *Emanuella subumbona* H a l l, *E. tackwanensis* K l y s., пелеципод — *Pteria* (*Leptodesma*) sp., *P.* (*Leiopreria*) *gabbi* (H a l l), остракод — *Uchtovia* sp., *Kozlowskiella* sp. и редкие членики криноидей. Вен-

чается разрез серыми и светло-серыми песчаниковидными кавернозными известняками (около 3 *м*) с желваками кремня.

Разрезы в других районах как по вещественному составу слагающих пород, так и по комплексу фауны обнаруживают сходные черты, отличаясь главным образом соотношениями известняковых и доломитовых пачек.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

На рассматриваемой территории верхнедевонские образования представлены накохозским и каларгонским горизонтами, а также дудинской, фокинской и люмской свитами.

Накохозский горизонт. Ему соответствуют образования одноименной свиты. Условно к накохозскому горизонту относится также дявадякитская свита, выходы которой известны в долине р. Дявадякита (бассейн р. Подкаменной Тунгуски), где она представлена сероцветными мергелями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками видимой мощностью около 25 *м*.

Накохозскую свиту (70—100 *м*) слагают преимущественно красновато-бурые в основании и зеленовато-серые в верхней части доломитовые мергели и аргиллиты, переходящие иногда в глинистые доломиты. Широкое распространение в этой свите имеют ангидриты и гипсы. Фаунистически свита не охарактеризована. Раннефранский возраст ее устанавливается по положению в разрезе — между позднеживетскими и среднефранскими образованиями.

Каларгонский горизонт. Отложения одноименной свиты прослежены от р. Сухой Тунгуски до оз. Пясино. Наиболее полно его разрез вскрыт скважинами в Норильском районе, где он расчленяется на три толщи: известняково-доломитовую, известняковую и доломитовую.

Нижняя толща (35 *м*) представлена серыми и темно-серыми иногда брекчиевидными доломитами и известняками. Среднюю толщу (45 *м*) слагают глинистые и доломитовые известняки, представленные массивными, слоистыми, комковатыми, оолитовыми и другими разностями, содержащими прослои известняковых брекчий, которых особенно много в верхней части разреза. В основании обнаружены остатки брахиопод — *Adolfispirifer jeremejevi* Tschern., *Cyrtospirifer* sp., *Pugnax plicatus* Kryl., *P. menneri* Kryl. и остракод — *Molleritia crassa* Abusch., *M. tenuis* Abusch. Выше встречены фораминиферы *Paracaligella* sp., пелециподы — *Pteria* (*Leptodesma*) sp., остракоды — *Molleritia* sp., харовые водоросли — *Umbella* ex gr. *bella* Masl., сине-зеленые водоросли — *Nodozinella* sp. и др. Верхняя толща (35—40 *м*) представлена серыми и темно-серыми глинистыми, иногда кавернозными доломитами с пропластками мергелей и аргиллитов. В этой толще обнаружены остатки пелеципод — *Parallelodon* sp., *Coniophora* sp., гастропод — *Murchisonia* aff. *devoniana* Tok. и др.

Каларгонским горизонтом долгое время заканчивали девонский разрез северо-запада Сибирской платформы. В последние годы на территории Норильского района в результате бурения достоверно установлено, что над отложениями каларгонской свиты лежит мощная толща сульфатно-карбонатных образований, перекрываемая известняками турнейского яруса карбона. Г. Д. Масловым эта толща разделена условно на дудинскую и фокинскую свиты.

Дудинская свита имеет очень ограниченное распространение. По литологическому составу слагающие ее породы очень близки к каларгонской свите. Представлена она в основном серыми, темно-серыми глинистыми известняками и доломитами видимой мощностью около 70 *м*. Известняки содержат остатки кальцисфер и фораминифер — *Bisphaera comprassa* Bog. et

J u f., *B. irregularis* V i s s., *B. elegans* V i s s., *Parathikhinella* sp., *Vicinesphaera parva* R e i t l., *Radiosphaera ponderosa* R e i t l., *R. spinosa* R e i t l., *Archaeosphaera minima* S u l., *Parathurammina* cf. *paulis* B y k., *Paracaligella*? sp., иглокожих и др., позволяющих датировать эту толщу позднефранским возрастом.

Фокинская свита развита на Болгохтохском участке и в бассейне р. Фокиной. На станции Тундра в скв. С-12 над пачкой серых известняков, относимых к дудинской свите, вскрыты мергельно-доломитово-ангидритовые брекчии. Цементируются обломки гипсово-ангидритовым материалом. Мощность пачки 44 *м*.

Вторая пачка (168 *м*) сложена доломитовыми мергелями с гипсом и ангидритами. Прослои сульфатов в разрезе распределены неравномерно. Внизу мергели окрашены в серые и темно-серые цвета, в верхней части разреза появляются красновато-бурые прослои.

Третья пачка (138 *м*) представлена преимущественно серыми и темно-серыми, зеленовато-серыми и красновато-бурыми часто глинистыми, реже алевритистыми доломитами с прослоями ангидрита и гипса и реже — мергельно-ангидритовых брекчий. В нижней части пачки в интервале 738,4—735,2 *м* встречен прослой серого неравномерно глинистого известняка с раковинами брахиопод *Adolfispirifer* cf. *jeremejewi* (T s c h e r n.), остракод — *Eridoconcha* sp. фораминифер *Hyperammina*? ex gr. *moderata* L i p., а также водорослей — *Umbella* ex gr. *famena* B y k.

Четвертая пачка (75 *м*) представлена серыми и зеленовато-серыми известково-доломитовыми мергелями, вверх по разрезу сменяющимися доломитовыми известняками и известковистыми доломитами. В нижней части пачки встречены прослои ангидрита и гипса мощностью до 0,8 *м*. Подчиненное положение в разрезе занимают мергельно-гипсовые брекчии.

В долине р. Курейки приблизительно в 3,5 *км* ниже первого порога обнажены породы *люмской свиты*, являющейся стратиграфическим аналогом дудинской и фокинской свит. Представлена она серыми, зеленовато-серыми, иногда красновато-бурыми карбонатно-глинистыми породами, перекрываемыми, как и в Норильском районе, сероцветными прекрасно фаунистически охарактеризованными известняками турнейского яруса.

Самой южной точкой распространения люмской свиты в Приенисейской зоне Сибирской платформы является бассейн р. Северной, где на дневную поверхность выходят зеленовато-серые глинистые известняки видимой мощностью около 10 *м*.

НИЖНИЙ КАРБОН (ДОУГЛЕНОСНЫЙ)

Отложения нижнего отдела каменноугольной системы подразделяются на две резко отличные в фациальном отношении части. Нижняя часть представлена в основном карбонатными толщами, содержащими морскую фауну, верхняя — преимущественно континентальными отложениями, представляющими собой базальную часть верхнепалеозойской угленосной формации.

В настоящем разделе описаны доугленосные отложения нижнего карбона имеющие относительно небольшое распространение на Сибирской платформе. Они обнажаются главным образом в ее северо-западной и западной частях. Небольшие выходы известны в юго-западной (Тасеевская впадина), северо-восточной (р. Оленек) и центральной частях платформы.

Нижнекаменноугольные доугленосные отложения залегают с размывом на девонских и нижнепалеозойских породах и также с размывом перекрываются породами угленосной формации. Мощность их изменяется от 20—

30 *м* в южной части платформы до 250—300 *м* в северо-восточных разрезах и в пределах Вилюйской синеклизы.

В основу стратиграфического расчленения нижнекаменноугольных отложений положена схема, составленная Н. Н. Лапиной и принятая Межведомственным стратиграфическим совещанием в г. Новосибирске в 1964 г. Согласно этой схеме доугленосные отложения нижнего карбона относятся к турнейскому ярусу, который подразделяется на нижнетурнейский и верхнетурнейский подъярусы.

Нижнетурнейский подъярус. Отложения подъяруса установлены в южной и северо-восточной частях Сибирской платформы, а также в пределах Вилюйской синеклизы. На южном борту Тунгусской синеклизы они выделяются в невонскую свиту, в Тасеевской впадине — в суховскую свиту и сопоставляемые с ней баероновскую и топорокскую свиты.

Невонская свита, по данным Н. П. Ильюхиной, представлена песчаниками, аргиллитами, туфами, туфопесчаниками. В этих отложениях имеются морские пелециподы. Мощность свиты равна 30—35 *км*.

Суховская свита сложена песчаниками, алевролитами, хемогенными известняками с прослоями конгломератов в основании. Мощность свиты составляет 20—30 *м*.

Баероновская свита сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами, трепелами и известняками, содержащими листовую флору и спорово-пыльцевые комплексы. Мощность свиты 130—150 *м*. Залегающая на баероновской топорокская свита представлена пестроцветными аргиллитами и алевролитами, хемогенными известняками со строматолитами. Ее мощность оценивается примерно в 100 *м*.

Возраст невонской, суховской и топорокской свит устанавливается условно в связи с отсутствием в них характерных палеонтологических остатков. Возраст баероновской свиты определяется как раннетурнейский на основании содержащихся в ней флористических и спорово-пыльцевых комплексов.

В северо-восточной части платформы к нижнетурнейскому подъярусу условно отнесена толща терригенных пород, залегающая непосредственно под фаунистически охарактеризованными карбонатными толщами верхнетурнейского подъяруса. В западной и северо-западной частях платформы отложения нижнего турне отсутствуют.

Верхнетурнейский подъярус. Отложения подъяруса распространены в северо-западной, западной и северо-восточной частях Сибирской платформы и отсутствуют в ее южной части. Представлены они исключительно морскими фациями. Стратотипом подъяруса является разрез на р. Фокиной (между ее притоками — реками Серебряной и Ханель-Бира). В соответствии с этим они подразделены здесь, как отмечает Н. Н. Лапина, на ханель-биринский и серебрянский горизонты.

Ханель-биринский горизонт (или слои с *Fussella ussiensis* Tolm.) представлен на р. Фокиной темно-серыми, почти черными известняками, содержащими богатые комплексы брахиопод и фораминифер.

Серебрянский горизонт сложен светло-серыми известняками с многочисленными отпечатками *Spirifer enisseiensis* Lap. Кроме того, в этих отложениях, вскрытых скв. С-12 в Дудинском районе и на р. Фокиной, встречены фораминиферы, характерные для верхнетурнейских отложений.

В западной части синеклизы аналогом описанных выше горизонтов, возможно, являются отложения кондроминской и джалтулинской свит. Такое сопоставление является условным, так как эти свиты в большинстве своем лишены палеонтологических остатков.

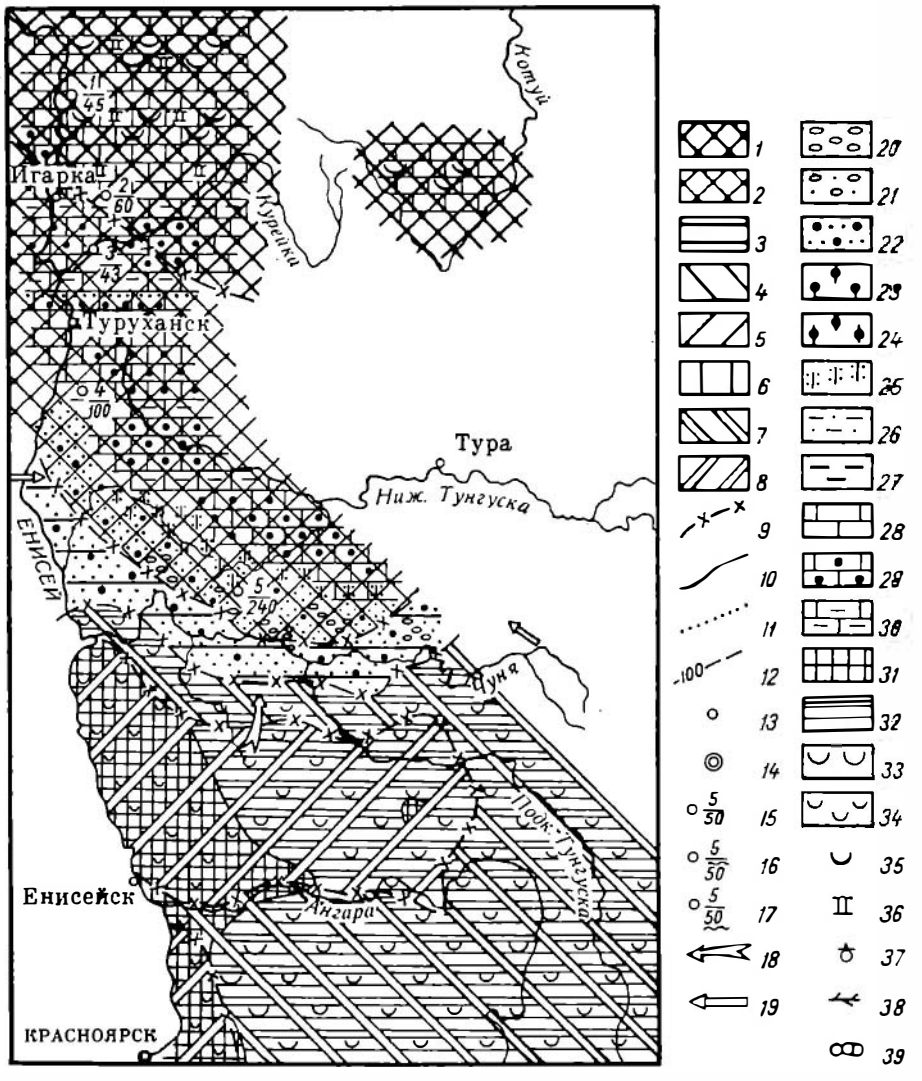


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема времени формирования турнейского яруса. Составили В. И. Будников, О. Г. Ваар, С. В. Тарновский. Использованы разрезы рек Бруса, Курейки, Фатьянихи, Кондромы.

Области аккумуляции: *1* — море, глубокая часть шельфа; *2* — море, мелкая часть шельфа. *Равнины*: *3* — прибрежная, временами заливавшаяся морем; *4* — низменная, зона преимущественного развития лагун; *5* — низменная, зона преимущественного развития озер и болот; *6* — низменная, зона преимущественного развития конусов выноса и рек. *Области сноса*: *7* — равнины низменные (денудационные); *8* — равнины возвышенные, плато. *Границы, изопахиты, точки разрезов*: *9* — границы палеогеографических областей и зон; *10* — границы литологических комплексов; *11* — контур современного распространения осадков; *12* — изопахиты; *13* — разрез по обнажениям; *14* — разрез по скважинам; *15*, *16*, *17* — в числителе — номер разреза, в знаменателе: *15* — полная мощность разреза; *16* — неполная за счет отсутствия данных по верхней части; *17* — неполная за счет отсутствия данных по нижней части; *18* — главные направления сноса обломочного материала; *19* — второстепенные направления сноса обломочного материала. *Породы в области аккумуляции*: *20* — галечники, гравий; *21* — галечники с песком; *22* — пески кварцевые; *23* — пески аркозовые; *24* — пески полимиктовые; *25* — пески с известковым цементом; *26* — алевриты и глины; *27* — угли; *28* — известняки; *29* — известняки песчанистые; *30* — известняки глинистые. *Породы в области сноса*: *31* — изверженные, метаморфические и осадочные породы Pt_3; *32* — осадочные, карбонатные и обломочные породы Pz_1 и Pz_2. *Коры выветривания*: *33* — сохранившиеся до настоящего времени; *34* — области вероятного распространения кор выветривания в прошлом. *Характерные группы фауны и флоры*: *35* — морские тонкостенные моллюски, брахиоподы; *36* — кораллы; *37* — солоноватоводные пелециподы; *38* — многочисленная листовая флора; *39* — богатые спорово-пыльцевые комплексы.

Джалтулинская свита выделена на р. Дельтуле — правом притоке р. Бахты. Представлена она известковистыми песчаниками существенно кварцевого состава. В нижней части свиты встречаются единичные маломощные прослои пиритизированных песчанистых известняков, в верхней — алевролиты и аргиллиты с прослоем ожелезненных кварцевых конгломератов.

Из нижней части свиты собран комплекс фораминифер, которые характеризуют нижнетурнейский возраст включающих их слоев. Однако, учитывая переотложенный характер фораминифер, можно предполагать более молодой возраст этих слоев. Видимая мощность свиты изменяется от 20 до 60 *м*.

Кондроминская свита распространена в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Сложена она светло-серыми и белыми разнозернистыми сахаровидными кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Свита залегает с резким размывом на различных толщах: от среднего ордовика до среднего девона. Кондроминская свита перекрывается опять-таки с размывом породами угленосной формации. Каких-либо органических остатков в ней не установлено. Мощность свиты изменяется от 3—10 *м* в бассейне р. Чуни до 60—80 *м* в бассейнах рек Бирамбы, Дулькумы и до 180—240 *м* в бассейнах рек Кондромы и Кочумдека.

В северо-восточной части синеклизы к верхнетурнейскому подъярусу отнесены (снизу вверх): нижняя карбонатная, гипсоносная и верхняя карбонатная толщи. Нижняя толща представлена карбонатными породами с *Fusella ussiensis* T o l m. Мощность равна 90—100 *м*. Гипсоносная толща сложена гипсами, доломитами, мергелями, песчаниками и алевролитами. Палеонтологических остатков не обнаружено. Ее мощность равна 60 *м*.

Таким образом, начавшаяся в конце франского века регрессия морского бассейна в пределах Сибирской платформы приводит в конце фаменского века к перерыву в осадконакоплении. Продолжительность этого перерыва была различной в разных частях платформы, о чем свидетельствует трансгрессивное залегание разных по возрасту горизонтов нижнего карбона на девонских и нижнепалеозойских породах. Наиболее длительный перерыв был, вероятно, в северо-западной части платформы, где отсутствуют отложения нижнетурнейского подъяруса.

На юге платформы (Тасеевская впадина) начало турнейского века ознаменовалось трансгрессией; накопление осадков протекало в мелководной шельфовой зоне бассейна.

В позднетурнейское время условия осадконакопления резко меняются (рис. 2). Южная часть платформы (Тасеевская впадина, междуречье Ангары — Подкаменной Тунгуски), а также Енисейский кряж в это время представляли собой относительно выровненную сушу, на которой шло формирование коры выветривания. Область сноса была сложена различными по составу породами. Сохранившиеся в основании угленосной формации в Тасеевской впадине остатки кор выветривания и продукты их переотложения свидетельствуют о имевших здесь место процессах корообразования.

В западных, северо-западных районах платформы в это время шло накопление нормально-морских осадков. В бассейнах рек Подкаменной Тунгуски и Бахты формирование осадков протекало в верхней мелкой части шельфа. Здесь накапливались кварцевые пески (кондроминская и джалтулинская свиты). В северо-западной части платформы шло формирование карбонатных пород в нижней глубокой части шельфа. В этих породах в большом количестве содержатся тонкостенные моллюски, брахиоподы и кораллы. При приближении к мелководной части шельфа в осадках растет примесь глинистого, а затем и песчаного материала и исчезает фауна.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Верхнепалеозойские отложения имеют большое распространение в пределах Тунгуской синеклизы. Они выходят по ее периферии и обнажаются в эрозионных окнах среди туфолавовых толщ триаса в ее центральной части.

Угленосные отложения залегают на размытой поверхности нижне-среднепалеозойских пород и перекрываются туфолавовыми образованиями нижнего триаса. Представлены они типичными для угленосных формаций породами: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, углями; реже встречаются прослои конгломератов, известняков, туфов.

Мощность угленосной формации в пределах синеклизы изменяется от 430—440 *м* в центральных районах (Туринская опорная скважина, Таймурпинское поднятие) до 1500—1550 *м* в северо-западной ее части (Курейская мульда).

Первую схему расчленения верхнепалеозойской формации в бассейне р. Нижней Тунгуски по палеоботаническим данным предложил В. А. Хахлов [1937, 1940].

Анализ материалов по угленосным отложениям и изучение большого палеоботанического материала позволили Г. П. Радченко и Н. А. Шведову [1940] разработать новую уточненную схему стратиграфии, которая получила общее признание. Согласно этой схеме, отложения верхнего палеозоя были разделены на пять свит (снизу вверх): бургуклинскую, ногинскую, чапкоктинскую, пеляткинскую и дегалинскую.

Впервые сопоставление местных стратиграфических схем верхнего палеозоя синеклизы и создание единой унифицированной схемы было осуществлено на стратиграфическом совещании в г. Ленинграде в 1956 г. Угленосная формация была подразделена на пять свит: тушамскую (C_1), катскую (C_{2-3}), бургуклинскую (P_1), пеляткинскую (P_2^1) и дегалинскую (P_2^2).

Новым этапом в разработке стратиграфии верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы явилось Межведомственное стратиграфическое совещание, состоявшееся в г. Новосибирске в мае — июне 1964 г. Впервые в угленосной формации рассматриваемого региона на основании установленной этапности в развитии позднепалеозойской растительности были выделены горизонты. К каменноугольной системе отнесены тушамский и катский горизонты, причем тушамский горизонт отнесен к намюрскому ярусу, а катский — к среднему и верхнему отделам карбона. Клинтайгинский и бургуклинский горизонты имеют нижнепермский возраст, ногинский, чапкоктинский, усть-дегалинский и гагарийский горизонты отнесены к верхней перми.

Описание верхнепалеозойских отложений Тунгусской синеклизы в настоящей работе проведено в основном по схеме 1959 г. с некоторыми изменениями, заимствованными из схемы 1964 г. В отдельных случаях авторы сочли необходимым предложить свои варианты расчленения и корреляции разрезов.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Благодаря относительно хорошей обнаженности верхнепалеозойская формация северо-западной части синеклизы привлекала внимание многих исследователей [Лившиц, 1958; Яковлев и др., 1960; Гор, 1963, 1965; Баранов, Будников, 1965]. Ранее, в основном в 1957—1958 гг., эта территория была покрыта геологической съемкой среднего масштаба. В течение 1963—1965 гг. разрезы верхнего палеозоя по рекам Курейке, Горбиачину, Брусу, Танке были изучены авторами настоящего раздела.

Верхнепалеозойские отложения северо-западной части синеклизы подразделяются (снизу вверх) на брусскую, анакитскую, бургуклинскую, пелятkинскую и дегалинскую свиты.

Брусская свита. Стратотипом является разрез на р. Брусе, расположенный в 10 *км* выше впадения в нее р. Танки. Здесь обнажаются средняя и верхняя части свиты, представленные серыми и зеленовато-серыми, часто известковистыми песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых массивных алевритистых известняков и прослоем темно-серых аргиллитов. Взаимоотношения брусской свиты с подстилающими отложениями неясны, так как ее нижняя часть перекрыта четвертичными отложениями. Видимая мощность свиты на р. Брусе составляет 90 *м*, полная мощность 120—140 *м*.

На р. Курейке обнажены нижняя и средняя части свиты. Нижняя часть представлена главным образом известняками, нередко глинистыми и алеврито-глинистыми с единичными прослоями алевролитов и аргиллитов; средняя часть — песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов. Брусская свита в этом районе залегает с размывом на сахаровидных известняках C_1^1. В основании свиты на р. Курейке установлена мощная (16,5 *м*) толща пестроцветных брекчий, состоящих из крупных обломков серых известняков, зеленых и коричневато-красных известковых глинисто-алевритовых пород. Видимая мощность свиты в этом разрезе равна 106 *м*; полная мощность 130—150 *м*.

На р. Горбиачине, ниже устья руч. Гусиного, выходит толща (42 *м*) зеленовато-серых песчаников с прослоями алевролитов, интенсивно измененных интрузиями долеритов. Условно эта толща относится к брусской свите.

Палеонтологически брусская свита почти не охарактеризована и условно отнесена к визе — намюру, так как во всех описанных выше разрезах располагается между фаунистически охарактеризованными породами турнейского яруса и собственно угленосными отложениями анакитской свиты, содержащими флористические комплексы C_{2-3}.

Анакитская свита. Отложения свиты обнажены в разрезах рек Горбиачина и Бруса. На р. Курейке выходит лишь верхняя часть свиты. Взаимоотношение анакитской свиты с нижележащей брусской можно наблюдать только на р. Брусе, здесь пачка песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов и с явными следами размыва залегает на породах брусской свиты.

В горбиачинском разрезе анакитская свита сложена частым переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей, углистых аргиллитов, а также прослоев пирокластических пород, что придает ей характерное полосчатое, мелкоритмичное строение. Мощность угольных пластов измеряется первыми десятками сантиметров. Видимая мощность свиты составляет 315 *м*.

На р. Курейке, где обнажена верхняя часть свиты, опять-таки отмечается частое переслаивание различных литологических разностей пород, однако мощность угольных пластов заметно возрастает и достигает 1, 4, 5 *м*. Как и в горбиачинском разрезе на р. Курейке заметное место занимают пирокластические породы. Полная мощность свиты в этом разрезе оценивается в 340 *м*.

В отличие от вышеописанных разрезов на р. Брусе явно преобладают песчаники, в подчиненном количестве встречаются прослои алевролитов, песчанистых и глинистых известняков, углистых аргиллитов и пирокластических пород. Установлен один угольный пласт. Мощность свиты на р. Брусе 225 *м*.

Средняя и особенно верхняя части анакитской свиты достаточно полно охарактеризованы листовой флорой. Особенно интересным является прослой

аргиллитов в верхах горбиачинского разреза. В этом прослое содержатся прекрасной сохранности отпечатки многих руководящих представителей катского горизонта [Баранов, Будников, 1965]. На р. Курейке из верхних горизонтов свиты собраны растительные отпечатки, характерные для катского и клинтайгинского горизонтов, в связи с чем мы и относим анакитскую свиту к среднему — верхнему отделам карбона и нижнему подотделу нижней перми. Мы не склонны включать в состав анакитской свиты тушамский горизонт или его аналоги, как это сделано в схеме 1964 г.

Бургуклинская свита. Отложения свиты вскрыты в береговых разрезах рек Горбиачина и Курейки. Залегают они согласно на анакитской свите и представлены чередованием пачек песчаников и алеврито-глинистых пород, причем в курейском разрезе преобладают песчаники, в горбиачинском — алевролиты и аргиллиты. В свите содержится до 23 угольных пластов мощностью свыше 0,5 *м* (на р. Курейке достигают 5, 12, 15 *м*).

Бургуклинская свита в северо-западной части синеклизы характеризуется максимальной угленасыщенностью по сравнению с другими свитами угленосной формации. В нижней и средней частях свиты обоих разрезов встречаются прослои пирокластических пород, в верхней части — пачки глинистых и алевритистых известняков. Мощные пачки известняков установлены в верхней части свиты горбиачинского разреза. Ранее эта карбонатная толща относилась к пеляткинской свите. Проведенные в последние годы послойные сборы фауны и флоры позволили пересмотреть прежние представления.

Собранные из описанных выше разрезов листовая флора, семена и пелециподы указывают на принадлежность включающих их слоев к бургуклинскому горизонту. Мощность свиты на р. Горбиачине равна 525 *м*, на р. Курейке — 535 *м*.

Пеляткинская свита. Отложения свиты, которая понимается нами в объеме, принятом в схеме 1959 г., выходят в береговых разрезах рек Курейки, Бруса, Танки. Последний разрез описан впервые в 1964 г. В. К. Барановым и может считаться в настоящее время опорным, так как изучен наиболее полно.

Отложения свиты залегают согласно на породах бургуклинской свиты и характеризуются частым чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. По характеру угленосности пеляткинская свита резко отличается как от нижележащей бургуклинской, так и от вышележащей дегалинской. Для нее характерно большое количество маломощных угольных пропластков, среди которых пласты рабочей мощности встречаются редко. В свите встречаются мощные пачки песчаников. Для пеляткинской свиты характерны прослои пирокластических пород, а также глинистые и алевритистые известняки, которые особенно часто встречаются в брусском разрезе.

Собранные из этих отложений флористические комплексы и пелециподы содержат руководящие формы ногинского и чапкоктинского горизонтов. Мощность свиты равна в среднем 310 *м*.

Дегалинская свита. Стратиграфически выше согласно залегают отложения, относимые к дегалинской свите. Нижняя граница проводится в основании мощной (27—30 *м*) пачки крупно- и среднезернистых песчаников. Наиболее полные разрезы имеются в истоках р. Танки и на р. Курейке. В целом свита характеризуется переслаиванием мощных пачек песчаников с толщами алеврито-глинистых пород, содержащих пласты угля рабочей мощности. В Курейском разрезе в нижней части свиты коэффициент угленосности равен 7%, причем 5 пластов из 6 имеют рабочую мощность. На р. Танке из 3 пластов, вскрытых эрозией, 2 являются рабочими. В верх-

ней части свиты в курейском разрезе имеются пачки глинистых и алевритистых известняков.

Стратиграфически выше дегалинской свиты залегают нижнетриасовые эффузивные и туфогенные образования.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Разрезы верхнего палеозоя центральной части Тунгусской синеклизы, главным образом по р. Нижней Тунгуске, являются стратотипическими, в связи с чем они изучались многими исследователями. Именно на этих разрезах, как уже отмечалось выше, разрабатывались схемы стратиграфии верхнего палеозоя синеклизы. Важное значение для познания геологического строения этой территории имели геологические съемки, проведенные под руководством Г. Ф. Лунгерсгаузена и Н. В. Дренова, работы Н. К. Яковлева и др. [1960], Г. Н. Садовникова [1960, 1964], В. С. Быкадорова, И. К. Яковлева [1964], Г. Л. Бельговского и др. [1964]. Изучением растительных остатков из верхнего палеозоя этого района занимались Г. П. Радченко, Н. Г. Вербицкая, Г. Н. Садовников, С. В. Мейен, С. В. Сухов, Н. А. Шведов, Е. С. Рассказова и др.

В нижнем течении р. Нижней Тунгуски разбурен ряд месторождений угля (Среднепеляткинское, Бугарихтинское, Ногинское, Водопаднинско-Кочумдекское и др.), завершены бурением Большепорожская опорная скважина, скважины на Аллюнской площади и на профиле пос. Тура — р. Вивн. В 1967 г. отложения верхнего палеозоя пройдены Туринской опорной скважиной и профильными скв. 23-П, 24-П близ устья р. Вивн, а также на ряде участков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски.

Верхнепалеозойские отложения бассейна р. Нижней Тунгуски подразделяются (снизу вверх): на анакитскую, бургуклинскую, пеляткинскую и дегалинскую свиты. В разрезах по рекам Подкаменной Тунгуске — Чуни выделяются: тушамская, катская, бургуклинская, пеляткинская и дегалинская свиты.

Тушамская свита. Отложения свиты имеют ограниченное распространение. Они обнажаются в верховьях р. Подкаменной Тунгуски и в нижнем течении р. Чуни, по ее притокам и в верхнем течении р. Тычаны. В бассейне р. Чуни отложения свиты залегают согласно на кварцевых песчаниках кондроминской свиты и представлены аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и маломощными пропластками углей. В верховьях р. Подкаменной Тунгуски тушамская свита залегает с размывом на различных горизонтах ордовика и сложена песчаниками с редкими прослоями аргиллитов и линзами конгломератов. Содержащиеся в этих отложениях флористические и спорово-пыльцевые комплексы позволяют относить их к тушамскому горизонту. Мощность свиты колеблется от 12 до 22 *м* в бассейне р. Чуни, до 60—150 *м* в верховьях р. Подкаменной Тунгуски. В бассейне р. Нижней Тунгуски отложения тушамский свиты скорее всего отсутствуют.

Катская свита имеет широкое распространение в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Она залегает с размывом на разновозрастных образованиях (от C_{III} до C_1 включительно), причем установлено омоложение подстилающих пород при переходе от южных разрезов к северным.

Катская свита представлена переслаиванием алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников и маломощными пропластками углей. В нижних горизонтах свиты существенное значение приобретают прослои конкреции сидерита и линзовидные прослои конгломератов и гравелитов. Последние широко развиты в районе уроч. Кривляки. По всему разрезу

встречаются маломощные прослои алевритистых и глинистых известняков и пирокластических пород. В отложениях катской свиты установлены флористические комплексы, содержащие типичных представителей катского горизонта, и фауна пелеципод. Мощность свиты 180 *м*.

На р. Нижней Тунгуске аналогом катской свиты является *анакитская*. Последняя выходит против устья р. Анакита и в приустьевых частях рек Северной — Летней. Разрез свиты вскрыт Большепорожской и Туринской опорными скважинами и скв. 24-П Аллюнской нефтеразведки.

Верхняя часть анакитской свиты условно сопоставляется с клинтайгинским горизонтом. Отложения свиты залегают со стратиграфическим перерывом на нижележащих породах: в нижнем течении р. Нижней Тунгуски — на породах девона, в центральной части синеклизы — на отложениях нижнего карбона.

Анакитская свита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов, причем в разрезах центральной части синеклизы установлено мелкоритмичное переслаивание этих пород.

Мощность свиты в нижнем течении р. Нижней Тунгуски равна 100—120 *м*, в центральной части синеклизы (Туринская опорная скважина) 74—80 *м*.

Бургуклинская свита. Отложения свиты выходят в виде изолированных обнажений в нижнем течении р. Нижней Тунгуски, в среднем и верхнем течении р. Подкаменной Тунгуски и р. Чуни. Кроме того, они вскрыты Большепорожской и Туринской опорными скважинами.

Отложения свиты залегают с размывом на нижележащих породах: на р. Нижней Тунгуске на анакитской свите, на р. Чуне — на различных горизонтах катской свиты и более древних (вплоть до ордовика), в среднем течении р. Подкаменной Тунгуски — на отложениях катской свиты.

На р. Нижней Тунгуске, в ее нижнем течении, бургуклинская свита представлена переслаиванием мощных пачек песчаников с пачками алевритоглинистых пород, содержащих многочисленные пласты угля рабочей мощности; имеется пласт графита, который разрабатывается.

В центральной части синеклизы (Туринская опорная скважина) свита представлена преимущественно песчаниками, содержащими прослои алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и единичные пластики углей.

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски свита представлена преимущественно песчаниками с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов, единичными прослоями алевролитов и аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Такой состав резко отличает ее от других районов синеклизы, где она является промышленно-угленосной.

Собранные из этих отложений флористические и спорово-пыльцевые комплексы позволяют относить их к бургуклинскому горизонту.

Мощность свиты в бассейнах рек Подкаменной Тунгуски и Чуни от 130 до 150 *м*, в нижнем течении р. Нижней Тунгуски до 250 *м*, в центральной части синеклизы не более 80—100 *м*.

Пеляткинская свита. Отложения свиты обнажаются в пределах верхних течений рек Чуни и Подкаменной Тунгуски и в бассейне р. Нижней Тунгуски. Кроме того, они вскрыты скважинами в центральной части синеклизы. Залегают с размывом на породах бургуклинской свиты. В верховьях р. Подкаменной Тунгуски установлено выпадение из разреза нижнепермских и каменноугольных пород.

В нижнем течении р. Нижней Тунгуски пеляткинская свита представлена в нижней части светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями средне- и крупнозернистых песчаников и гравелитов, в верхней —

переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и угля. В верхней части свиты установлены многочисленные прослои глинистых известняков.

В центральной части синеклизы свита представлена в нижней части светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов в основании. Верхняя часть представлена частым переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластиков угля.

В бассейне р. Подкаменной Тунгуски отложения пеляткинской свиты сходны по составу с бургуклинской и представлены песчаниками с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. В верхней части свиты появляются прослои и линзы алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными пластами и линзами угля и углистого аргиллита.

Содержащиеся в отложениях свиты флористические и спорово-пыльцевые комплексы позволяют относить включающие их слои к чапкоктинскому горизонту.

Мощность свиты в нижнем течении р. Нижней Тунгуски 250—300 *м*, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски 150—180 *м*, на р. Чуне 140—160 *м*, в центральной части синеклизы 100—110 *м*.

Дегалинская свита. Отложения свиты распространены в центральной части Тунгусской синеклизы. Они вскрыты скважинами на Водопаднинском и Среднепеляткинском месторождениях, а также на Аллюнской площади и в устье р. Виви. Отложения свиты залегают согласно на породах пеляткинской свиты, в отдельных местах в основании свиты устанавливаются размывы. Нижняя граница свиты в большинстве разрезов проводится в основании мощной пачки песчаников, содержащих обломки обугленной древесины и подстилающих пород.

Дегалинская свита представлена в основном переслаиванием мощных пачек песчаников с пачками алеврито-глинистых пород, содержащих пласты угля рабочей мощности (нередко 5, 9, 12 *м*). Это второй после бургуклинского максимум угленакопления для верхнепалеозойской формации синеклизы. Самые верхние горизонты свиты, по данным Г. Н. Садовникова, представлены необычными для угленосных формаций породами: белыми глинами, сапропелитами, известняками, битуминозными сланцами, содержащими пелеципод, остракод, филлопод, рыб, а также пирокластическими породами. Это гагарийские слои Г. Н. Садовникова. В верхах дегалинской свиты в ряде районов центральной части синеклизы установлена кора выветривания, представленная красноцветными глинистыми породами, горизонтами каолинизированных пород и толщами, обогащенными переотложенными продуктами этих кор.

В отложениях свиты содержатся богатые флористические и спорово-пыльцевые комплексы усть-дегалинского и гагарийского горизонтов.

Мощность дегалинской свиты в нижнем течении р. Нижней Тунгуски 200—350 *м*, в среднем течении р. Нижней Тунгуски 150—175 *м*, в бассейне р. Чуни 140—150 *м*.

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Много нового в познании геологического строения Приангарья внесли работы треста Востсибуглегеология (1947—1952 гг.). Важное значение в разработке стратиграфических схем верхнего палеозоя этих районов имели исследования Н. Г. Вербицкой, Н. П. Ильюхиной, В. М. Ковбасиной [1959], П. А. Пекарец (1961), Н. П. Ильюхиной [1964], Г. П. Радченко,

М. Ф. Нейбург, Г. Н. Трошковой, Е. С. Рассказовой, Е. М. Андреевой. Большие материалы получены в последние годы по этой части синеклизы Л. Н. Гутовой, К. П. Волковой, А. А. Томиловым, С. Ф. Павловым. В последнее время разрезы южной части синеклизы были изучены авторами настоящего раздела.

Верхнепалеозойские отложения Кокуйского месторождения подразделены (снизу вверх) на тушамскую, листвяжнинскую, клинтайгинскую и рыжковскую свиты (палинологи КГУ выделяют здесь также нижние горизонты пеляткинской свиты). В Ангаро-Катангском районе установлены (снизу вверх): тушамская, катская, поливинская свиты.

Тушамская свита. Наиболее полно изучены в Ангаро-Катангском районе и на Кокуйском месторождении. В Ангаро-Катангском районе она залегает с размывом на породах ордовика и силура (в основании базальные конгломераты). В нижней части тушамской свиты преобладают песчаники с прослоями конгломератов и брекчиевидных пород. В верхней части также преобладают песчаники, среди которых встречаются пачки алевролитов и аргиллитов. Мощность 40—180 *м*. На Кокуйском месторождении имеется лишь верхняя часть свиты (20—50 *м*), представленная преимущественно алевролитами и аргиллитами с одним пластом угля, невыдержанным по простиранию. Эти отложения залегают с размывом на известняках нижнего кембрия и в их основании прослеживается базальный конгломерат. В описываемых отложениях содержится типичный для тушамского горизонта флористический комплекс, в котором явно преобладают лепидофиты, а также руководящие спорово-пыльцевые комплексы.

Катская свита. Отложения свиты вскрыты скважинами в ряде месторождений Ангаро-Катангского района. Здесь они залегают согласно на породах тушамской свиты и представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В свите имеются пласты угля рабочей мощности.

На Кокуйском угольном месторождении аналогом катской свиты является листвяжнинская свита, залегающая согласно на породах тушамской свиты. Здесь она представлена главным образом алевролитами и аргиллитами, среди которых имеются прослои песчаников и конгломератов. В свите содержится 8 пластов угля рабочей мощности. Богатые флористические и спорово-пыльцевые комплексы позволяют относить листвяжнинскую свиту к катскому горизонту.

Мощность катской свиты равна в среднем 170 *м*, листвяжнинской — 230 *м*.

Клинтайгинская свита. В основании нижнепермских отложений в отдельных разрезах выделяется клинтайгинская свита. Впервые она была установлена Н. П. Ильюхиной, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкой в разрезе Кокуйского месторождения угля на основании содержащегося смешанного комплекса флоры каменноугольной и пермской систем. Клинтайгинская свита залегает согласно на породах листвяжнинской свиты и представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, преобладают песчаники. В свите содержится 6 пластов угля рабочей мощности. Примерно тот же состав имеют отложения клинтайгинской свиты в бассейнах рек Тасеевой, Карабулы, Муры. Мощность свиты на Кокуйском месторождении равна 125—200 *м*, в южном направлении она уменьшается до 80—100 *м*.

По мнению авторов, клинтайгинская свита выделена искусственно. Не определенными остаются ее границы, что лишает возможности прослеживания свиты при геологической съемке.

Рыжковская свита. Эта свита первые была выделена на Кокуйском месторождении. Залегает она согласно на породах клинтайгинской свиты и представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В свите содержится от 11 до 15 рабочих пластов угля. Пласт «Мощный» (№ 20), доступный для разработки открытым способом, имеет среднюю мощность 61,4 *м*. Флористические и спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений позволяют относить их к бургуклинскому горизонту. Отложения рыжковской свиты (многие относят их к бургуклинской свите) установлены также в бассейнах рек Тасеевой, Карабулы. Мощность свиты на Кокуйском месторождении равна 175—400 *м*, в бассейне р. Тасеевой — 200—220 *м*, еще южнее она уменьшается до 60 *м*.

В Ангаро-Катангском районе аналоги рыжковской и клинтайгинской свит выделяются под названием «поливинской» свиты. В отличие от вышеописанных отложений нижней перми поливинская свита не содержит угольных пластов и представлена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов и единичными пропластками углей и сидеритов. По литологическому составу она близка к разрезам бургуклинской свиты верховьев рек Подкаменной Тунгуски и Чуни. Ее мощность в бассейнах рек Ката и Поливы составляет в среднем 170 *м*.

Пеляткинская свита. В последнее время палинологи КГУ (Г. Н. Трошкова, Л. Н. Петерсон) выделяют в южной части синеклизы верхнепермские отложения, относящиеся к пеляткинской свите. Они залегают с размывом на нижележащих породах нижней перми и карбона и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пропластками угля и прослоями конгломератов и гравелитов в основании. Содержащиеся в них спорово-пыльцевые комплексы позволяют относить к ногинскому и низам чапкоктинского горизонта (нижняя половина пеляткинской свиты).

На Кокуйском месторождении их мощность 50 *м*, в среднем течении р. Карабулы — 80—100 *м*, в бассейне р. Коды — 150 *м*, в районе с. Кежмы — 150—200 *м*. Не исключено, что в последнем районе, где из обнажений отобраны спорово-пыльцевые комплексы, типичные для верхов чапкоктинского горизонта, имеется полный разрез пеляткинской свиты.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Верхнепалеозойские отложения в пределах Тунгусской синеклизы изучены неравномерно, в связи с чем основное внимание обращено нами на наиболее надежно скоррелированные стратиграфические подразделения. К таковым относятся отложения катской, бургуклинской, пеляткинской свит и их аналоги. Для времени их формирования и построены литолого-палеогеографические схемы (рис. 3, 4, 5). На схемах отражены условия накопления осадков, как это представляется автору, и нет необходимости пояснять эти материалы в тексте. Хочется лишь обратить внимание на данные, которые позволяют произвести районирование территории на фациальные зоны для отдельных этапов верхнепалеозойской истории Тунгусской синеклизы.

Начало формирования угленосной формации знаменует новый этап, отличный от среднепалеозойского; начиная с этого времени связь синеклизы с открытым морем прерывается и устанавливается лишь в отдельные кратковременные периоды. Во время накопления угленосных отложений господствовала континентальная обстановка с повсеместным развитием озер, болот,

речных долин. В меньшей мере были распространены внутриконтинентальные бассейны различной степени опреснения.

В средне- и позднекаменноугольную эпохи накопление осадков происходило в континентальной обстановке, однако эта обстановка была различ-

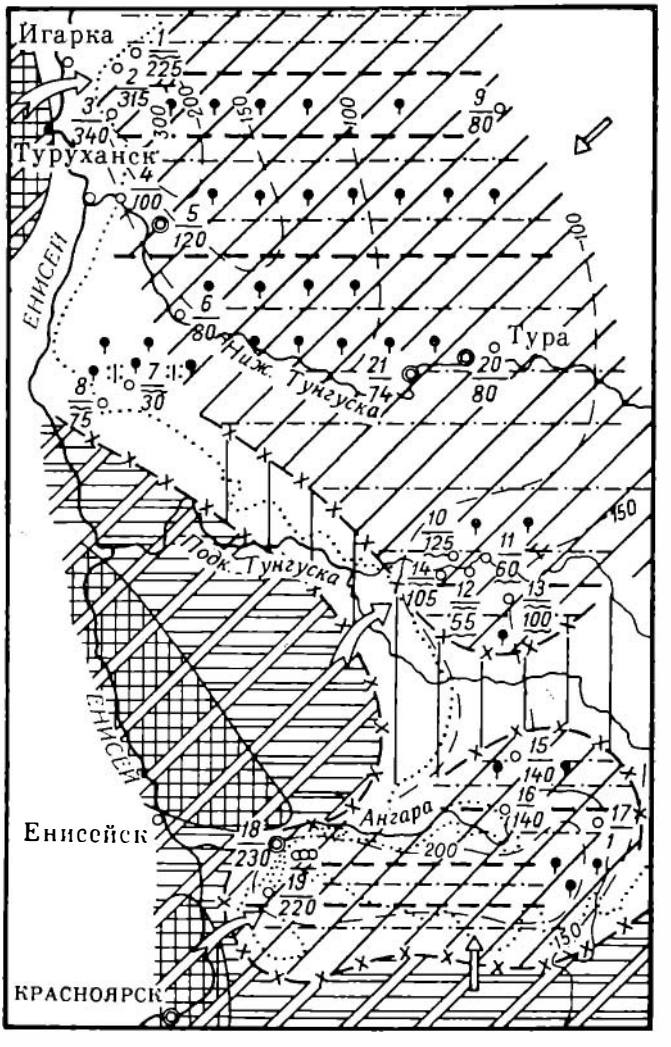


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема времени формирования катской свиты. Составили В. И. Будников.

Условное обозначение см. рис. 2.

Использованные разрезы: *1* — р. Брус; *2* — р. Горбиачин; *3* — р. Курейка; *4* — реки Северная, Летиля; *5* — Большепорожская опорная скважина; *6* — р. Анакит; *7* — р. Бахта, в 1 км выше устья р. Делингды; *8* — р. Бахта, выше верхнего слива Большого порога; *9* — среднее течение р. Котуя; *10* — устье р. Поимбы — р. Капо; *11* — р. Чуня, ниже устья р. Еробы; *12* — Янготойское поднятие; *13* — устье р. Муторай; *14* — р. Чуня — «Чуньский замок»; *15* — лист О—47—XI; *16* — лист О—47—XVII; *17* — Ангаро-Катангский район; *18* — Кокуйское месторождение; *19* — Боярская синклиналь; *20* — Туринская опорная скважина; *21* — р. Нижняя Тунгуска (скв. 24-П Аллюнской нефтеразведки).

ной в разных частях синеклизы. Если в Тасеевской синеклизе и, в частности, в районе Кокуйского месторождения процессы углеобразования имели господствующее положение (в свите установлено 7 рабочих пластов угля), то в северо-западной части Тунгусской синеклизы (реки Горбиачин, Брус)

они не получили такого развития (угольные пласты здесь маломощны, единичны, нередко состоят из многочисленных выклинивающихся прослоев). В центральной части синеклизы (реки Подкаменная и Нижняя Тунгуски)

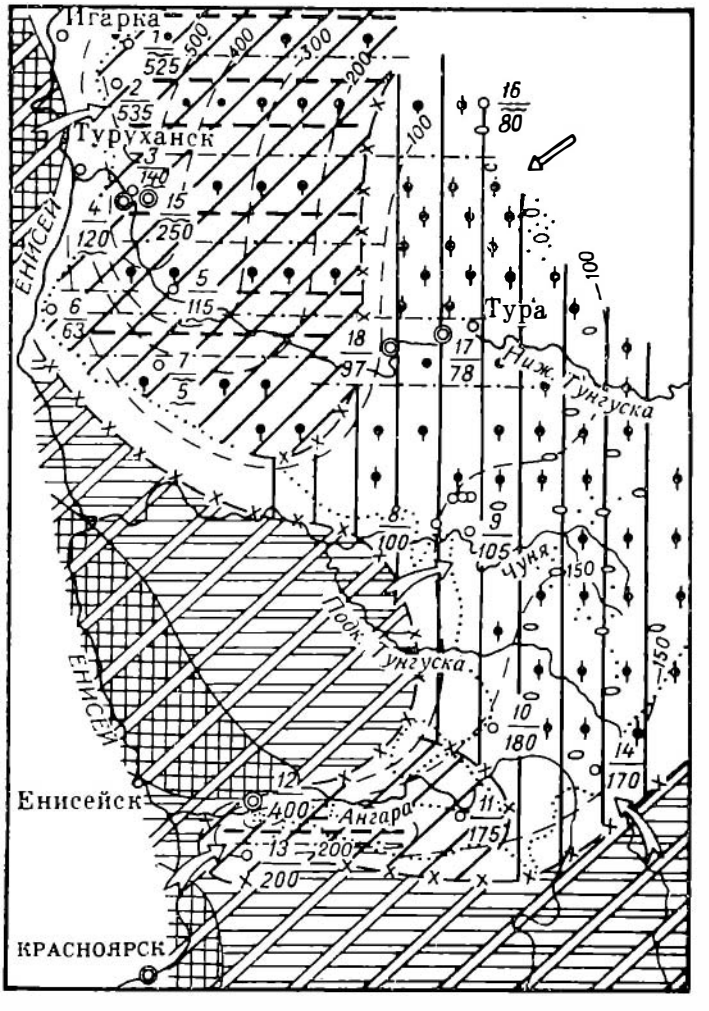


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая схема времени формирования бургуклинской свиты. Составил В. И. Будников.

Условные обозначения см. рис. 2.

Использованные разрезы: *1* — р. Горбиачин; *2* — р. Курейка; *3* — р. Нижняя Тунгуска, уроч. «Щеки»; *4* — Среднепелятинское месторождение, скв. 3; *5* — Ногинское месторождение; *6* — р. Фатьяниха и ее притоки (реки Черная и Угольная); *7* — р. Бахта, 5 км выше устья р. Таначи; *8* — среднее течение р. Поимбы; *9* — лист Р—48—XXIII; *10* — лист О—47—XI; *11* — лист О—47—XVII; *12* — Кокуйское месторождение; *13* — р. Тасеева; *14* — реки Ката, Полива; *15* — Большепорожская опорная скважина; *16* — р. Котуй, против устья р. Восволихана; *17* — Туринская опорная скважина; *18* — р. Нижняя Тунгуска (скв. 24-П Аллонская нефтеразведка).

катская свита представлена в основном озерными и аллювиальными фациями.

Таким образом, в катское время в пределах Тунгусской синеклизы намечаются три фациальные зоны, которые в то же время являются и структурными, как это видно из сравнения мощностей накопившихся осадков. Изопахиты отложений катской свиты в общем повторяют конфигурацию

границ палеогеографических зон. Они отчетливо вырисовывают Нижнетунгусско-Енисейский прогиб (унаследованный от прогиба, существовавшего в нижнем карбоне), Тасеевский прогиб, а также разделяющую их относительно

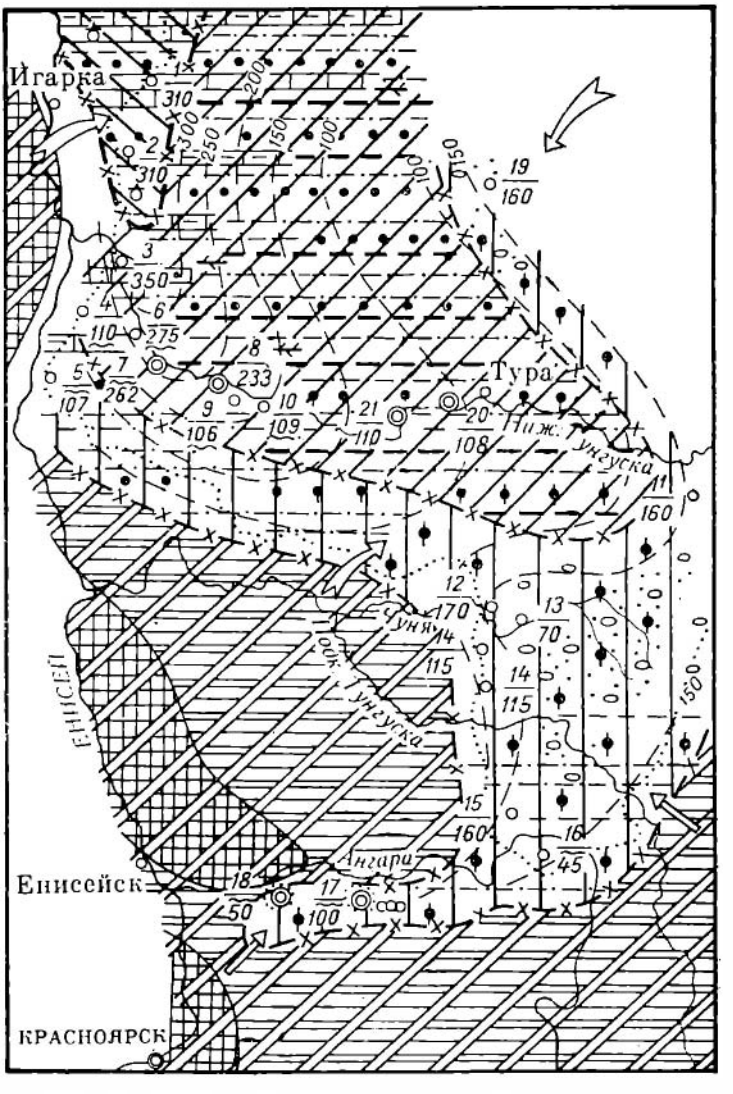


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая схема времени формирования пеляткинской свиты. Составил В. И. Будников.

Условные обозначения см. рис. 2.

Использованные разрезы: *1* — р. Брус; *2* — р. Курейка; *3* — р. Средняя Пелятка (скв. 2 и Среднепелятки нское месторождение); *4* — р. Сухая Тунгуска; *5* — р. М. Угольная; *6* — Бугарихтинское месторождение; *7* — Ногинское месторождение; *8* — Водопадninское месторождение; *9* — р. Дулисма; *10* — р. Дегали; *11* — р. Плимпея (лист Р—48—Х); *12* — р. Чуня, выше устья р. Чамбекана; *13* — р. Лепчин; *14* — лист Р—47—XXIX; *15* — лист О—47—XI; *16* — реки Карадима, Манзя, с. Кежма; *17* — р. Карабула (скв. 8); *18* — Кокуйское месторождение (скв. 53); *19* — р. Воеволихан; *20* — Туринская опорная скважина; *21* — р. Нижняя Тунгуска (скв. 23-П и 24-П Аллонской нефтеразведки).

приподнятую зону, расположенную в центральной части синеклизы (среднее течение рек Нижней Тунгуски, Подкаменной Тунгуски).

Как видно из рис. 4, в раннепермскую эпоху во время формирования пород бургуклинской свиты условия осадконакопления остались прежними.

В Тасеевской синеклизе и, в частности, в районе Кокуйского месторождения, а также в северо-западной части Тунгусской синеклизы преимущественное развитие имели процессы углеобразования. В бассейне р. Горбиачина в это время сформировалось 12 рабочих пластов угля, на Кокуйском месторождении — 11, в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски — 10. В центральной части Тунгусской синеклизы происходило накопление осадков, которые мы относим преимущественно к фациям конусов выноса и рек. Это была относительно приподнятая зона, которая неоднократно служила местным источником сноса.

В пеляткинское время картина несколько изменилась, хотя в общем распределение фациальных зон осталось прежним: переместились лишь их границы. Зона преимущественного распространения озер и болот, в которых происходило накопление торфяников в северо-западной части Тунгусской синеклизы, несколько расширилась и продвинулась на восток и юго-восток, в пределы среднего течения р. Нижней Тунгуски. Соответственно зона развития аллювиальных осадков сузилась и сохранилась лишь в бассейне среднего течения р. Подкаменной Тунгуски и в верховьях р. Чуни. Сказать что-либо определенное об обстановке, существовавшей в позднепеляткинское время в южной части синеклизы, трудно, так как отложения верхней части пеляткинской свиты в этом районе не сохранились от размыва.

Таким образом, для средне-позднекаменноугольной и раннепермской эпох в пределах Тунгусской синеклизы вполне отчетливо намечаются три структурно-фациальные зоны: зона Нижнетунгусско-Енисейского прогиба с преимущественным развитием озер и болот, зона Центрально-Тунгусского поднятия с преимущественным развитием аллювиальных осадков и осадков конусов выноса и зона Тасеевского прогиба с развитием озер и болот. Выделенные зоны, которые рассматриваются нами как структуры II порядка Тунгусской синеклизы, совпадают в общих чертах со структурами ее кристаллического докембрийского фундамента, установленными в последнее время Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецовым [1964]. Это подтверждает достоверность высказанных ранее идей о глубинном строении западной части Сибирской платформы и указывает на унаследованный характер развития структурного плана Тунгусской синеклизы в верхнепалеозойское время.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триасового возраста на территории Тунгусской синеклизы представлены мощными толщами базальтов и вулканогенных обломочных пород. В течение ряда лет нами проводились детальные стратиграфические исследования вулканогенных толщ, причем особое внимание уделялось сборам растительных остатков. В настоящем разделе изложены основные результаты этих исследований с привлечением материалов, опубликованных в работах Н. Н. Урванцева [1961], М. Н. Годлевского [1959], И. А. Коровякова (1948 г.), А. А. Межвилка [1962], Л. М. Герасимова [1962], Я. И. Полькина [1959, 1962, 1964], Д. А. Додина, Л. Г. Сухова [1964] и др.

Принимая во внимание своеобразный характер рассматриваемых образований, а также имеющиеся разногласия относительно принципов их стратификации и корреляции, мы считаем необходимым прежде всего изложить наше мнение по данному вопросу.

Как известно, на начальных стадиях изучения вулканогенных образований Тунгусской синеклизы их стратиграфическое расчленение проводилось

в основном по принципу преобладания в разрезах лав или туфов (вулканогенных обломочных пород). В этот период выделяются лавовые, туфолавовые, туфовые свиты и толщи. Вполне естественно, что при дальнейших более детальных исследованиях этот метод не мог дать хороших результатов, так как возникла необходимость расчленения собственно лавовых и вулканогенных обломочных толщ на более мелкие стратиграфические единицы. Осуществить детальную стратификацию разрезов, сложенных преимущественно покровами базальтов, представилось возможным благодаря применению структурно-минералогического метода, сущность которого заключается в следующем. В разрезе вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы встречаются породы с порфировой, олигофировой, гломеропорфировой, порфировидной, офитовой, пойкилоофитовой, толеитовой и другими структурами. Было установлено, что покровы базальтов, для которых характерна какая-либо одна из вышеназванных структур, в разрезе образуют пачки той или иной мощности. Кроме того, в разрезах встречаются покровы базальтов, довольно резко отличающиеся по минералогическому составу от подстилающих или перекрывающих пород. Например, пикритовые базальты.

Такие пачки базальтов согласно предлагаемой методики и должны представлять собой свиты или подсвиты, причем мы считаем, что свиты следует выделять в основном на основании анализа структуры базальтов. Покровы базальтов, обладающие отличным минералогическим составом, обычно имеют ограниченные площади распространения, и их предпочтительнее выделять в качестве подсвит или пачек. Преимущество данного метода по сравнению с другими заключается в том, что стратификация конкретных геологических разрезов производится на основании объективных признаков. При этом следует помнить, что в расчет должны приниматься структуры пород, характерные для центральных наиболее хорошо раскристаллизованных частей покрова. В тех случаях, когда покровы с одинаковой структурой пород образуют очень мощные толщи (до 1000 *м* и более), расчленение последних можно провести на основании выделения и прослеживания маркирующих покровов. Такие покровы, впервые отмеченные А. А. Межвилком [1962] в разрезе вулканогенной толщи бассейнов озер Аян, Анама, Бельдунчана, рек Курейки и Катуя, в настоящее время прослежены нами в пределах части Тунгусской синеклизы, расположенной к северу от Нижней Тунгуски.

Стратиграфическое расчленение толщ, сложенных вулканогенными обломочными породами, производится на основании изучения гранулометрического и вещественного состава пород.

Попытки применить для стратификации вулканогенных толщ метод тектоно-магматической цикличности в том виде, как он изложен в работе Д. А. Додина, Л. Г. Сухова [1964], по-видимому, не будут иметь успеха по причинам, которые подробно рассматривались нами в соответствующей работе [Лебедев, Старосельцев, 1967].

Анализ геологического строения вулканогенных образований в пределах рассматриваемой территории показывает, что по типам разрезов здесь могут быть выделены две крупные области, которые, с нашей точки зрения, являются структурно-фациальными зонами. Эти зоны названы нами северной и центральной, так как вполне возможно, что в южной части Тунгусской синеклизы может быть выделена третья — южная структурно-фациальная зона. Граница между северной и центральной зонами проходит примерно в районе 67° с. ш.

Принятая нами граница между вышеназванными зонами несколько условна, так как переход одних типов разрезов в другие происходит, по-видимому, постепенно; переходная зона имеет ширину не менее 50 *км*. Тем

не менее положение границы между структурно-фациальными зонами выбрано нами не случайно. Анализ материалов магнитных съемок показывает, что к северу и югу от данной границы наблюдается различный характер магнитных полей, что связано с особенностями структуры фундамента Сибирской платформы [Гришин, Пятницкий, 1965]. Вполне естественно, что отмеченные различия в строении фундамента, несомненно, влияли на геологическое развитие этих районов.

Для северной структурно-фациальной зоны характерны преимущественно лавовые типы разрезов, в которых базальты по объему значительно преобладают над вулканогенными осадочными породами. Вулканическая деятельность в северной зоне начинается, по-видимому, сразу мощными излияниями базальтовой магмы, в результате чего первые покровы налегают зачастую на угленосные отложения верхней перми. В некоторых случаях в основании лавовой толщи встречаются линзовидные прослои вулканогенных обломочных пород, имеющих ограниченную площадь распространения.

Для центральной зоны характерно региональное распространение в нижних частях разреза мощных толщ (до 600 *м* и более) вулканогенных обломочных пород. По времени образования эти толщи синхронны с определенными толщами базальтов (мощностью около 1500 *м*), известными в северной зоне. Кроме того, среди вулканогенных обломочных пород центральной зоны отмечается пепловый материал.

Ниже приводится описание геологического строения вулканогенных образований по каждой структурно-фациальной зоне в отдельности, при этом их стратиграфическое расчленение производится в основном в соответствии со схемой, принятой Среднесибирским стратиграфическим совещанием в 1964 г. Некоторые отступления от данной схемы будут рассмотрены в дальнейшем.

СЕВЕРНАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Первые проявления вулканической деятельности в пределах северной зоны отмечаются в конце позднепермского времени. Вспышки вулканизма были, по-видимому, кратковременны, вследствие чего образовались относительно маломощные линзовидные прослои туффитов, вулканомиктовых песчаников, а иногда и покровы базальтов.

Начало триасового периода характеризуется массовыми излияниями базальтовой лавы в основном в северо-западной части рассматриваемой зоны. Самые нижние части разреза выделяются нами в хантайскую серию [Лебедев, 1964], которая подразделяется, в свою очередь, на норильскую, томулахскую, хаканчанскую и туклонскую свиты.

Здесь и далее при характеристике свит будут приведены комплексы органических остатков, обнаруженные при наших исследованиях. Другие списки фауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов опубликованы в работах Г. Н. Садовникова [1964], Я. И. Полькина [1964], Д. А. Додина, Л. Г. Сухова [1964] и др.

Норильская свита (нижняя часть сыверминской свиты согласно схеме 1964 г. в Норильско-Хараелахском районе). Сложена преимущественно покровами пойкилоофитовых, офитовых и толеитовых базальтов. В северной части Норильского плато и на юго-западе плато Хараелах в основании свиты можно наблюдать один или несколько покровов андезито-базальтов. Максимальная мощность свиты отмечается в северной части Норильского плато (150—180 *м*). К западу, востоку и югу базальты постепенно исчезают из разреза вследствие выклинивания; таким образом, площадь их распространения напоминает овал, вытянутый в меридиональном направлении (рис. 6).

Томулахская свита (верхняя часть разреза сыверминской свиты по схеме 1964 г. в Норильско-Хараелахском районе) сложена покровами порфировых базальтов, а в ее кровле отмечается пачка покровов пикритовых базальтов. Базальты залегают согласно на породах норильской свиты, но, возможно, отделяются от последней незначительным перерывом. Максимальная мощность образований свиты (150 *м*) отмечается в северной части Норильского плато и плато Хараелах. В широтном и меридиональном направлениях породы, образующие свиту, постепенно выклиниваются, причем

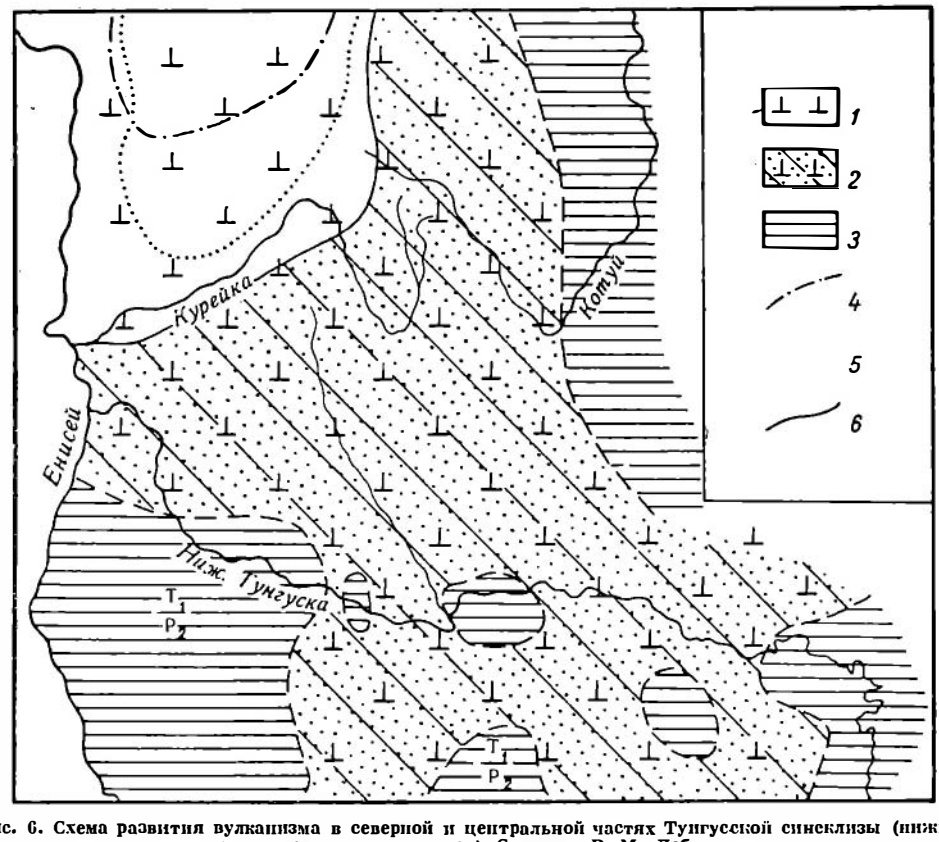


Рис. 6. Схема развития вулканизма в северной и центральной частях Тунгусской синеклизы (нижняя половина индского яруса). Составил В. М. Лебедев.

1 — области распространения базальтов; *2* — области распространения вулканогенно-осадочных отложений; *3* — области размыва пород тутончанской свиты и верхнего палеозоя. *Границы распространения базальтов*: *4* — томулахской свиты; *5* — норильской свиты; *6* — нижней половины надеждинской свиты.

пачка пикритовых базальтов исчезает из разреза гораздо ранее, чем плагиофировые базальты. Площадь распределения базальтов свиты также напоминает овал, вытянутый в меридиональном направлении, но значительно меньших размеров (см. рис. 6).

Хаканчанская свита сложена в основном вулканомиктовыми брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами. Эти породы известны только в южной части рассматриваемой зоны и являются, по-видимому, возрастным аналогом базальтов томулахской свиты. В районе, к югу от оз. Хета до р. Горбиачина, породы свиты залегают на слаборазмытой поверхности базальтов норильской свиты, а к югу от р. Горбиачина — на угленосных отложениях дегалинской свиты. В некоторых разрезах отложе-

ния хаканчанской свиты имеют отчетливую слоистость, ритмичное строение и содержат остатки ископаемых растений. Последние обнаружены нами в обнаженной части долин правых притоков р. Горбиачина, устьевые части которых расположены в 4 *км* выше р. Дегальды. По определениям Г. П. Радченко и В. П. Владимирович, здесь присутствуют: *Neokoretrophyllites linearis* (P r y n.) R a d c z., *Schizoneura altaica* V l a d. et R a d c z., *Paracalamites triassica* R a d c z., *Pecopteris* (?) *pseudotchichatchevii* V l a d., *Katasiopteris oblongata* V l a d., *Clagophlebis gorbiatchiana* M o g u t c h e v a и новые виды родов *Clandophlebis*, *Neuropteridium*, *Taeniopteris* и др. Приведенный комплекс растений соответствует барсучинскому горизонту стратиграфической схемы 1964 г.

Иногда в кровле хаканчанской свиты встречаются пачки вулканической брекчии, сцементированной стекловатой лавой. В. С. Старосельцев и Б. В. Олейников считают их по условиям образования близкими к игнимбритам, но, по-видимому, не исключена возможность, что данные брекчии представляют собой краевые части лавовых покровов, перекрывающих отложения хаканчанской свиты. Подобные образования наблюдались нами в основании лавовой толщи и в бассейне р. Вивн, но здесь они залегают в более высоких частях разреза, чем на оз. Хантайском. Мощность свиты изменяется от 80 до 250—300 *м*.

Туклонская свита сложена покровами пойкилоофитовых, офитовых и толеитовых базальтов. В северной части рассматриваемой зоны базальты свиты перекрывают образования томулахской свиты, а в южной — хаканчанской свиты. Иногда в основании свиты наблюдаются пачки шаровых лав. Мощность свиты изменяется от 60 до 150 *м*.

В южном направлении базальты туклонской свиты распространяются вплоть до южной границы данной структурно-фациальной зоны. Западная граница предположительно проходит в районе междуречья Амбарная — Болгохтох, а восточная — западнее р. Аяна.

Надеждинская свита сложена преимущественно покровами порфировых и олигофировых базальтов. Излиянию базальтов свиты предшествовал перерыв в вулканической деятельности, вследствие чего на отдельных участках породы туклонской свиты подверглись частичному размыву, а на других — в это время формировались прослои вулканомиктовых песчаников. В средней и верхней частях разреза свиты наблюдаются покровы характерных гломеропорфировых базальтов. По кровле среднего покрова свита может быть условно разделена на две подсвиты. Максимальная мощность свиты (500—530 *м*) отмечается на северо-востоке Норильского плато и юго-западе плато Хараелах. К востоку и югу от названных районов мощность образований свиты постепенно сокращается до полного выклинивания. Южная граница распространения базальтов свиты проходит несколько южнее р. Курейки, восточная — западнее р. Аяна. Положение западной границы неясно, поскольку вулканогенные образования триаса здесь полностью уничтожены эрозионными процессами в более позднее время.

Правобоярская свита сложена вулканомиктовыми брекчиями, песчаниками и алевролитами, развитыми только в восточной части описываемой зоны (бассейн рек Аяна, Котуя и др.). Они являются, по-видимому, возрастными аналогами норильской, томулахской, туклонской, хаканчанской и надеждинской свит. Мощность правобоярской свиты увеличивается с запада на восток.

Кутарамаканская свита сложена покровами базальтов с пойкилоофитовой, микродолеритовой, реже олигофировой структурами. Между покровами встречаются прослои и пачки вулканомиктовых пород различной мощности.

Отложения свиты в западной части зоны залегают на базальтах надеждинской свиты, а в восточных — на вулканомиктовых породах правобоярской свиты. В районе плато Хараелах в свите преобладают покровы базальтов с микродолеритовой структурой, тогда как на остальной территории преимущественно распространены пойкилоофитовые базальты. На Норильском плато в разрезе свиты наблюдаются три мощные пачки (до 80 *м* каждая) вулканомиктовых пород, разделенные пачками покровов пойкилоофитовых базальтов. Интересно, что эта особенность в строении свиты характерна только для Норильского плато, и даже в разрезе плато Хараелах, расположенном в непосредственной близости, такие мощные пачки вулканомиктовых пород уже не встречаются. В районе оз. Хантайского в кровле свиты наблюдается пачка покровов субщелочных базальтов.

В кутарамаканской свите встречаются два покрова олигофировых базальтов с очень четкой тонкостолбчатой отдельностью, причудливо изогнутой в различных направлениях. Эти покровы прослеживаются на большей части рассматриваемой территории и соответствуют Шадринскому и Анамскому покровам (Меквилк, 1964 г.). Шадринский покров прослеживается примерно в 100—150 *м* от подошвы свиты, а Анамский — в 150—200 *м*. В районе оз. Дюпкун можно наблюдать, как Анамский покров залегает непосредственно на Шадринском.

Растительные остатки обнаружены нами в прослое вулканомиктовых песчаников, подстилающих Шадринский покров. По заключению Н. К. Могучевой, здесь присутствуют: *Koretrophyllites chantaicus* Mogutcheva, *Sphenobaiera* sp., *Katasiopteris falcata* Radcz., *Madygenia borealis* f. *typica* Radcz. и многочисленные новые виды родов *Cladophlebis*, *Katrasiopteris* и др.

Максимальная мощность свиты отмечается в районе плато Хараелах, к югу она постепенно сокращается до полного выклинивания в районе бассейна р. Курейки. В западном и восточном направлениях образования свиты прослеживаются до границы лавового плато, и истинное положение границы распространения здесь базальтов определить невозможно.

Двурогинская свита сложена вулканомиктовыми брекчиями, песчаниками, реже аргиллитами (возрастные аналоги верхней части надеждинской и кутарамаканской свит). Характерной особенностью строения свиты в бассейне р. Курейки является ритмичное чередование грубо- и мелкозернистых разновидностей пород. Брекчии и песчаники составляют единый ритм, причем нижние его части сложены грубозернистыми породами (брекчии, гравелиты), средние — песчаниками, а верхние — алевролитами и аргиллитами. Самые верхние части ритма имеют очень небольшую мощность. Границы между ритмами довольно четкие. Общая мощность ритмов колеблется от 5 до 15 *м*. В кровле свиты отмечаются прослои известняков мощностью 6 *м* и более.

В бассейне р. Кулюмбе в средней части двурогинской свиты отмечается пачка покровов базальтов мощностью —40—60 *м*. Многочисленные растительные остатки обнаружены нами в различных частях разреза. По заключению Г. П. Радченко и В. П. Владимирович, здесь могут быть выделены два растительных комплекса.

Для нижней части свиты характерны: *Neokoretrophyllites annularioides* Radcz., *Paracalamites triassica* Radcz., *Todites korvunchanica* Vlad., *Sphenopteris kirjamkensis* Pryn., *Katasiopteris unita* (Brongn.), *Cladophlebis gorbiatchiana* Mogutcheva, *C. lobifera* Pryn., *Tungussopteris sphenopteroides* Vlad., *T. malczewskiana* Pryn. et Radcz., *Madygenia borealis* f. *typica* Radcz., *M. borealis* f.

tenuilaminata R a d c z., *Voltzia chachlovii* S c h w e d., *Elatocladus linearis* P r y n. и др.

Для верхней части характерны: *Tungussopteris cladophleboides* V l a d., *Katasiopteris lebedevii* R a d c z., *K. oblongata* V l a d., *Taeniopteris* aff. *ensis* O l d h., *Yavorskia radczenkovii* S c h w e d., *Voltzia chachlovii* S c h w e d., *Elatocladus linearis* P r y n. и новые виды родов *Sphenopteris*, *Cladophlebis* и др.

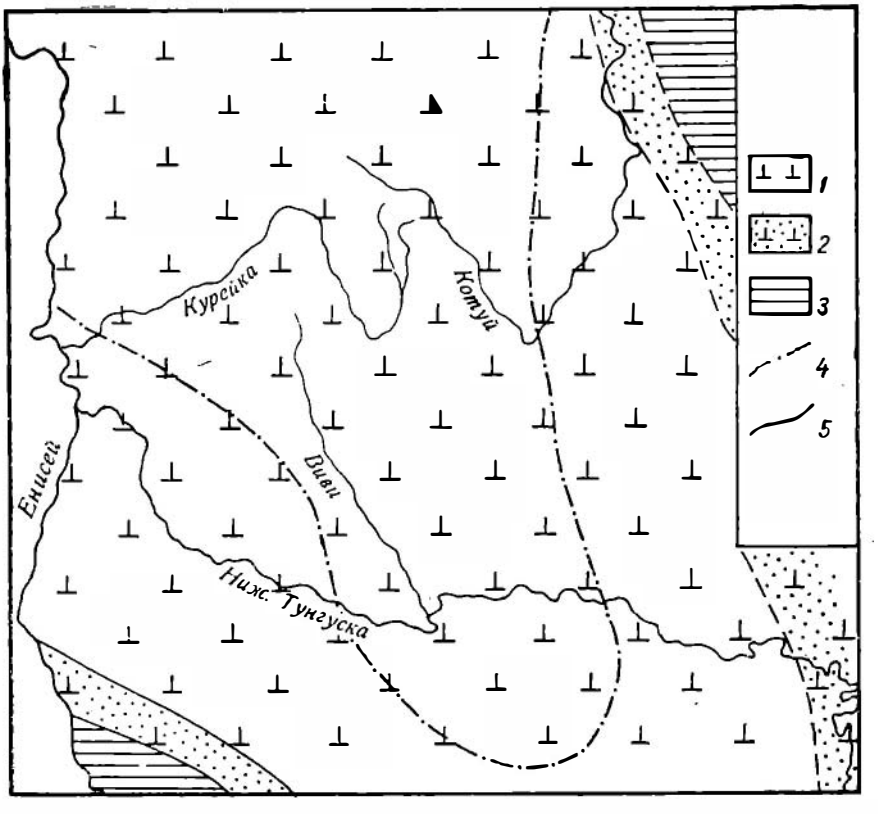


Рис. 7. Схема развития вулканизма в северной и центральной частях Тунгусской синеклизы (оленекский и анизийский ярусы). Составил В. М. Лебедев.

1 — области распространения базальтов; *2* — области распространения вулканогенно-осадочных отложений; *3* — области размыва; *4* — граница распространения базальтов нидымской и хонпамакитской свит; *5* — границы распространения базальтов кочечумской, ямбуканской свит и их возрастных аналогов.

Приведенные комплексы растений сопоставляются: нижний с кедровским, а верхний с рябокаменским горизонтами стратиграфической схемы 1964 г. Мощность свиты в бассейне р. Курейки 350 *м*.

Хонпамакитская свита сложена в основном покровами пойкилоофитовых базальтов с порфировидной структурой. В северной части рассматриваемой (рис. 7) зоны эти образования перекрывают породы кутарамаканской, а в южной — двурогинской свит. Перед началом формирования свиты существовал перерыв в вулканических извержениях, о чем свидетельствует прослой вулканомиктовых песчаников с линзами известняков, прослеживающийся на огромной территории. Выше вулканомиктовых песчаников повсеместно прослеживается покров базальтов с гломеропорфировой структурой и очень

четкой мелкостолбчатой отдельностью. Верхняя поверхность покрова носит следы размыва, и здесь наблюдаются «карманы», заполненные вулканомиктовыми породами или вышележащими базальтами. Покров назван А. А. Меквилком Надаянским. Максимальная мощность его (80—100 *м*) отмечается в районе озер Аян, Дюпкун и Харпича, минимальная — на южном окончании оз. Дюпкун и на р. Котуе. Далее на юг Надаянский покров, по-видимому, выклинивается. Примерно в средней части свиты отмечается еще один покров олигофировых базальтов, названный Делочинским. Этот покров также имеет мелкостолбчатую изогнутую отдельность, но резко отличается от Надаянского по структуре пород.

Растительные остатки встречены только в прослое туфопесчаников под Надаянским покровом. По заключению Н. К. Могучевой, здесь присутствуют: *Trizygia borealis* Mogutcheva, *Sphenopteris trisecta* Schwed., *Pecopteris* cf. *wongii* Halle, *Yavorskia arctica* Schwed., *Y. radczenkovii* Schwed., *Tersiella* sp. и новые виды родов *Pecopteris*, *Cladophlebis*, *Katasiopteris*, *Elatocladus*.

Максимальная мощность свиты отмечается в районе озер Аян и Дюпкун. В южном направлении она постепенно сокращается.

Неракарская свита сложена покровами крупнопойкилоофитовых и единичными покровами олигофировых и плагиофировых базальтов. Перед началом их формирования существовал перерыв в вулканической деятельности, о чем свидетельствует прослой вулканомиктовых песчаников мощностью 5 *м* и более. Выше последних песчаников залегает покров плагиофировых базальтов с мелкостолбчатой причудливо изогнутой отдельностью (мощность около 50 *м*). Данный покров назван Ягталийским [Меквилк, 1962]. Выше залегает пачка покровов пойкилоофитовых базальтов с отдельными маломощными прослоями вулканомиктовых песчаников. В бассейне озер Агата, Някшангда и Дюпкун в низах пачки пойкилоофитовых базальтов наблюдаются три покрова базальтов, имеющих в основании микропойкилоофитовую структуру и грубостолбчатую отдельность; вверх по разрезу базальты приобретают микродолеритовую структуру и мелкостолбчатую изогнутую отдельность. Иногда между этими покровами встречаются прослои вулканомиктовых песчаников. Максимальная мощность свиты составляет 560 *м*. Проследить характер изменения по простиранию образований неракарской свиты невозможно, так как базальты сохранились только в наиболее погруженных участках Тунгусской синеклизы.

Более высокие части разреза вулканогенных образований триаса нами пока не наблюдались. Об их строении можно судить по работе Я. И. Полькина [1964]. Выше неракарской свиты располагаются породы кумгинского горизонта, представленные преимущественно порфировыми базальтами и в меньшей степени базальтами с микродолеритовой структурой. Этот горизонт включает негуиконскую и кумгинскую свиты. Общая мощность кумгинского горизонта 380 *м*. Самые верхние части разреза представлены абагалахской толщей, сложенной пойкилоофитовыми базальтами, базальтами с долеритовой структурой и единичными покровами оливиново-плагиофировых и плагиофировых базальтов. Общая мощность данной части разреза 400—460 *м*.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Разрез триасовых образований в пределах центральной зоны начинается мощной толщей вулканомиктовых пород, среди которых выделяются тутончанская и корвунчанская свиты. Здесь приводится только схематичное

описание литологии данных свит, так как подробная характеристика изложена в соответствующей работе (Будников и др., 1967 г.).

Тутончанская свита сложена туфогравелитами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. Реже встречаются прослои вулканомиктовых мелкообломочных брекчий, песчаников, известняков и пепловых туфов. Для большинства пород характерна отчетливая слоистость. Эти отложения на большей части рассматриваемой территории без видимого перерыва в осадконакоплении залегают на породах дегалинской свиты верхней перми. В низах свиты обычно отмечается минимальное количество туфогенного материала, содержание которого возрастает вверх по разрезу. В районе о. Гагарий и на р. Корвунчане в отложениях свиты собраны растительные остатки, среди которых Н. К. Могучевой определены: *Neokoretrophyllites linearis* (P r y n.) R a d c z., *Paracalamites* sp., *P. decoratus* (E i c h w.) Z a l., *Todites borealis* (P r y n.), *T. korvunchanica* V l a d., *Cladophlebis kirjamkensis* P r y n., *C.* cf. *tajmyrensis* S c h w e d., *C. augusta* H e e r, *Khonomakidium tunguscanum* (P r y n.) S c h w e d., *Sphenopteris* cf. *rangiferina* P r y n., *Madygenia* sp., *Korvunchania tunguscana* P r y n., *Ctenopteris angustiloba* P r y n., *Sphenobaiera* sp., *Antholites cylindrica* P r y n.

Мощность свиты 0—120 *м*.

Корвунчанская свита сложена преимущественно грубообломочными брекчиями, и только в верхних частях ее разреза появляются мелкообломочные породы. Отложения свиты залегают на резко размытой поверхности тутончанской свиты и более древних пород до нижнего палеозоя включительно. По составу обломков среди образований свиты выделяются вулканомиктовые и полимиктовые брекчии. Последние обычно содержат многочисленные обломки различных песчаников, алевролитов, известняков, долеритов и базальтов. Вблизи северной границы центральной зоны в разрезе преобладают вулканомиктовые породы, а в более южных районах (р. Нижняя Тунгуска) отмечается значительная примесь обломков пород верхнего и среднего палеозоя. В верхней части разреза появляются прослои вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда пестроцветных. В районе пос. Тура мощность этих пород достигает максимума (240 *м*), и среди них встречены два прослоя ангидрита мощностью 4 и 8 *м*. На востоке центральной зоны породы свиты иногда засолонены. Мощность свиты 400—600 *м* и более (максимальная в районе пос. Тура).

Нидымская свита сложена пойкилоофитовыми базальтами. Иногда в основании разреза наблюдаются пачки шаровых лав мощностью до 10 *м*. В северной части прослои вулканомиктовых пород среди базальтов встречаются сравнительно редко, тогда как в южном направлении их количество заметно увеличивается. Примерно в средней части свиты наблюдается один покров базальтов с микродолеритовой структурой и характерной мелкостолбчатой изогнутой отдельностью. Мощность свиты составляет 350—400 *м*. В западной части зоны базальты свиты замещаются вулканогенно-обломочными породами верхней части разреза корвунчанской свиты.

Кочечумская свита начинается прослоем вулканомиктовых песчаников (20 *м*), выше которых повсеместно прослеживается покров олигофировых базальтов с тонкостолбчатой причудливо изогнутой отдельностью (до 40 *м*). Этот покров сопоставляется с Ягталийским покровом северной структурно-фациальной зоны. Остальная часть разреза свиты сложена мощными покровами пойкилоофитовых базальтов и только в 120—150 *м* выше подошвы свиты наблюдается покров (30 *м*) плагиофировых базальтов с тонкостолбчатой отдельностью. Этот покров сопоставляется нами с Калтаминским. Общая

мощность свиты 360—400 *м*. Растительные остатки встречены в прослое вулканомиктовых песчаников, в районе оз. Северное. Здесь, по определению Н. К. Могучевой, присутствуют: *Katasiopteris falcata* R a d c z., *K. oblongata* V l a d., *Cladophlebis* cf. *kirjamkensis* P r y n., *C. augusta* H e e r, *Neokoretrophyllites* sp. и новые виды родов *Voltzia*, *Elatoeladus* и др. В среднем течении р. Тутончаны базальты кочечумской свиты залегают непосредственно на вулканомиктовых породах корвунчанской свиты.

Ямбуканская свита сложена плагиофировыми и пойкилоофитовыми базальтами. В основании свиты повсеместно прослеживается прослой красных вулканомиктовых песчаников (до 20 *м*), выше которого залегает покров тонкостолбчатых гломеропорфировых базальтов мощностью до 100 *м* (Ямбуканский покров). Более высокие части разреза обнажены плохо и в основном размыты в послетриасовое время. Судя по отдельным обнажениям, данная часть разреза представлена пойкилоофитовыми базальтами. Общая мощность свиты составляет около 200 *м*.

* * *

Сопоставление разрезов северной и центральной структурно-фациальных зон производится на основании анализа флоры, фауны, спорово-пыльцевых комплексов, а также прослеживания маркирующих покровов базальтов. Судя по имеющимся материалам и данным Г. Н. Садовникова [1964], комплексы флоры из тутончанской свиты могут быть сопоставлены с флористическими комплексами барсучинского и нижней части кедровского горизонтов. Если принять во внимание, что между отложениями верхнего палеозоя и тутончанской свиты отсутствует перерыв в осадконакоплении, то эти породы должны сопоставляться со всей нижней частью разреза вулканогенной толщи северной зоны до нижних горизонтов двурогинской свиты включительно.

Таким образом, возрастными аналогами тутончанской свиты в северной зоне является норильская, томулахская, хаканчанская, туклонская, надеждинская, правобоярская и нижняя часть двурогинской свит. Дальнейшее сопоставление разрезов структурно-фациальных зон производится по маркирующим покровам, которые прослежены геологическими маршрутами из одной зоны в другую. Прослеживание Ягталийского покрова показывает, что нидымская свита должна сопоставляться с хоннамакитской свитой, кочечумская с перакарской свитой по Ямбуканскому покрову. Для сопоставления отдельных разрезов в пределах каждой зоны можно использовать Шадринский, Анамский, Надаянский и другие покровы.

В заключение необходимо кратко рассмотреть вопросы, связанные с условиями формирования вулканогенных толщ. Как видно на рис. 6, площади распространения базальтов норильской, томулахской, туклонской и надеждинской свит тяготеют к определенному району северной структурно-фациальной зоны. На всей остальной территории базальты, характерные для этих свит, не встречаются. Это дает основание предполагать, что данная часть разреза вулканогенной толщи образовалась в результате периодических извержений вулкана трещинного типа, центр которого располагался, вероятно, в районе северо-западной оконечности плато Хараелах. На остальной части территории Тунгусской синеклизы вулканических извержений, по-видимому, не было, и здесь образуются толщи вулканогенных обломочных пород.

В отношении косвенных признаков можно указать на увеличение мощностей свит и отдельных пачек пород в данном районе и их интенсивную тектоническую нарушенность. Так, на плато Эсете наблюдается типичная

блоковая тектоника с амплитудой сбросов до 400 *м*. Здесь же проходит зона Норильского разлома, которая была заложена еще в дотрапсовое время. Тектонические подвижки по данному разлому происходили, по-видимому, и в период формирования лавовой толщи, что нашло отражение в различной мощности пачки покровов пикритовых базальтов, располагающихся на разных крыльях разлома.

Остывающие лавовые покровы образовывали в рельефе плоские платообразные возвышенности, высота которых увеличивалась в результате новых извержений. После окончания формирования толщи базальтов надеждинской свиты высота лавового плато достигала не менее 900 *м*.

В краевых частях лавового плато образовались довольно мощные толщи брекчированных лав, возникавшие в результате взламывания застывшей корки лавы. Эти брекчии при разрушении и давали материал для формирования вулканомиктовых пород, пространственно продолжающих лавовые покровы. Кроме того, при перерывах в извержении вулкана размывались также базальты на склонах плато, о чем свидетельствуют обломки хорошо раскристаллизованных базальтов, часто встречающихся среди вулканомиктовых пород. Склоны главного плато были, по-видимому, в достаточной степени крутыми, и с них происходил интенсивный снос материала, в результате чего вулканомиктовые брекчии вблизи границы с пачками базальтов обычно насыщены крупными обугленными обломками стволов и веток растений. В то же время растительные остатки, обнаруженные в вулканомиктовых породах на вершинах лавового плато (в центре поля распространения пачки покровов), свидетельствуют о захоронении их на месте произрастания.

В период образования базальтов кутарамаканской свиты интенсивность вулканических извержений резко возрастает, и покровы базальтов распространяются по всей территории северной зоны. Таким образом, области распространения вулканомиктовых пород отодвигаются в южном направлении за пределы данной зоны. В это же время в центральной структурно-фациальной зоне происходят тектонические движения, в результате которых на отдельных приподнятых участках размываются породы тутончанской свиты и верхнего палеозоя, а в пониженных — формируются брекчии нижней части разреза корвунчанской свиты. После образования толщи базальтов кутарамаканской свиты отмечается перерыв вулканической деятельности, и на огромных территориях плато образуются пачки вулканомиктовых песчаников.

В последующее время характер вулканических извержений несколько меняется и еще более повышается их интенсивность. В этот период излияние базальтовой магмы происходит не только в северной, но и в центральной зоне, причем лавы проникают сюда в виде языка вдоль оси Тунгусской синеклизы. На периферии лавового плато продолжается формирование вулканомиктовых отложений (см. рис. 7). Позднее базальты распространяются на всю территорию центральной зоны и южную часть Тунгусской синеклизы. Эти извержения, по-видимому, связываются уже с образованием мощных разломов, протягивающихся на значительные расстояния в северной и центральной структурно-фациальных зонах. В результате извержений высота лавового плато возрастает и области формирования вулканомиктовых пород отодвигаются еще далее на юг, восток и запад.

Предлагаемая схема вулканизма в течение триаса еще недостаточно совершенна и, несомненно, требует дальнейшей доработки. Тем не менее уже сейчас она дает объяснение ряда вопросов, связанных с условиями образования вулкапогенных толщ.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения пользуются широким распространением в юго-западной и юго-восточной частях Сибирской платформы, где они приурочены к крупным отрицательным структурам (Канско-Тасеевская, Мурская впадины, Ангаро-Вилюйский прогиб и др.) и представлены всеми тремя отделами.

Впервые юрские отложения описали М. К. Коровин (1932 г.), Г. Ф. Крашенинников (1933, 1935 гг.). Позднее юрские осадки изучали М. М. Одинцов [1937], Т. Н. Спижарский (1951 г.), В. П. Масайтис [1955], А. А. Арсеньев, А. В. Иванова (1954 г.), А. В. Аксарин (1957 г.), Н. Н. Тазихин (1961 г.), А. В. Илюхина (1963 г.) и многие другие.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На юго-западе Тунгусской синеклизы (Канско-Тасеевская, Мурская впадины и др.) к нижнему отделу, по данным И. Н. Сулимова и др. [1966], относятся отложения *переяславской свиты*, где они залегают на размытой поверхности различных горизонтов палеозоя и представлены переслаиванием песчаников полимиктовых, реже аркозовых, алевролитов слюдистых и углистых аргиллитов с растительными остатками, которые, по определению А. В. Аксарина (1957 г.), характерны для нижней юры. Мощность свиты 70—100 *м*.

В юго-восточной части синеклизы (Ангаро-Вилюйский прогиб) к нижнему отделу относится *континентальная свита* (А. Г. Ржонсницкий и В. Н. Зверев и др.), которая подразделяется на два горизонта: эмяксинский (нижний) и укугутский (верхний).

Эмяксинский горизонт несогласно залегает на палеозойских отложениях и представлен средне- и мелкозернистыми полимиктовыми, известковистыми, реже железистыми песками и песчаниками с редкими линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность 15—30 *м*.

Укугутский горизонт залегает несогласно на эмяксинском и представлен грубо, средне- и мелкозернистыми плотными и рыхлыми косослоистыми полимиктовыми песчаниками и полимиктовыми известковистыми и железистыми конгломератами. Реже отмечаются прослои алевролитов и глин. Здесь встречен довольно разнообразный спорово-пыльцевой комплекс, который, по заключению Н. А. Болоховишиной (А. А. Арсеньев, В. А. Иванова, 1954 г.), свидетельствует о нижнеюрском возрасте вмещающих пород. Мощность 40—90 *м*.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В Канско-Тасеевской, Мурской впадинах и других к среднему отделу относятся камалинская и бородинская свиты [Сулимов и др., 1966].

Камалинская свита представлена светлыми разнозернистыми песчаниками и песками полимиктового состава, переслаивающимися с серыми алевролитами и темно-серыми до черных аргиллитами с прослоями бурых углей. Мощность свиты около 260 *м*.

Бородинская свита сложена в основном песчаниками полимиктовыми, которые выше по разрезу чередуются с алевролитами, аргиллитами и мощными (до 15 *м*, с. Абан) пластами углей. Мощность свиты составляет 170 *м*.

Среднеюрский возраст рассматриваемых отложений обосновывается многочисленными находками отпечатков флоры и характерными спорово-пыльцевыми комплексами (Ю. И. Парфенова, 1963 г.; И. П. Илюхина, 1963 г.; Л. Г. Маркова, 1964 г. и др.).

В северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба к средней юре относятся морские отложения, которые развиты главным образом на междуречьях в виде редких останцев, залегают несогласно на подстилающих породах. Здесь выделяются два горизонта (А. А. Арсеньев, В. А. Иванова, 1954 г.), в каждом из которых присутствуют характерные комплексы фауны.

Горизонт с *Harpax* — серые полимиктовые рыхлые и плотные глинисто-известковистые песчаники и песчанистые известняки с обугленными остатками древесины и фауной пелеципод, гастропод и головоногих. Мощность 10—20 *м*.

Горизонт с *Leda* — зеленовато-серые полимиктовые и глауконитовые рыхлые глинисто-известковистые песчаники, алевролиты и рыхлые известковистые сланцеватые глины с прослоями и линзами песчанистых известняков с обильной фауной. Мощность 50—60 *м*. Г. Я. Крымгольц (1950 г.), изучавший фауну, указывает, что комплекс фауны горизонта с *Harpax*, возможно, отвечает среднелейасовому возрасту, фауна же горизонта с *Leda*, по его мнению, характерна для верхнего лейаса.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего отдела известны только в юго-западной части синеклизы, где к нему относится *канарайская свита* [Сулимов и др., 1966], сложенная рыхлыми кварцево-полевошпатовыми разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов с пресноводной фауной пелеципод *Valvata* и *Zioplax*, которая, по определению Г. Г. Мартинсона, указывает на верхнеюрский — нижнемеловой возраст. Спорово-пыльцевой комплекс, согласно Л. Г. Марковой (СНИИГГИМС), указывает на верхнеюрский возраст вмещающих пород.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы пользуются незначительным распространением и изучены плохо. Они встречены на юге, в районе Чадобецкого поднятия, а на северо-западном борту синеклизы, в верховьях р. Тундровой (Дьявольская площадь). В районе Чадобецкого поднятия меловые отложения слагают вершины плоских водоразделов, выполняя отрицательные формы рельефа эрозионно-карстового и тектонического происхождения. Залегают на различных горизонтах синия и кембрия и генетически разделяются на два типа (Р. Я. Скляров и др., 1962 г.): элювиальные отложения коры выветривания и перекрывающие их озерно-болотные бокситоносные отложения, представленные незакономерно переслаивающимися глинами, бокситовыми породами, бокситами, бурыми железняками, железно-алюминиевыми рудами и лигнитовыми глинами. Общая мощность достигает 200 *м*. Возраст описываемых отложений на основании изучения спорово-пыльцевого комплекса принимается меловым нерасчлененным (К. В. Боголепов, 1962 г.). В районе р. Тундровой на поверхности плато на отметках 400—440 *м* развиты аллювиальные гравийно-галечно-песчаные отложения; спорово-пыльцевой комплекс представлен нижнемеловыми видами (Л. П. Исаева, В. Л. Фишер, 1957 г.).

ГЛАВА II. ТЕКТОНИКА

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

Формирование научных взглядов по тектонике Восточной и Средней Сибири относится к концу XIX — началу XX столетия и тесно связано с исследованиями И. Д. Черского, К. И. Богдановича, В. А. Обручева и других, которыми были собраны первые достоверные сведения по геологии этой территории. Научное обобщение исходного геологического материала развивалось по двум направлениям. И. Д. Черский, Э. Зюсс, В. А. Обручев, исходя из особенностей орографии и тектоники, выделили в пределах Восточной Сибири два крупных элемента земной коры: 1) высокое нагорье или «древнее темя Азии» в составе Прибайкальской и Восточно-Саянской орогенных зон и 2) «землю Ангара», соответствующую площади Средне-Сибирского плоскогорья.

Теоретическая сущность этой концепции, наиболее полно развитой в работах В. А. Обручева, заключается в том, что «древнее темя Азии» (включая Енисейский кряж и Таймыр) представляет собой древнейший докембрийский складчатый массив типа Балтийского и Канадского щитов, вокруг которого происходило последовательное формирование более молодых складчатых структур и, в частности, Енисейско-Ленского «шельфа» с характерными для него «рамочными складками» (термин Э. Зюсса). Лишь в кайнозое жесткая глыба «древнего темени Азии» претерпела некоторое «омоложение» в связи с разломами и образованием системы горстов и грабенов, в том числе грабена оз. Байкал.

Близкая к этой точка зрения высказывается Н. П. Васильковским и А. А. Предтеченским (1964 г.), рассматривающими Байкало-Саяно-Енисейскую складчатую область как древнейшую систему островных дуг, между которыми сохранились участки базальтовой (океанической) коры, характеризовавшиеся в неогее прогибанием и седиментацией (области Тунгусской и Вилюйской синеклиз).

Другая группа ученых (Делонэ, А. А. Борисяк, М. М. Тетяев) разработала принципиально иную тектоническую схему. На территории Сибири они выделили ряд концентрически расположенных структурных поясов, ограничивающих «древнюю платформу Лены и Алдана». Первый из них — каледонский складчатый пояс в полосе Енисея и Олекмы, второй — герцинские хребты, включая Алтай, и третий пояс — третичной складчатости. Древняя платформа, по Делонэ, имеет много общих черт с Индийской глыбой, где развиты отложения Гондваны (P и J), а также интрузии и покровы лав. М. М. Тетяев в значительной мере развил эту тектоническую концепцию. Основываясь на изучении структурных взаимоотношений свит позднего докембрия и нижнего палеозоя, он пришел к выводу, что прибайкаль-

ская часть «древнего темени Азии» представляет собой зону каледонской складчатости. А. А. Борисяк [1923] включил в состав последней и структуру Восточного Саяна.

Н. С. Шатский [1932], основываясь на представлениях Делонэ, А. А. Борисяка и М. М. Тетяева, создал близкую к современной геотектоническую схему Восточной Сибири. В пределах Сибирской платформы им были выделены Анабарская и Алданская глыбы как наиболее древние докембрийские структуры, зона байкальской складчатости (в составе Байкало-Патомского нагорья, северо-западного склона Восточного Саяна и Енисейского кряжа), Ленско-Енисейского кембро-силурийское складчатое поле, разделенное по структурным признакам на два крыла (Приленское и Приенисейское), Тунгусская впадина, а также Иркутский и Енисейско-Канский юрские бассейны. Н. С. Шатский указывал, что по интенсивности проявления складчатости Сибирская платформа в значительной мере отличается от Восточно-Европейской. При этом особо выделялось Ленско-Енисейское поле нижнего палеозоя, которое он рассматривал как переходную структуру от геосинклинальной к платформенной.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский [1932], анализируя особенности строения фундамента платформы, пришли к заключению, что образование Анабарской и Алданской глыб относится к архею, а возраст байкальской складчатости, спаявшей в единое целое Сибирскую плиту, определен эпохой от конца протерозоя до среднего кембрия, т. е. ими была признана гетерогенность основания Сибирской платформы.

Позднее Н. С. Шатский [1935] указывал, что в эпоху каледонского тектогенеза на территории Енисейского кряжа, по-видимому, проявилось интенсивное складкообразование, что привело к формированию серии складок вдоль внешнего края Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

А. Д. Архангельский (1941 г.) вообще исключил из состава Сибирской платформы Лено-Енисейское кембро-силурийское поле, отнеся его вслед за Е. В. Павловским (1938 г.) к складчатой области древнего палеозоя.

К последующим годам относятся работы многих исследователей, в которых детализируются и уточняются взгляды Н. С. Шатского на тектонику отдельных районов Сибирской платформы. М. М. Одинцов и П. П. Скабичевский [1937] на составленной ими схеме геотектонического районирования юго-западной части Сибирской платформы включили Енисейский кряж и Восточно-Саянский антиклинорий в зону каледонской складчатости. Вдоль их предгорий показана полоса линейно-прерывистых каледонских складок. С. П. Ситников [1943] выделил в пределах кембро-силурийского поля Н. С. Шатского серию межгорных впадин, образование которых ассоциируется с движениями в смежной зоне каледонид (в состав которой им включена вся территория Байкало-Саяно-Енисейского нагорья). На юге этим автором обосновано выделение Иркутского погребенного жесткого массива. Южные контуры Сибирской платформы им ограничены областью распространения лавового поля. Ситников и Грибова (1954 г.) выделили в Приенисейской зоне структуры байкальской складчатости и Енисейско-Ангарскую депрессию. А. С. Хоментовский [1945] опубликовал тектоническую схему юго-западной части платформы. На схеме им выделены Рыбинская и Канско-Ангарская впадины и древний Чадобецкий массив. Ф. Г. Гурари [1947], основываясь на данных распространения соленосных отложений на юго-востоке Сибирской платформы, впервые выделил в пределах этой области краевой прогиб Байкальской складчатой зоны.

Важно отметить эволюцию взглядов Н. С. Шатского в более поздние годы. В частности, на тектонических картах издания 1951 и 1956 гг. горные

массивы Байкало-Патомского нагорья и Восточного Саяна им отнесены к зоне протерозойской складчатости, а структура Енисейского кряжа включена в состав Сибирской платформы в ранге древней антеклизы. В развитие этого направления в тектонике Н. С. Зайцев [1954] рассматривает структуры Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Западного Прибайкалья как выступы докембрийского фундамента краевой части Сибирской платформы. В пределах Енисейско-Ленского кембро-силурийского поля им выделен Ангаро-Ленской нижнепалеозойский прогиб и Канско-Ангарская впадина.

Большой интерес представляет работа Е. В. Павловского [1956]. Основываясь на данных изучения ряда интрузий гранитов, ультраосновных пород и сиенитов, он пришел к выводу, что для всей Байкало-Саяно-Енисейской области завершение геосинклинального режима связано с эпохой каледонской складчатости, проявившейся на западе Восточного Саяна в конце силура — начале девона, на остальной большей по площади части — в конце кембрия (салаирская фаза). Ангаро-Ленский прогиб Е. В. Павловский [1959] рассматривает как особого рода нижнепалеозойскую структуру, названную им зоной перикратонного опускания, которая характерна для древних платформ и отличается от типичных краевых прогибов большими размерами, длительностью развития и эжективным строением складок.

В. Г. Васильевым и другими [1957] составлена тектоническая схема Сибирской платформы, подчиненная целям нефтепоисковых работ. На этой карте Байкало-Саяно-Енисейская зона обрамления платформы отнесена к области рифейской складчатости. На территории Иркутского амфитеатра авторами выделены три крупные платформенные структуры: 1) Прибайкало-Ленская синеклиза, 2) Ангаро-Иркутская антеклиза и 3) Присаяно-Енисейская синеклиза, в пределах которых располагаются антиклинальные поднятия второго и третьего порядка.

Строение центральных районов Сибирской платформы нашло отражение в работе П. Е. Оффмана [1959]. Главное внимание он уделил тектоническому районированию Тунгусской синеклизы и характеристике трех основных этапов развития структуры платформы: нижнепалеозойского, верхнепалеозойского и мезозойского. Им выделена Средне-Сибирская нижнепалеозойская антеклиза, простирающаяся от междуречья Ангары — Бирюсы до Анабарского массива. Эта антеклиза, по мнению автора, начиная с карбона претерпела дробление и опускание отдельных блоков с образованием крупных впадин.

Существенный вклад в формирование современных взглядов на тектонику Сибирской платформы внес Т. Н. Спижарский ([1958], 1960 и др.). В пределах платформы им выделены Алданская, Анабарская и Оленекская антеклизы; Тунгусская, Суханская, Тасеевская и Вилюйская синеклизы; в зоне ограничения платформы — Прибайкало-Саянский, Приенисейский, Березовский (синийско-нижнекембрийского возраста), Притаймырский (верхнепалеозойский), Приверхоянский, (мезозойский) передовые прогибы, а также ряд предгорных прогибов разного возраста. Передовые прогибы, по мнению Т. Н. Спижарского, почти повсеместно отделены от байкалид зонами глубинных разломов. Несогласное сочленение складчатых обрамлений со структурой фундамента платформы он обосновывает Иркинеевским и Уринским входящими углами байкальской складчатости. В область последней автором включены и Игаро-Туруханская зона развития позднего докембрия и палеозоя, что, по нашему мнению, является вряд ли правильным.

Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий [1963], исходя из особенностей строения отдельных краевых зон Сибирской платформы, выделили новый тип

структур ограничения — перикратонные опускания, под которыми они, в отличие от Е. В. Павловского, понимают краевые прогнутые участки платформы с глубоко опущенной поверхностью архейского фундамента и весьма значительной мощностью отложений позднего докембрия. Одна из первых схем основных структурных элементов Сибирской платформы для эпохи протерозоя составлена Л. П. Салопом (1958 г.). Ю. А. Косыгину и др. (1962 г.) принадлежит составление карты докембрийской тектоники Сибири в масштабе 1 : 5 000 000, на которой дана реконструкция тектонической обстановки протерозойского времени.

В 1960 г. В. А. Твердохлебовым [Одинцов и др., 1962] на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных составлена тектоническая карта Иркутского амфитеатра, на которой впервые выделены крупные Ванаварское, Ангаро-Тушамское, Ийское и Прибайкальское сводовые поднятия каледонского возраста.

Очень много исследований посвящено структурам Приенисейской краевой зоны Сибирской платформы. При этом большинство геологов для названной зоны в эпоху позднего докембрия признает геосинклинальные условия развития. Последующая история формирования структур этой зоны трактуется по-разному. Д. И. Мусатов [1962, 1963], И. Н. Сулимов (1962 [1964]) в развитие представлений Т. Н. Спижарского выделяют во внешней полосе складчатого обрамления Восточного Саяна и Енисейского кряжа крупный нижнепалеозойский краевой прогиб, формирование которого сопряжено с заключительной стадией замыкания и инверсии Саяно-Енисейской геосинклинали. В. Д. Козырев, Г. Д. Кулик и др. (1964 г.) западную границу платформы проводят в основном вдоль Енисея, рассматривая структуру Енисейского кряжа как древнюю антеклизу.

На правом берегу Енисея, севернее устья р. Подкаменной Тунгуски, Г. Г. Моор [1944] выделяет Приенисейскую складчатую зону, Н. С. Зайцев [1954] — Туруханский массив платформы, Д. К. Зегебарт [1957] — Игаро-Байкитскую антеклизу, В. И. Драгунов (1958 г.) — Туруханско-Норильский краевой антиклинорий, С. П. Микуцкий и др. [1963] — Туруханско-Хантайскую мегантиклиналь, возникшую на структуре краевого прогиба, Н. В. Дренов [1963] и А. С. Кириллов [1963] — Туруханскую зону складок, как часть складчатого обрамления платформы, Н. Н. Урванцев ([1958], 1959), Я. И. Полькин [1963], А. М. Иванова (1963 г.) — субгеосинклинальный прогиб платформы, западная граница которой ими намечается далеко за Енисеем.

На левом берегу Енисея в этом районе Ю. А. Вильковским и др. (1956 г.) под мезозойским чехлом рисуется каледонский складчатый фундамент, Н. Н. Ростовцевым [1958], В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной [1958] — герцинский (для северной части). И. В. Дербиков и др. [1960] область западнее р. Енисея относят к зоне позднегерцинской и юрской складчатости. В. Д. Накоряков [1961], основываясь на материалах бурения, считает, что в пределах Елогуйской и Ермаковской площадей мезозойский чехол подстилается дислоцированными породами синия и раннего кембрия, характерными для Сибирской платформы; В. И. Драгунов, Е. Б. Смирнова [1964], В. Е. Хаин [1964], Т. К. Баженова и В. И. Высоцкий [1965] севернее р. Комсы на простирании Енисейского кряжа выделяют крупный авлакоген, который отделяет, по их мнению, Сибирскую платформу от предполагаемого Обско-Тазовского докембрийского массива.

Большое значение для расшифровки глубинного строения Сибирской платформы имеют геофизические исследования, которые проводились на этой территории в последние 10 лет. Первое обобщение материалов магнито-

метрии было сделано в 1959 г. Н. Н. Михайловым (НИИГА и ИГиГ СОАН СССР) по северной части Сибирской платформы, включая центральную часть Тунгусской синеклизы. В результате им построена схематическая карта поверхности фундамента платформы, вошедшая в общую тектоническую карту Сибири, составленную по геофизическим данным Э. Э. Фотиади [1960]. В последующие годы (1963—1964) эти материалы были дополнены Я. И. Полькиным (НИИГА), который составил схематическую карту поверхности фундамента Тунгусской синеклизы в масштабе 1 : 1 500 000 (опубликована совместно с Н. Н. Михайловым в 1966 г.).

В 1963—1965 гг. интерпретация и обобщение материалов площадной магниторазведки и частично гравиметрии проводились Э. Э. Фотиади, Г. Ф. Кузнецовым, М. С. Моисеенко и др. Результатом этой работы явилась карта поверхности фундамента Сибирской платформы с отражением контуров Тунгусской синеклизы, имеющей весьма сложное строение. Причем наметилось двучленное деление фундамента по вертикали. В центральной части выделяется крупное поднятие фундамента, которое разделяет синеклизу на два глубоких прогиба: Притуруханско-Енисейский на западе и Прианабарский на востоке. В эти же годы Л. Я. Проводниковым (1965) по тем же материалам составлена карта рельефа фундамента Сибирской платформы. В западной части Сибирской платформы автором глубина погружения поверхности фундамента принята равной глубине внутреннего его раздела по трактовке Г. Ф. Кузнецова, что не вполне согласуются с геологическими данными о строении этого региона.

Проведенная в 1965—1966 гг. Г. Г. Ремпелем (СНИИГГИМС) интерпретация аэромагнитных материалов на несколько другой методической основе позволила автору в значительной мере конкретизировать формы поверхности фундамента северной части Тунгусской синеклизы, которые близки по морфологии и глубинам залегания установленным ранее Э. Э. Фотиади, Г. Ф. Кузнецовым и др.

Помимо перечисленных геофизических построений имеются и другие схемы строения фундамента Сибирской платформы, в частности, Л. В. Булиной и Т. Н. Спижарского [1965], Р. А. Гафарова (1965 г.), Д. И. Мусатова и Н. Н. Дашкевича (1966 г.) и др.

Таков краткий обзор основных тектонических схем и представлений о структуре запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Взгляды отдельных исследователей более подробно будут рассмотрены при описании соответствующих структурных зон.

ОБОСНОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При изучении тектоники любого крупного региона земной коры обоснование этапов развития главнейших структур и сопряженных с ними литолого-стратиграфических комплексов, а также закономерностей их распространения в пространстве имеет принципиальное значение. По существу в решении этих вопросов находят отражение три основных требования, предъявляемых к региональным тектоническим картам: 1) история формирования структур, 2) их генезиса и 3) современный структурно-тектонический план.

В пределах западной части Сибирской платформы большинством исследователей выделяются две главнейшие стадии развития ее структуры: архейско-протерозойская, с которой ассоциирует комплекс сильно измененных и дислоцированных пород, обнажающихся в сводах Анабарского и Алданского массивов, и последующая также весьма длительная стадия форми-

рования осадочного чехла платформы. Этим стадиям должны отвечать структурные этажи, под которыми понимаются комплексы пород, соответствующие крупным этапам развития — геосинклинальному, платформенному и т. д., и разделенные значительным перерывом, региональным угловым несогласием и коренным изменением структурного плана.

Нижний структурный этаж выделяется в объеме архейско-протерозойского комплекса складчатого фундамента платформы, верхний — в объеме осадочного чехла. Структурные этажи соответственно подразделяются на ярусы, а последние — на подъярусы. Нижний структурный этаж по природе является гетерогенным и объединяет несколько ярусов, синхронных с циклами и фазами древних докембрийских складчатостей.

Позднедокембрийский этап на рассматриваемой территории характеризуется платформенным режимом тектонических движений с преобладанием медленного прогибания. Происходит формирование антеклиз, выступов и синеклиз, сопровождаемое накоплением преимущественно карбонатно-терригенных осадков, мощность которых в зависимости от структурных зон колеблется от 0—200 *м* в Марково, южном Прианабарье до 2000 *м* и более в западном Прианабарье, Чадобце и др. На кристаллических породах фундамента платформы поздний докембрий залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием.

К зоне складчатого обрамления платформы (Енисейский кряж, Восточный Саян) приурочены мощные (от 6 до 11 *км*) серии туфогенных, карбонатных и терригенных слабо метаморфизованных пород позднего докембрия, представленные в миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных фациях, также залегающие с резким несогласием на более древних сильно измененных породах протерозоя и архея.

Раннепалеозойский этап характеризуется дальнейшим прогибанием региона и накоплением преимущественно соленосно-карбонатных осадков на платформе (мощность до 3000 *м*); молассовидных карбонатно-соленосно-терригенных отложений мощностью от 5000 до 7000 *м* в зонах ее ограничения (Прибайкалье, Присаянье, восточный склон Енисейского кряжа) и терригенно-карбонатных (с известняками) мощностью 3000—5000 *м* в районах современных границ Байкало-Саяно-Енисейской горноскладчатой области (Иркинеево, Мана, Сархой-Боксон и др.).

Толща нижнего кембрия в пределах платформы, включая юго-западное Прианабарье, залегает на слоях позднего докембрия обычно согласно, а в зонах ограничения — трансгрессивно, с небольшими (до 10—12°) угловыми несогласиями и конгломератами в основании (реки Иркут, Каменная, Енисей у устья рч. Мироедихи и др.). Еще более контрастно этот контакт выражен в Саяно-Енисейской складчатой зоне, где, кроме того, фиксируются местные перерывы в толще кембрия и ордовика, а также небольшие угловые несогласия между ними [Хоментовский, 1959; Семихатов, 1963], что свидетельствует об активной тектонической жизни этой зоны в эпоху раннего палеозоя.

На восточном склоне Енисейского кряжа, в предгорьях Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья, толщи позднедокембрийских и нижнепалеозойских отложений смяты в серию прерывисто-линейных складок единого структурного плана, и, следовательно, в конце раннего палеозоя в рассматриваемой области интенсивно проявилась складчатость (салаирская или раннекаледонская фаза), обусловившая окончательное замыкание Саяно-Енисейской геосинклинали и перестройку структурного плана в зонах ограничения платформы. С данной тектонической фазой связано внедрение кислых интрузий в Восточном Саяне и Енисейском кряже.

Табли

Литофации и тектонические структуры палеозоя отдельных

Составил И.

Система	Отдел	Игарский район		Туруханский район	
		Литофации и мощность	Тип структур	Литофации и мощность	Тип структур
Пермская	Верхний	Песчано-глинистые угленосные отложения 600—740 *м*	Структуры платформенного типа	Песчано-глинистые угленосные отложения 380—650 *м*	Структуры платформенного типа
	Нижний				
Каменноугольная	Верхний	Аргиллиты, алевролиты, песчаники, иногда угли 100—140 *м*		Аргиллиты, алевролиты, песчаники, угли до 300 *м*	
	Средний				
	Нижний	Известняки, мергели, доломиты до 150 *м*		Вверху — песчаники от 50 до 120 *м*, внизу известняки, мергели 110 *м*	
Девонская	Верхний	Красноцветные карбонатно-глинистые и терригенные отложения около 550 *м*		Известняки и доломиты с гипсом 70 *м*	
	Средний			Аргиллиты, мергели, песчаники красноцветные до 160 *м*	
	Нижний			Пестроцветные аргиллиты, песчаники 120—200 *м*	
Силурийская	Верхний	Сероцветные известняки, доломиты, в нижней части — граптолитовые сланцы 450—600 *м*		Сероцветные известняки, мергели и гипсоносные доломиты, в нижней части — граптолитовые сланцы до 380 *м*	
	Нижний				
Ордовикская	Верхний	Серые аргиллиты, мергели, известняки 50 *м*		Осадков нет	
	Средний	Сверху — пестроцветные аргиллиты, ниже — известняки около 100 *м*		Аргиллиты, глинистые известняки, песчаники 17—52 *м*	

ца 3

районов западной краевой части Сибирской платформы

Н. Сулимов

Ангаро-Вельминский район		Бирюсинско-Тассеевский район		Иркутское Присаянье	
Литофации и мощность	Тип структур	Литофации и мощность	Тип структур	Литофации и мощность	Тип структур
Песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзами угля от 0 до 280 *м*	Платформенные структуры	Песчано-глинистые угленосные отложения от 60—80 *м* (Канск) до 900 *м* (Кокуй)	Платформенные поднятия и прогибы	Осадков нет	
Кварцевые песчаники с прослоями конгломератов и алевропелитовые углистые породы 0—100 *м*		Пестроцветные аргиллиты, алевролиты, мергели 0—40 *м*			
Осадков нет		Красноцветные, реже зелено-серые мергели, аргиллиты, известняки и песчаники, в подошве — конгломераты от 0 до 320 *м*			
		Осадков нет			
		Пестроцветные песчаники, алевролиты, реже аргиллиты 200—255 *м*			
		Песчаники пестроцветные, грубозернистые с прослоями и галькой аргиллитов 275—353 *м*			

Продолже

Система	Отдел	Игарский район		Туруханский район	
		Литофации и мощность	Тип структур	Литофации и мощность	Тип структур
Ордовикская	Нижний	Сероцветные известняки и доломиты с прослоями пестроцветных мергелей и алевролитов до 600 *м*	Структуры платформенного типа	Кварцевые песчаники 20—34 *м* Доломиты сероцветные, иногда глинистые и песчанистые от 0 до 295 *м*	Структуры платформенного типа
Кембрийская	Верхний	Пестроцветные известняки и доломиты до 1000 *м*		Сероцветные, местами водорослевые известняки, реже доломиты 200—320 *м*	
		Серые известняки 450 *м*			
	Средний	Сероцветные, иногда красноцветные известняки и мергели до 960 *м*		Доломитовые мергели и аргиллиты 190—250 *м*	
	Нижний	Сверху темно-серые до черных известняки и мергели, в средней части — пестроцветные известняки, в нижней — серые известняки и доломиты 680—790 *м*		Доломиты кремовые с прослоями известняков и местами пестроцветных песчаников до 1500 *м* Доломиты серые и кремовые 300—320 *м*	
Поздний докембрий		Краспоцветные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы 950—1150 *м*			

ние табл. 3

Ангаро-Вельминский район		Бирюсинско-Тасеевский район		Иркутское Присаянье	
Литофации и мощность	Тип структур	Литофации и мощность	Тип структур	Литофации и мощность	Тип структур
Песчаники 60 *м* Красноцветные известняки, доломиты, песчаники 120—140 *м* Доломиты и известняки 110—160 *м*	Линейно-прерывистые складки, брахискладки	Песчаники пестроцветные 350—520 *м* Песчаники грубозернистые с галькой до 510 *м* Пестроцветные аргиллиты, алевролиты, известняки 160—250 *м*	Линейно-прерывистые складки, соляные антиклинали, брахискладки	Осадков нет	Структуры платформенного типа
Доломиты пестроцветные с прослоями конгломератов и алевролитов 80—100 *м* Красноцветные доломиты с прослоями известняков, алевролитов и гипса до 400 *м*		Красноцветные аргиллиты, мергели, алевролиты, прослои гипса, местами в верхней части — песчаники и конгломераты (Дзержинский район), в нижней части — преобладание гипсоносных мергелей 950—1350 *м*		Красноцветные аргиллиты, мергели с прослойками гипса, реже алевролиты, песчаники и известняки более 450 *м*	
Серо-желтые доломиты и реже известняки с прослоями пестроцветных аргиллитов 1000—1200 *м*		Доломиты, ангидриты, каменная соль, много водорослевых доломитов 1100—1300 *м* Каменная соль, ангидриты, доломиты 900—1600 *м*		Песчанистые известняки и доломиты с включениями гипса 800—1200 *м* Доломиты, ангидриты с прослоями галита 280—400 *м*	
Красноцветные песчаники, алевролиты, конгломераты до 2500 *м*		Сверху — доломиты, ниже — песчаники, алевролиты, конгломераты, аргиллиты 320—780 *м*		Красноцветные песчаники и алевролиты 280—350 *м*	
Переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев до 1400 *м* Красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты 400—900 *м*		Переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев 1400—2300 *м* Розовые доломиты, кварцито-песчаники, алевролиты 1200—1400 *м*		Пестроцветные песчаники и гравелиты от 108 до 950 *м*	
				Глинистые сланцы, онколитовые известняки до 850 *м*	

Как будет видно из дальнейшего изложения, процессы складкообразования происходили неодновременно: в северной части Енисейского кряжа и Иркутском Присаянье — в позднем кембрии и ордовике, а на остальной территории — в силуре. В южной части Сибирской платформы с рассматриваемой фазой тектогенеза связано формирование в осадочном чехле пологих брахиструктур. Севернее широты 64° следы проявления этой складчатости вообще не наблюдаются.

С последующей эпохой среднего палеозоя сопряжено медленное воздымание южной (Ангаро-Катангской) части платформы и ее пенепленизация. Только на крайнем юго-западе, в пределах структуры ограничения платформы и складчатой зоны, в девонский период возникла наложенная Тайшет-Рыбинская впадина с лагунной обстановкой седиментации. В северной части платформы, от р. Бахты в Приенисейской зоне до Котуя на юго-западном склоне Анабарского массива, продолжали сохраняться условия устойчивого прогибания, что предопределило беспрерывное наращивание нижнепалеозойского разреза терригенно-глинистыми осадками верхнесилурийского, девонского и нижнекаменноугольного возраста. Толща этих отложений на площади названных отрицательных структур, в отличие от нижнепалеозойских образований, дислоцирована крайне слабо.

С позднепалеозойским этапом связано формирование обширной Тунгусской синеклизы, с которой на юго-западе сливается Мурско-Усолкинский прогиб (Сулимов, 1965 г.). Песчано-глинистые угленосные отложения, выполняющие синеклизу, трансгрессивно и с заметным угловым несогласием залегают на различных горизонтах среднего, а на юго-западе нижнего палеозоя и местами (низовья Ангары) — докембрия. Степень дислоцированности пород верхнего палеозоя сравнительно более высокая, по отношению к среднему палеозою. В Приенисейской зоне (Кокуй, Норильский район и др.) в верхнепалеозойской толще фиксируются брахиантиклинали и мульды с углами падения на крыльях до 15—20, реже 30°. В конце палеозоя скорость прогибания замедлилась и местами возникли условия для формирования пенеплена.

В мезозойском этапе развития платформы выделяются два периода: триасовый и юрско-меловой. На территории Тунгусской синеклизы период триаса знаменуется интенсивным накоплением туфолавовых пород, образованием разрывных нарушений и общим опусканием этой области. Конец триаса характеризуется дифференцированными вертикальными движениями отдельных блоков фундамента и образованием в чехле ряда крупных платформенных структур, хорошо фиксируемых по отдельным туфолавовым горизонтам.

С юрским периодом на рассматриваемой территории связано формирование предгорных прогибов и накопление песчано-глинистых угленосных отложений различной мощности (от десятков до 500 *м*). Юрские прогибы возникли также на отдельных участках Енисейского кряжа и Восточного Саяна, что свидетельствует о сравнительно высокой тектонической активности территории последних.

Приведенный краткий обзор геологического развития рассматриваемой территории в какой-то мере указывает на зависимость основных этапов формирования структуры Сибирской платформы от тектонических движений, которые происходили в смежной Байкало-Саяно-Енисейской складчатой области. Эта зависимость более четко проявляется в специфике строения краевых зон платформы и структур ее ограничения, особенно в изменении литофаций и мощности осадочного чехла, а также в различии структурно-тектонических форм (табл. 3).

Изложенные данные об особенностях развития осадочного чехла в отдельные отрезки геологического времени позволяют выделить в верхнем структурном этаже шесть ярусов: позднедокембрийский, нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский, триасовый и юрско-меловой.

Стратиграфический объем структурных ярусов и их соотношение между собой, особенно в интервалах перерывов, непостоянны: в южных районах в разрезе осадочного чехла четко вырисовываются все ярусы, а севернее широты 64° (в частности в Игаро-Норильском районе) нижнепалеозойский и среднепалеозойский ярусы разделить практически невозможно и по существу они представляют единый структурный комплекс (рис. 8).

Некоторые различия в строении отдельных ярусов в пространстве нашли отражение на схематической структурной карте, составленной для разных

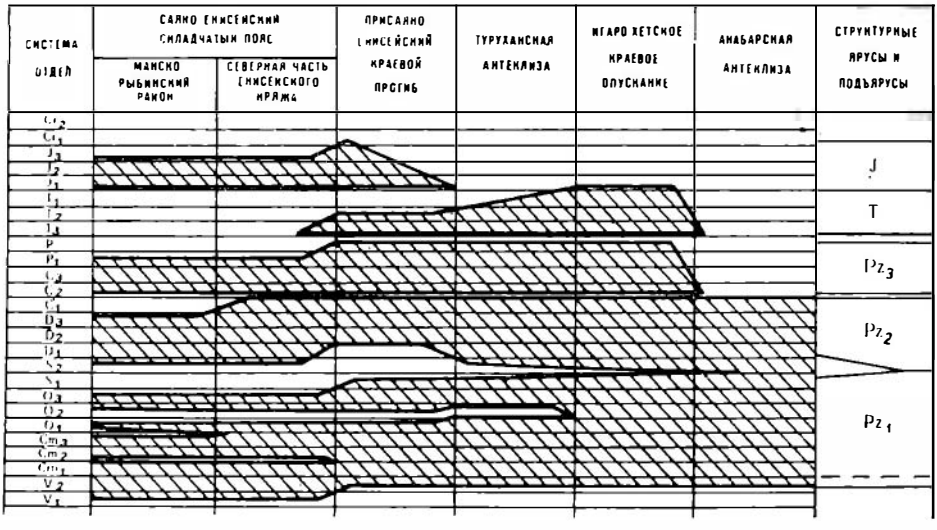
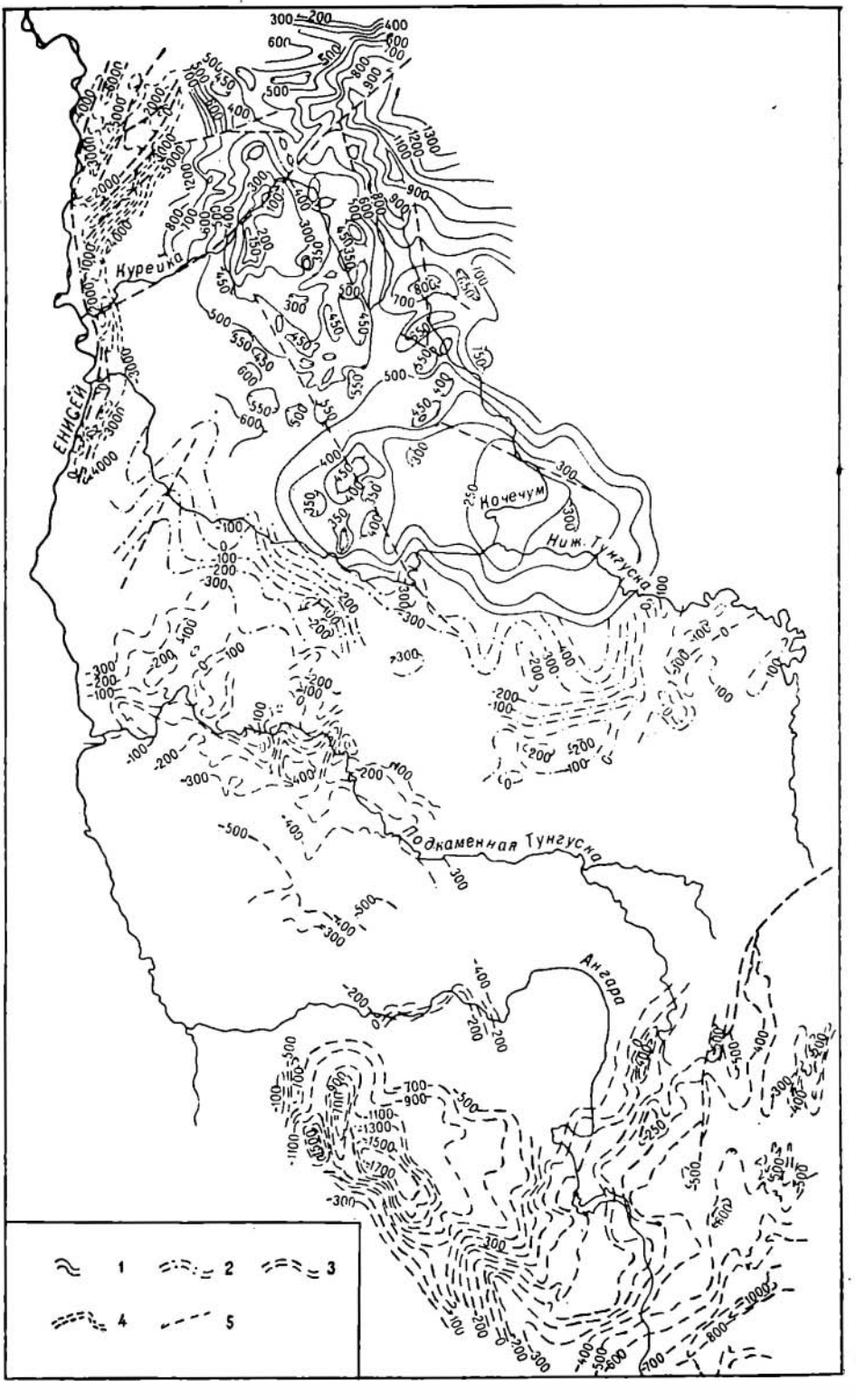


Рис. 8. Изменение стратиграфического объема структурных ярусов осадочного чехла на западе Сибирской платформы (по И. Н. Сулимову, 1966).

районов по различным опорным маркирующим горизонтам (рис. 9). В Приангарье эта карта построена по подошве усть-кутской свиты нижнего ордовика и отражает основные тектонические элементы нижнепалеозойского структурного яруса; для районов междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок — по подошве пеляткинской свиты верхнего отдела перми и для северной части Тунгусской синеклизы — по подошве надаянского горизонта нижнего триаса. Для построения карты какого-либо из изученных районов по различным маркирующим горизонтам палеозоя и мезозоя данные отсутствуют, и, следовательно, соотношения структурных планов неясны. Материалы по отдельным участкам свидетельствуют об унаследованности верхнепалеозойского плана по отношению к нижнепалеозойскому (р. Тасеева и др.). Вопрос о структурных взаимоотношениях триаса с верхним палеозоем еще более неясен: на отдельных площадях намечается как совпадение, так и несовпадение этих структурных планов.

В основу геотектонического районирования приняты положения Н. С. Шатского о платформах, структурах их ограничения и геосинклинальных складчатых областях, а также «Тектоническая карта Сибирской платформы и прилегающих частей складчатых систем», составленная Т. Н. Спижарским [1958]. Байкало-Саяно-Енисейское складчатое обрамление отнесено


Енисей
Куреика
Ночечум
Нижн. Тунгуска
Подкаменная Тунгуска
Ангара
1
2
3
4
5

к категории складчатых поясов в понимании Ю. М. Шейнманна [1959]. Соответственно в современной структуре рассматриваемой территории нами выделяются Сибирская платформа, включая нижнепалеозойские структуры ограничения, а также внешняя зона Байкало-Саяно-Енисейского складчатого пояса.

На тектонической карте западной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (рис. 10) нашли отражение следующие платформенные структуры наиболее крупного порядка.

1. Антеклизы и крупные своды (включая погребенные) — Анабарская (Sn — Pz_2), Катангско-Чадобецкая (Sn — Pz_1), Центрально-Тунгусская (Sn — Pz_1) и Туруханская (Cm_2—S); Ангарский свод (Pz_1), Иркутский свод (Sn — Pz_1);
2. Игаро-Хетское краевое опускание (Pz_{1-2});
3. Котуй-Бахтинская область устойчивого прогибания (Pz_2);
4. Тайшет-Рыбинская наложенная впадина (D);
5. Ангаро-Катангская область среднепалеозойского пенеплена;
6. Тунгусская синеклиза, включая Мурско-Усолкинский прогиб (Pz_3—T);
7. Мезозойские прогибы (впадины): Ангаро-Вилюйский, Кежемский, Иркутский, Канский, Бородинский, Саяно-Партизанский, Питский и др.

К нижнепалеозойским структурам ограничения платформы отнесены Присаяно-Енисейский и Прибайкало-Ленский краевые прогибы, а также Северо-Енисейский и Олхино-Китойский краевые швы.

На тектоническую карту, кроме того, нанесены многие из известных в настоящее время структур второго порядка, представленные крупными валами, брахиантиклинальными поднятиями, впадинами и синклинальными прогибами; значительная часть положительных структур третьего порядка (локальные поднятия), а также несколько разновозрастных групп разрывных нарушений.

Контуры структур в большинстве случаев перенесены со структурной карты, реже по материалам других исследователей. Крупные разломы фундамента и погребенные своды (антеклизы) наносились в основном по геофизическим данным.

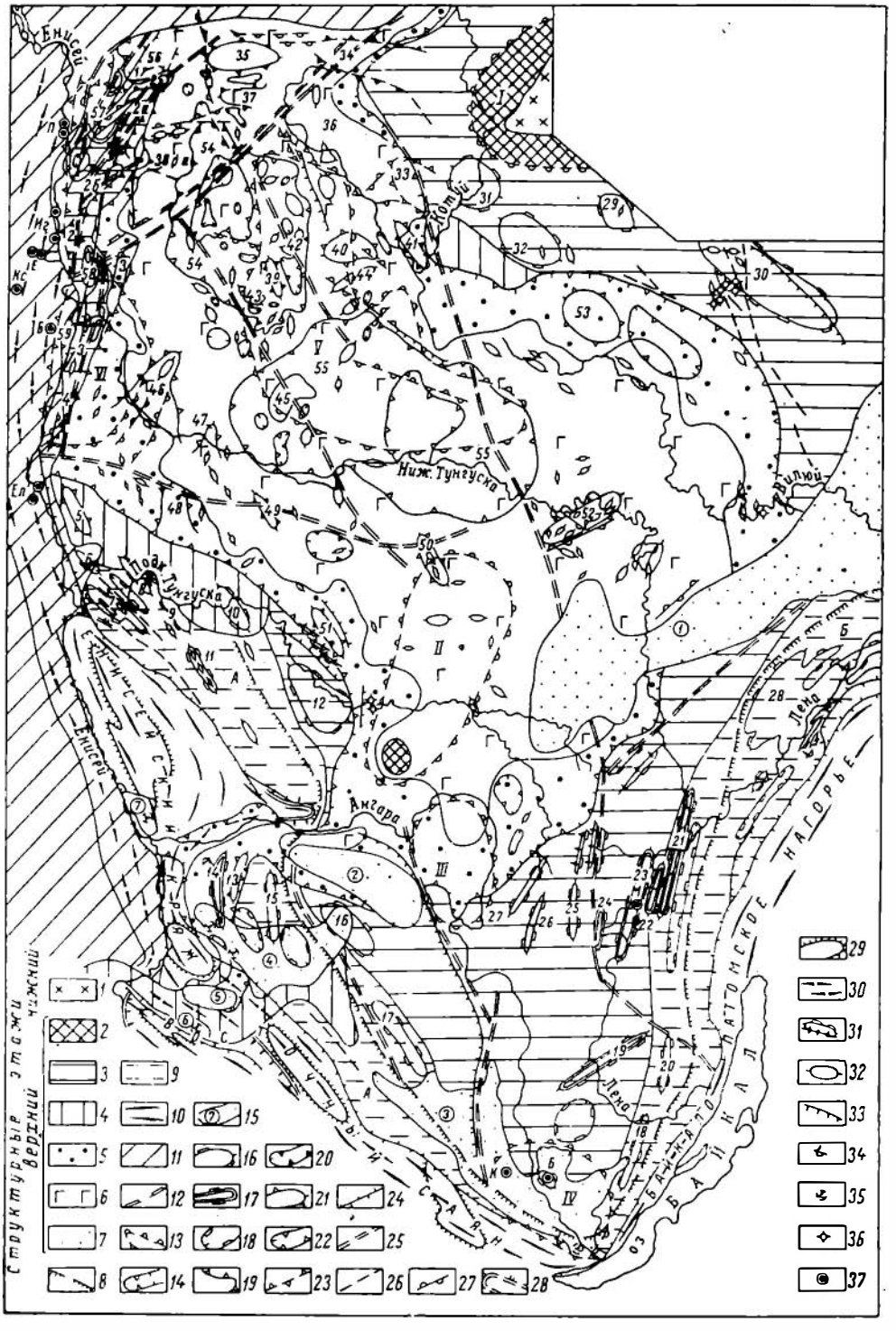
Структуры Байкало-Саяно-Енисейского складчатого пояса нами специально не изучались. На основании известных в настоящее время данных, авторы выделяют две стадии развития этой структуры: геосинклинальную (Sn — Pz_1) и геоантиклинальную (Pz_2 — Kz). Соответственно в пределах рассматриваемой части складчатого пояса на карту нанесены некоторые внутренние прогибы (синклинории) и геоантиклинальные поднятия, а также наиболее четко выраженные линейные складки раннекаледонского тектогенеза.

Возрастная принадлежность крупных платформенных структур, а иногда и их генетический тип (соляные антиклинали, брахискладки и пр.) отражены в условных знаках. Локальные поднятия разного возраста имеют одинаковые обозначения, поскольку геохронологические данные о них можно установить по смежным структурам второго порядка.

Учитывая важное значение погребенных антеклиз для оценки перспектив нефтегазоносности, данные положительные структуры, в нарушение

Рис. 9. Структурная карта Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Составили В. С. Старосельцев, И. Н. Сулимов, И. Ф. Горонцов, С. А. Константинова, Л. А. Кучай, В. М. Лебедев, В. Н. Мельников, В. У. Петраков, А. В. Хоменко.

Изогипсы по подошве: 1 — надаянского горизонта T_1; *2* — пеляткинской свиты P_2; *3* — усть-кутской свиты O_1; *4* — костинской свиты Cm_1; *5* — разрывные нарушения.


Енисей
Котуй
Ниж. Тунгуска
Подк. Тунгуска
Вилюй
Ангара
Лена
Енисей
Лена
Структурные этажи
верхний
нижний
Баикало Патомское нагорье
оз. Байкал

правил картографии, нанесены пунктирными контурами на поля развития более молодых тектонических образований и часто пересекают их. Это относится, в частности, к некоторым валам и крупным брахиантиклиналям.

Несколько слов о тектонической терминологии. Во избежание «вольного» применения различных определений для одинаковых тектонических элементов, авторы руководствовались в основном справочником тектонической терминологии под редакцией Ю. А. Косыгина (т. 1, 2, 3, 1964, 1965) и «Решением совещания по классификации платформенных структур», опубликованным в «Советской геологии» (№ 11, 1963).

Переходим к характеристике основных геотектонических элементов рассматриваемой территории по структурным этажам и ярусам.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Нижний структурный этаж ассоциирует с фундаментом платформы, объединяя структурные ярусы, в которых нашли отражение несколько циклов древних (докембрийских) складчатостей. Тектоника фундамента освещена в ряде работ А. В. Булиной и Т. Н. Спижарского [1965],

---

Рис. 10. Тектоническая карта западной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Составили И. Н. Сулимов, В. С. Старосельцев, И. Ф. Горовцев, С. А. Константинова, В. М. Лебедев, А. В. Хоменко.

Сибирская платформа. *1* — нижний структурный этаж (фундамент платформы); *верхний структурный этаж* (осадочный чехол): *2* — позднедокембрийский (промежуточный) структурный ярус; *3* — нижнепалеозойский структурный ярус; *4* — среднепалеозойский структурный ярус; *5* — верхнепалеозойский структурный ярус; *6* — триасовый структурный ярус; *7* — юрско-меловой структурный ярус. *Структуры ограничения*: *8* — позднедокембрийский структурный ярус (внешняя граница многосинклинали); *9* — нижнепалеозойский структурный ярус (краевые прогибы: *А* — Присаяно-Енисейский, *Б* — Прибайкало-Ленский); *10* — Байкало-Саяно-Енисейский складчатый пояс (геосинклинальная стадия развития в позднем докембрии — нижнем палеозое, геоантиклинальная в последующую эпоху (Pz_2—Kz). **Платформенные структуры первого порядка:** *11* — мезозойский чехол Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба; *12* — юго-восточная граница Игаро-Хетского краевого опускания (Pz); *13* — контуры антеклиз и крупных погребенных поднятий: *I* — Анабарской (Sn—Pz_2); *II* — Катангско-Чадобецкой (Sn—Pz_1); *III* — Средне-Ангарской (Pz_1); *IV* — Иркутской (Sn—Pz_1); *V* — Центрально-Тунгусской (Sn—Pz_1?); *VI* — Туруханской (Cm_2—S_1); *14* — границы Тунгусской синеклизы (Т). *15* — *контуры юрских впадин*: *1* — Ангаро-Вилюйская; *2* — Кежемская; *3* — Иркутская; *4* — Канская; *5* — Бородинская; *6* — Саяно-Партизанская; *7* — Питская. **Структуры второго порядка.** Нижнепалеозойские: *16* — валы и крупные сводовые поднятия (местами погребенные); *17* — соляные антиклинали; *18* — синклинальные прогибы и впадины; *верхнепалеозойские*: *19* — валы и крупные поднятия; *20* — впадины и прогибы; мезозойские: *21* — валы и крупные поднятия; *22* — впадины и прогибы. **Разрывные разрушения:** *23* — зона краевых швов; *24* — глубинные разломы длительного развития; *25* — региональные разломы фундамента платформы по геофизическим данным; *26* — постнижнепалеозойские разломы; *27* — послетриасовые разрывные нарушения. Прочие обозначения: *28* — внутренние прогибы (синклинории) (Pz_1); *29* — внутренние геоантиклинальные поднятия (Pz_1); *30* — зоны складчатого обрамления, перекрытые осадочным чехлом; *31* — дислокации непского и тычанского типа; *32* — локальные поднятия (структуры третьего порядка) в осадочном чехле; *33* — крупные флексуры; *34* — опрокинутые складки; *35* — участки интенсивных дислокаций в юрской толще; *36* — трубки взрыва; *37* — скважины, вскрывшие фундамент платформы (Б — Боханская, К — Кутуликские, М — Марковские) или породы позднего докембрия в складчатом обрамлении (Ел — Елогуйские, Б — Баихские, Ко — Костровские, Е — Ермаковские, Иг — Игарского профиля, П — Потаповская).

Структуры I и II порядков (цифры на карте): *1* — Хантайско-Рыбинский мегавал; *2* — Сухаринско-Рыбинский мегавал; *2а* — Рыбинское куполовидное поднятие; *2б* — Сухарихинско-Хантайский вал; *3* — Нижне-Североречейский (Пашкинский) мегавал; *4* — Курейско-Бакланихинский мегавал; *5* — Бахтинский вал; *6* — Верхне-Лебедянский вал; *7* — Суломай-Лебяжинский вал; *8* — Лиственичный вал; *9* — Вельминский вал; *10* — Енгидинский вал; *11* — Комэне-Нерунский вал; *12* — Турамский свод; *13* — Кайтымский вал; *14* — Троицко-Кокуйский вал; *15* — Захарово-Пушкинский вал; *16* — Чуно-Бирюсинское погребенное поднятие; *17* — Тунгайский вал; *18* — Божеханский вал; *19* — Жигаловский вал; *20* — Хандинский вал; *21* — Лено-Киренгский вал; *22* — Приленский вал; *23* — Марковско-Ичерский вал; *24* — Турукский вал; *25* — Литвинцевский вал; *26* — Верхнеилимский вал; *27* — Тубинский вал; *28* — Пеледуйская зона поднятий; *29* — Верхне-Кенелеканское поднятие; *30* — Шелогонцевское поднятие; *31* — Ессейское погребенное поднятие; *32* — Моероканское поднятие; *33* — Хэкчекитское поднятие; *34* — Боярско-Амбардакское поднятие; *35* — Калтаминское куполовидное поднятие; *36* — Путоранский полусвод; *37* — Хоннамакитский структурный нос; *38* — Хантайский структурный нос; *39* — Верхне-Тембенчинский вал; *40* — Котуйканское куполовидное поднятие; *41* — Чиринградинский вал; *42* — Бельдунчанский вал; *43* — Верхне-Вивинский вал; *44* — Средне-Якталийский вал; *45* — Ямбуканская плакантиклиналь; *46* — Нимдэкский полусвод; *47* — Дэтыктинский структурный нос; *48* — Верхне-Бахтинский структурный нос; *49* — Средне-Учамский вал; *50* — Верхне-Таймуринский вал; *51* — Чункинский вал; *52* — Илимпейский вал; *53* — Верхне-Вилюйское куполовидное поднятие; *54* — Хантайско-Вивинская впадина; *55* — Тембенчинская впадина; *56* — Хараелахско-Иконская котловина; *57* — Норильско-Волочоканская котловина; *58* — Мундуйская депрессия; *59* — Усть-Туруханская депрессия. **Некоторые структуры третьего порядка:** *а* — Средне-Хантайское поднятие; *б* — Сухотунгусское поднятие; *в* — Усть-Таймуринское поднятие; *г* — Аллюнское поднятие.

Ю. А. Косыгина и др. (1962 [1965]), Э. Э. Фотиади и др. ([1964] 1965), Л. Я. Проводникова (1965) и др. Многими авторами составлены схематические карты поверхности фундамента Сибирской платформы, на которых выделяются крупные отрицательные и положительные морфологические элементы.

С выделенными нами в осадочном чехле структурными формами, сравнительно хорошо согласуются построения В. К. Пятницкого и Г. Г. Рempель (1966 г.), Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецова [1964] и др. В частности, В. К. Пятницким на западной окраине Сибирской платформы по кровле фундамента выделяются Канско-Тасеевский и Вельминский прогибы, осложненные рядом поднятий и впадин; глубина погружения докембрийского фундамента соответственно определяется в 7000—8000 и 5000—6000 *м*. В зоне сочленения этих прогибов со складчатым обрамлением платформы намечаются глубинные разломы.

В восточной части Иркутского амфитеатра выделяются Ангаро-Ленское (Верхне-Ленское) плато фундамента с мощностью осадочного чехла 2,5—3 *км* и Ленско-Непское поднятие (до 2,5 *км*), между которыми расположена Тыптинская седловина (глубина 2,6—3 *км*). Далее на восток выделяется Предбайкальский прогиб.

К северу от широтного течения р. Нижней Тунгуски на карте Э. Э. Фотиади и другими выделяется крупное поднятие фундамента, где мощность осадочного чехла не превышает 3,5—4,0 *км*, увеличиваясь в периферических зонах до 5—6 *км*.

В более северных районах платформы Г. Г. Рempель [1967] выделяет систему поднятий и прогибов северо-восточной (в Приенисейской зоне) и северо-западной (в Прианабарье) ориентировок с глубинами залегания кровли фундамента от 3 до 8 *км*.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

В пределах Сибирской платформы структуры позднего докембрия почти повсеместно закрыты мощным чехлом более молодых образований. Исключением являются свод Чадобецкого массива, склоны Анабарской антеклизы и Приенисейская окраина платформы в Туруханском и Игарском районах. Кроме того, поздний докембрий вскрыт единичными глубокими скважинами на площади Иркутского амфитеатра. Основываясь на данных глубокого бурения и геофизических материалах (с учетом изменений мощности отложений позднего докембрия на отдельных вскрытых эрозией структурах), можно считать установленным локальное распространение образований рассматриваемого яруса, и местами на фундаменте платформы непосредственно залегает нижнепалеозойский осадочный чехол.

В южной части платформы образования рассматриваемого структурного яруса вскрыты отдельными глубокими скважинами на площади Иркутского погребенного сводового поднятия (массива), которое впервые выделено С. П. Ситниковым [1943]. В последующие годы эта структура подтверждена исследованиями С. М. Замараева, К. А. Савинского, М. М. Мандельбаума [1963] и др. В пределах Иркутского массива поздний докембрий вскрыт Бельской, Больше-Разводнинской, Еловской, Кутуликской и другими опорными скважинами. Разрез позднего докембрия представлен внижней части маломощной толщей переслаивания глинистых сланцев и алевролитов, сопоставляемой автором [Сулимов, 1964а] с верхнеолхинской подсвитой Иркутского Присаянья и кочергатской свитой Западного Прибайкалья, где синхронные отло-

жения представлены в миогеосинклинальных фациях и дислоцированы в систему линейно-прерывистых складок. К верхам рассматриваемого разреза относится ушаковская (в основном песчаниковая) свита мощностью 200—300 *м*, залегающая на аналогах кочергатской свиты с размывом. Суммарная мощность позднего докембрия в указанном стратиграфическом объеме не превышает 400 *м*. Залегает эта толща почти горизонтально с резким контактом на эрозионной поверхности (с корой выветривания) кристаллических пород фундамента платформы.

В районе Чадобецкого массива с позднедокембрийским структурным ярусом ассоциирует толща слабо дислоцированных и почти не метаморфизованных терригенно-глинисто-карбонатных пород мощностью до 3500 *м*. В какой-то мере условно эта толща сопоставляется с сухопитской и тунгусикской сериями Енисейского кряжа, где эти серии представлены в геосинклинальных фациях, а их суммарная мощность превышает 7000 *м* (М. Н. Благовещенская, 1961 г.).

По данным Р. Я. Склярова (1964 г.), в рассматриваемой толще Чадобецкого района фиксируются небольшие структурные несогласия, которые, по-видимому, отражают не менее трех фаз колебательных движений этого региона. Структуры позднего докембрия здесь представлены куполовидными поднятиями, среди которых наиболее крупными являются Средне-Терсинское (20 × 14 *км*) и Чуктуконское (10 × 7 *км*). Ориентировка длинных осей этих структур северо-восточная (по контурам выходов на поверхность). Северо-восточный склон Средне-Терсинского поднятия более крутой (до 35°) по сравнению с юго-западным (15—20°).

В пределах Анабарского массива на интенсивно метаморфизованных и сильно дислоцированных архейских породах с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают позднедокембрийские осадочные породы. Последние не несут следов сколько-нибудь значительного метаморфизма, в них развиты лишь пологие пликативные дислокации и дизъюнктивы явно платформенного характера. В позднем докембрии здесь сформировались терригенные отложения мукунской свиты мощностью до 800 *м* и карбонатные билляхской (1250 *м*). Исходя из уменьшения мощности мукунской свиты в юго-восточной части Анабарского массива, вплоть до полного выклинивания, И. П. Атласов [1960] считает, что область сноса в этот период располагалась несколько юго-восточнее массива. Аналогичных взглядов придерживается Я. И. Полькин [1963], указывая на существование в позднем докембрии Оленекско-Вилюйской антеклизы. М. К. Калинко [1959] на основании анализа изменений состава и размерности обломочного материала в отложениях мукунской свиты считает, что в синийское время в краевых частях Анабарского массива происходило накопление осадков за счет сноса со смежных горных сооружений.

Во время формирования карбонатных отложений билляхской свиты, по мнению Я. И. Полькина [1963], в бассейне рек Попигая и Анабары существовало Попигай-Анабарское сводовое поднятие с отходящим от него к югу Анабарским валом.

На территории Игаро-Туруханского района можно выделить несколько участков (зон), отличающихся по строению и степени дислоцированности толщи позднедокембрийских отложений. Самые восточные разрезы Туруханского района имеют двучленное строение. В основании залегают терригенные породы (стрельногорская свита) видимой мощностью около 900 *м*. Выше лежат существенно карбонатные породы (свиты Линок, сухотунгусской, деревнинской, нижнетунгусской и, возможно, низов шорихинской) общей мощностью около 1800 *м*. В более западных разрезах Туруханского района

на описанных выше породах лежат существенно карбонатные, иногда со значительной примесью терригенного материала, породы (свит шорихинской, мироедихинской, туруханской, речкинской, дурномысской) общей мощностью около 1200 *м*.

В Туруханском районе не обнажены базальные горизонты позднедокембрийских отложений, поэтому характер их взаимоотношения с более древними породами остается невыясненным. В указанных отложениях не наблюдается следов сколько-нибудь значительного метаморфизма. Характер дислокаций определяется в основном крупными субмеридиональными разломами (Стрельногорским, Вороновским и др.). В зонах разломов породы позднего докембрия имеют крутые (65—85°) углы падения, иногда с запрокидыванием пластов. При удалении от разлома падение пород быстро выполаживается до 25—40°, и почти на всем протяжении до следующего крупного разлома породы залегают моноклинально. На фоне общего погружения позднедокембрийских отложений к западу не наблюдается дополнительных пликативных дислокаций геосинклинального типа.

Недостаточная обнаженность позднедокембрийских отложений в Игарском районе не позволяет наблюдать их полный разрез в одном пересечении. Однако на основании материалов многолетних исследований сотрудников СНИИГГИМС и других организаций можно, хотя и с некоторой долей условности, составить схематический разрез указанных отложений.

В восточной зоне Игарского района нижняя часть разреза позднедокембрийских отложений представлена кварцитовидными песчаниками мощностью около 1000—1500 *м*. Выше лежат темно-серые карбонатные и терригенно-карбонатные породы чернореченской свиты мощностью около 800 *м*. Венчают разрез пестроцветные, преимущественно красноцветные терригенные, иногда карбонатно-терригенные породы нижнесухарихинской свиты мощностью 1250 *м*. В верхней части разреза позднего докембрия наблюдается значительное погрубение кластического материала, вплоть до появления мелкогалечных конгломератов. Наиболее дислоцированные участки приурочены к зонам разрывных нарушений, имеющих субвертикальные плоскости сместителя. Между разрывными нарушениями иногда наблюдаются весьма пологие пликативные структуры.

Анализируя приведенный фактический материал, можно прийти к следующим основным выводам.

1. По составу, строению, мощности, характеру дислоцированности и степени метаморфизма породы позднедокембрийского структурного яруса на западном склоне Анабарского массива и в восточной зоне Туруханского района весьма близки. Совокупность указанных признаков свидетельствует о платформенном режиме тектонических движений на рассмотренных участках.

2. В аналогичных условиях находится и западная зона Туруханского района. От описанных выше она отличается лишь более устойчивым погружением в самом позднем докембрии, благодаря чему и сохранились карбонатные и терригенно-карбонатные породы верхней части разреза (шорихинская — дурномысская свиты).

3. Восточная зона Игарского района по своему строению близка к западной зоне Туруханского района. Основное отличие состоит в строении верхней части разреза позднего докембрия. Вместо карбонатных и терригенно-карбонатных пород, венчающих разрез на западе Туруханского района, в восточной зоне Игарки развиты пестроцветные терригенные породы нижнесухарихинской свиты. Обильное поступление достаточно крупного терригенного материала свидетельствует о близости источника сноса. Степень дислоцированности на обоих участках практически одинаковая.

Все имеющиеся данные свидетельствуют о платформенном режиме тектонических движений в описанных зонах в период формирования позднедокембрийского структурного яруса.

Существовавшие в позднем докембрии основные структурные элементы северо-западной части Сибирской платформы могут быть восстановлены на основании комплексного анализа имеющихся геолого-геофизических данных. Как указывалось выше, в позднем докембрии на территории Анабарского массива уже существовало поднятие типа антеклизы, в сводовой части которой мощность позднедокембрийских отложений сокращается вплоть до полного выклинивания. Естественно, в ходе развития свод указанной антеклизы мигрировал в пространстве, что нашло отражение в характере изменений мощностей позднедокембрийских отложений.

Судя по глубинам залегания поверхности фундамента в пределах Тунгусской синеклизы, полученным при обработке геофизических полей [Э. Э. Фотиади, Г. Ф. Кузнецов, 1964], мощность осадочного чехла в центральной части Тунгусской синеклизы сокращается до 3,5—4,0 *км*. Эти данные свидетельствуют о существовании в период формирования осадочного чехла на указанном участке крупной положительной структуры типа антеклизы. Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецов назвали ее Центральным поднятием. Не исключена возможность, что эта структура начала формироваться в позднем докембрии. В этот период, судя по данным И. П. Атласова о существовании источников сноса к западу от Анабарского массива, на рассматриваемом участке могли быть даже выступы фундамента (рис. 11).

Комплекс геолого-геофизических материалов позволяет считать, что в позднем докембрии на указанной территории существовало крупное Центрально-Тунгусское поднятие (выступ). Из-за отсутствия достаточного количества данных весьма трудно восстановить его контуры.

Краевая зона платформы (в пределах Игарско-Туруханского района) испытывала более устойчивое погружение в позднем докембрии, чем ее восточные участки. Однако это погружение было не столь значительным, чтобы привести к формированию типичного краевого прогиба.

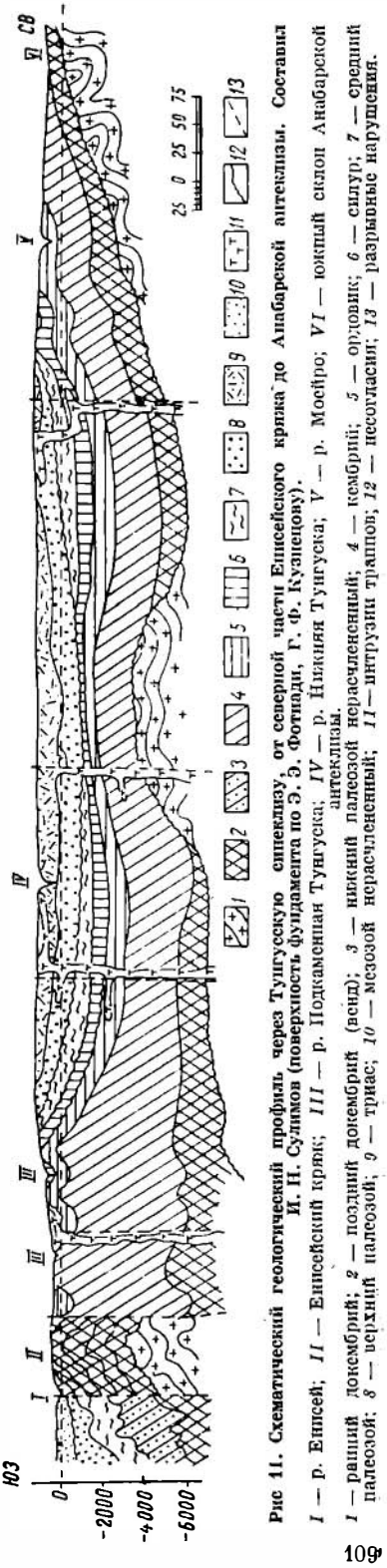


Рис 11. Схематический геологический профиль через Тунгусскую синеклизу, от северной части Енисейского кряжа до Анабарской антеклизы. Составил И. И. Сулимов (поверхность фундамента по Э. Э. Фотиади, Г. Ф. Кузнецову).

I — р. Енисей; *II* — Енисейский кряж; *III* — р. Подкаменная Тунгуска; *IV* — р. Нижняя Тунгуска; *V* — р. Моейпо; *VI* — южный склон Анабарской антеклизы.

1 — ранний докембрий; *2* — поздний докембрий (венд); *3* — нижний палеозой нерасчлененный; *4* — кембрий; *5* — ордовик; *6* — силур; *7* — средний палеозой; *8* — верхний палеозой; *9* — триас; *10* — мезозой нерасчлененный; *11* — интрузии траппов; *12* — несогласия; *13* — разрывные нарушения.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Нижнепалеозойские структуры имеют региональное распространение на Сибирской платформе, включая ее периферические зоны, которые примыкают к Саяно-Енисейскому складчатому поясу. Эти пограничные структуры являлись предметом специального изучения И. Н. Сулимова и выделены им в качестве нижнепалеозойских структур ограничения Сибирской платформы. Учитывая важность и некоторые дискуссионные аспекты этой проблемы, характеристика структур ограничения приводится в отдельном разделе главы.

В пределах платформы нижнепалеозойский структурный ярус на значительной части территории перекрыт более молодыми образованиями. Соответственно, достоверные данные о вещественном составе и характере дислокаций этого яруса имеются только по отдельным районам Сибирской платформы.

В пределах Иркутского амфитеатра с раннепалеозойским этапом развития платформы связаны два крупных цикла осадконакопления: кембрийский и ордовикско-нижнесилурийский. Каждый из этих циклов начинается с трансгрессивных серий морских осадков (преимущественно песчаники) и заканчивается регрессивными (лагунные красноцветы). Значительная роль в толще нижнего кембрия принадлежит соленосным и сульфатно-карбонатным отложениям. Разрез ордовика и силура представлен в основном песчано-карбонатными породами.

Своим строением южная часть платформы отвечает типичной плите с глубоко опущенным докембрийским фундаментом. Мощность нижнего палеозоя возрастает к юго-западу, по направлению к краю платформы: от 3000 *м* в районе Заярска до 4000 *м* и более в районах Мироново и Шелаево, что обусловлено в основном увеличением мощности ордовикских отложений. Отсутствие перерывов и угловых несогласий в кембрийской толще свидетельствует о постепенном погружении этого участка земной коры на протяжении всей эпохи кембрия.

В ордовике колебательные движения проявлялись несколько интенсивнее, при этом длительные погружения сменялись иногда воздыманием отдельных участков и размывом ранее накопившихся осадков. Особенно четко подобные размывы фиксируются после образования ийской и мамырской свит. Это, однако, существенно не отразилось на строении нижнепалеозойского структурного яруса, который сохранил повсеместно почти горизонтальное залегание.

Рассматриваемая область в целом характеризуется спокойным магнитным полем, небольшие положительные аномалии которого, по-видимому, обусловлены пластовыми залежами сибирских траппов.

В северной части платформы (выше 64° с. ш.) геотектонические условия были резко отличными. Это относится в первую очередь к Туруханскому и Игаро-Норильскому районам приенисейской зоны.

В Туруханском районе цикличность разреза нижнего палеозоя, характерная для Иркутского амфитеатра, почти не наблюдается, поскольку синхронная толща пород там представлена преимущественно в карбонатных фациях. Судя по наличию в этом районе источников с солеными водами, в карбонатной толще, вероятно, имеются пласты галогенных отложений (в частности, в нижнем кембрии).

В Игаро-Норильском районе эпоха раннего палеозоя характеризуется условиями наиболее устойчивого прогибания и накоплением карбонатных осадков значительной мощности (более 4000 *м*).

Таким образом, в пределах западной части Сибирской платформы для эпохи раннего палеозоя намечаются три крупные структурно-фациальные зоны, в какой-то мере отличные по режиму тектонических движений.

Структуры первого порядка, формировавшиеся на рассматриваемой территории в эпоху раннего палеозоя, представлены Иркутской, Средне-Ангарской, Катангско-Чадобецкой, Туруханской, Центрально-Тунгусской, Анабарской антеклизами и сводовыми поднятиями, а также целым рядом синеклиз и крупных платформенных впадин. Мощность нижнепалеозойских отложений в пределах антеклиз колеблется от 1,5—1,8 (Чадобец) до 2,5 *км* (Заярск, Бохан и др.) и в синеклизах — от 3 до 4 *км*.

Иркутское поднятие (антеклиза). Своей структурой образует южный клиновидный выступ Сибирской платформы у стыка Байкальской и Восточно-Саянской зон складчатого обрамления. Ориентировочные размеры 200 × × 150 *км*. Впервые было выделено С. П. Ситниковым [1943] как жесткий массив по отношению к смежным структурам каледонской складчатости. Иркутское поднятие подтверждено геофизическими данными [Савинский, 1964]. Глубокими скважинами в пределах этой структуры вскрыты кембрийские отложения сокращенной мощности (до 2000 *м*) с преобладанием в разрезе нижнего кембрия доломитов и ангидритов. Число пластов каменной соли в усольской свите заметно уменьшается, а в бельской и ангарской свитах соль полностью замещается сульфатно-карбонатными породами. Поднятие прослеживается и по отложениям верхоленской свиты. Абсолютные отметки кровли фундамента платформы колеблются от —1,4 до —2 *км*. А. Н. Золотов [1966] относит Иркутское поднятие к категории возрожденных структур, строение которых отражается по всем горизонтам осадочного чехла.

Кембрийская толща дислоцирована очень слабо. Установленные здесь антиклинальные структуры характеризуются изометричной формой и малыми амплитудами поднятий (первые десятки метров). К числу таких структур относятся Боханская, Тыретьская, Бильчирская, Атовская и др. Только в зоне краевого шва со складчатым обрамлением кембрийские отложения смяты в узкие и крутые линейные складки, осложненные разрывными нарушениями, которые ориентированы согласно с простиранием складчатых структур (реки Иркут, Олха и др.).

Иркутское поднятие начало формироваться в позднем докембрии. Являясь жестким выступом кристаллического фундамента платформы, оно в эпоху раннего палеозоя оказало решающее влияние на обособление Прибайкало-Ленского и Присаяно-Енисейского краевых прогибов.

Средне-Ангарское погребенное поднятие. Расположено в районе среднего течения р. Ангары, в пределах самой крупной ее излучины. Размеры структуры приблизительно составляют 200 × 120 *км*. Ориентировка длинной оси субмеридиональная. Поднятие впервые выделено М. М. Лавровым (1956 г.). Позже оно было подтверждено С. М. Замараевым, К. А. Савинским и М. М. Мандельбаумом [1963] на основании анализа геолого-геофизических материалов.

По мнению некоторых геологов, это поднятие является южной частью Катангско-Чадобецкой антеклизы. Согласно данным бурения Тубинской и Заярской глубоких скважин, расположенных в зоне восточного погружения Средне-Ангарского поднятия, фиксируется сокращение (до 2000—2200 *м*) мощности соленосных и терригенных отложений нижнего кембрия и развитие доломитово-ангидритовых фаций. Мощность верхоленской свиты Cm_{2-3} уменьшается до 450 *м*, ордовика — до 450—600 *м* (при возрастании роли крупнозернистых песчаников). Иийская свита из разреза ордовика

полностью исчезает. В своде поднятия мощность нижнепалеозойских отложений, возможно, еще более уменьшается.

Катангско-Чадобецкая антеклиза. Расположена на широтном отрезке р. Подкаменной Тунгуски в ее среднем течении, между реками Чадобцом на юге и Таймурой на севере. Длинной осью антеклиза ориентирована в субмеридиональном направлении. Ее предположительные размеры 400 × × 150 *км*. Чадобецкий массив как крупная структурная единица платформы впервые выделен и описан А. С. Хоментовским [1945]. К северу от Чадобца Д. А. Туголесовым [1952] намечена Катангская антеклиза. Н. С. Зайцев [1954] высказал предположение об единой Чадобец-Катангской структуре (он включал в ее состав и Иркинеевский антиклинорий). Позднее Катангская антеклиза описывалась М. М. Лавровым (1956 г.), П. Е. Оффманом [1959], В. Д. Козыревым, Э. Э. Фотиади (1964 г.) и др. Названные исследователи, основываясь на геолого-геофизических данных, указывают на малую мощность отложений нижнего и верхнего палеозоя в своде антеклизы.

Е. П. Марков (1966 г.), изучая литологию и фации ордовика и силура в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, установил заметное опесчанивание разреза как к западу от района нижнего течения названной реки, так и к востоку, что указывает на соответствующее расположение областей сноса.

Таким образом, вопрос о Катангско-Чадобецкой антеклизе, по-видимому, решается положительно. Структура антеклизы, за исключением Чадобецкого массива, является погребенной под чехлом верхнего палеозоя и триаса.

В пределах Чадобецкого массива мощность нижнего палеозоя, представленного в терригенных и карбонатных фациях, составляет 1500—1800 *м*. Судя по условиям залегания кембрийских и ордовикских слоев, структура Чадобца представляет собой крупное, близкое к изометрической форме поднятие размерами 46 × 34 *км*, при этом длинная его ось ориентирована в широтном направлении. Залегание слоев на склонах поднятия пологое (до 10—15°). По данным Р. Я. Склярова и др. (КГУ), в данном районе выделяются еще два меньших по размерам поднятия (Исчухынское и Нембинское) северо-восточного простирания, сложенные в сводах породами кембрия, с углами падения на крыльях от 10 до 20°.

Туруханская антеклиза. Тектоническая природа Туруханского района, как отмечалось в обзоре исследований, является предметом дискуссии. Большинство геологов включает этот район в складчатое обрамление платформы (Г. Г. Моор, В. И. Драгунов, Н. В. Дренов, А. С. Кириллов и др.) или относит его к зоне краевого (субгеосинклинального) прогиба, испытавшего инверсию (Т. Н. Спижарский, С. П. Микуцкий, Н. Н. Урванцев, Я. И. Полькин и др.). Н. С. Зайцев [1954] выделяет Туруханский массив платформы; Д. К. Зегебарт [1957] включает Туруханскую зону выходов нижнего палеозоя в состав выделенной им очень крупной Игаро-Байкитской антеклизы.

Анализ фаций и мощностей нижнепалеозойских отложений Туруханского района приводит к выводу о том, что рассматриваемый регион начиная с алданского века нижнего кембрия и до силура развивался как типичная антеклиза с характерными для таких структур сокращенными мощностями (около 2300 *м*) осадков, представленных к тому же в карбонатных фациях, их весьма слабой дислоцированностью и внутриформационными размывами, особенно в ордовике. Важно отметить, что глубина предмангазейского размыва ордовикских отложений, по данным В. У. Петракова (1966 г.), возрастает в южном направлении (к бассейну р. Сухой Тунгуски).

Контуры Туруханской антеклизы неясны, поскольку ее структура на востоке района перекрыта чехлом средне- и верхнепалеозойских пород.

Восточная и северная границы антеклизы намечаются в значительной мере условно, с учетом данных бурения Большепорожской опорной скважины и по Анакитской структуре. В пределах антеклизы установлено уменьшение мощности платоновской свиты нижнего кембрия от 500 *м* на р. Нижней Тунгуске у Стрельных гор до 250 *м* на р. Сухой Тунгуске (Г. И. Кириченко, 1965 г.). Это свидетельствует о конседиментационном развитии Сухотунгусского валообразного поднятия.

В настоящее время на данной структуре проводится глубокое бурение и установлены нефтепроявления в доломитах платоновской свиты.

Центрально-Тунгусская антеклиза. Вопрос о наличии крупного погребенного поднятия в пределах центральной части Тунгусской синеклизы особенно остро встал в последние годы. Кроме геофизических материалов [Фотиади, Кузнецов, 1964], о которых говорилось ранее, на существование подобного поднятия указывает целый ряд геологических данных. Так, М. К. Калинко [1959] на основании изучения палеогеографической обстановки бассейна р. Котуя считает, что в эпоху раннего кембрия и в ордовике в районе, расположенном к юго-западу от названной области, существовало поднятие, которое начало формироваться еще в позднем докембрии и в последующем периодически (в стадии регрессий) выходило из-под уровня моря. Сопоставляя разрезы нижнесилурийских пород северо-запада платформы и Усть-Енисейской впадины, М. К. Калинко приходит к выводу о существовании суши к востоку от Норильского района.

По данным Я. К. Писарчик (1965 г.), В. У. Петракова и Л. И. Килиной (1966 г.), изучавших литологию и фации отложений нижнего палеозоя в Туруханском и смежных приенисейских районах, восточнее последних в рассматриваемый период располагалась крупная область поднятий, которая оказывала непосредственное влияние на осадконакопление. В частности, в Туруханском районе при движении на восток карбонатные отложения кембрия и ордовика заметно опесчаниваются, среди них появляются прослои глинисто-терригенных пород, отмечаются признаки обмеления бассейна седиментации и т. п. Все это указывает на возможные области сноса в центральной части Тунгусской синеклизы (рис. 12).

Таким образом, известные в настоящее время геолого-геофизические данные в какой-то мере обосновывают выделение Центрально-Тунгусской антеклизы, погребенной под чехлом отложений верхнего палеозоя и триаса. Начатое в 1966 г. бурение Туринской опорной скважины позволит получить наиболее достоверные сведения по этой интересной проблеме.

На севере Сибирской платформы в пределах современного Анабарского массива в эпоху раннего палеозоя продолжала формироваться крупная **Анабаро-Оленекская антеклиза** [Атласов, 1960; Полькин, 1963].

На склонах антеклизы по слоям кембрия и ордовика намечается пологая моноклиналь с падением в сторону Тунгусской синеклизы под углом 1—1°,5.

На южном склоне антеклизы в толще верхнего кембрия, по данным В. Д. Козырева, О. А. Бабошиной и др., выделяется несколько поднятий северо-восточного простирания, в том числе Мархинский вал, группа Силигирских локальных поднятий, Аргасалинская структура, которые названные геологи объединяют в единую Шологонцевскую зону поднятий. В пределах того же склона известны Верхне-Кенелеканское поднятие (60 × 45 *км*), сложенное породами нижнего ордовика, очень крупное Мойероканское поднятие (100 × 85 *км*) северо-западной ориентировки, сложенное средне-верхнеордовикскими отложениями.

Кроме того, В. Г. Васильев [1957] по геофизическим данным выделяет Ессейское погребенное поднятие изометричной формы площадью около

6000 *км*². Возраст перечисленных поднятий неясен, поскольку их структурные соотношения с вышележащими толщами палеозоя неизвестны (последние уничтожены эрозией).

На юго-западном склоне антеклизы в конце амгинского века происходил интенсивный рост Кукухундинского поднятия (амплитуда около 120—130 *м*), в своде которого фиксируются предамгинский размыв подстилающих отложений нижнего кембрия до алданского яруса включительно.

Игаро-Хетское краевое опускание расположено на северо-западе Сибирской платформы. Выделяется предположительно на основании следующих данных. На правом берегу Енисея в пределах Игаро-Норильского района мощность отложений нижнего палеозоя достигает 5000 *м*, в то время как в Туруханском районе не превышает 2850 *м*. При этом существенная разница в мощностях фиксируется начиная с отложений майского яруса. На эту особенность геологического строения Приенисейской зоны Сибирской платформы обращали внимание многие исследователи. Одна из попыток интерпретации описанной особенности была предпринята В. С. Голубковым [1963]. Проведя анализ фаций и мощностей среднеордовикских отложений, он пришел к выводу о том, что в указанный период на интересующей нас территории существовал прогиб северо-западного простирания с соответствующей фациальной зональностью, на что указывает резкое увеличение мощности и смена прибрежно-морских фаций типично морскими «по мере движения на северо-восток . . . от Курейского разреза к Норильскому» [Голубков, 1963, стр. 70]. Однако нетрудно заметить, что Курейские и Норильские разрезы лежат на одном меридиане. Поэтому отмеченная смена фаций и мощностей происходит в северном и даже в север-северо-западном направлении (с учетом разрезов нижнего течения р. Хантайки), что может являться следствием не только северо-западной, но и широтной или юго-западной ориентировки прогиба.

Более однозначные материалы об ориентировке зоны прогибания можно получить при сопоставлении разрезов средне- и верхнекембрийских (начиная с майского яруса) отложений, обнаженных в бассейнах рек Кулюмбе, Сухарихи и Курейки, где намечается резкое увеличение мощности указанных отложений в северо-западном направлении, тогда как к северо-востоку их мощность не меняется на расстоянии более 100 *км*.

Отложения ордовика и нижнего силура в Игаро-Норильском районе также имеют мощность в два с лишним раза большую, чем в Туруханском. Однако плохая обнаженность не позволяет с достаточной степенью точности определить простирание прогиба. Учитывая тектоническую природу этого прогиба, для решения поставленного вопроса представляется целесообразным рассмотреть особенности структурного плана северо-западной части Сибирской платформы. Прежде всего следует отметить, что на указанной территории преобладают пликативные и дизъюнктивные дислокации, имеющие независимо от времени формирования север-северо-восточное, северо-восточное, реже субширотное простирание. Подобная ориентировка структурного плана вполне согласуется с простиранием ограничивающих платформу структур. Кроме того, по геофизическим (М. П. Гришин, В. К. Пятницкий, 1963 г.) и частично геологическим данным в пределах этой части платформы намечается крупная зона разрывных нарушений северо-восточного простирания. На правобережье Енисея (междуречье Курейки и Сухарихи) эта зона разграничивает районы с резко различной мощностью нижнепалеозойских отложений. Изложенное позволяет считать, что нижнепалеозойский прогиб имел северо-восточное простирание. На тектонической схеме юго-восточная граница его проведена условно.

Описанная структура, судя по ее расположению, может быть названа краевым опусканием платформы. Очень крупными положительными структурами в южной части Сибирской платформы являются Турамский и Усть-Кутско-Киренский своды, а также Чуно-Бирюсинское погребенное поднятие.

Турамский свод расположен в бассейне р. Подкаменной Тунгуски (в районе ее притоков Тайги и Турамы). Размеры свода определяются цифрами 150—180 на 100—120 *км*. Ориентировка структуры субмеридиональная. В пределах свода намечается ряд очень пологих локальных поднятий типа укороченных брахиантиклиналей и куполов, сложенных красноцветными отложениями эвенкийской свиты, и небольших структурных депрессий, в которых развиты терригенно-карбонатные породы нижнего ордовика. Толща этих пород залегает в основном почти горизонтально. На северо-восточном и восточном склонах свода переход к моноклинальному залеганию слоев ордовика происходит после резкого флексурного изгиба, названного Г. Н. Садовниковым и другими (ВАГТ) на отрезке между р. Подкаменной Тунгуской и средним течением р. Корды Байкито-Кординской флексурой, а на участке от среднего течения р. Тычаны до р. Нижней Чунку — Кирамкинской флексурой (протяженность каждой из них более 130 *км*). Амплитуда ступени по слоям чунской свиты нижнего ордовика составляет 100—200 *м*.

Обращает внимание сокращенная мощность нижнего палеозоя, а также полное выклинивание отложений байкитской свиты нижнего ордовика. Это в какой-то мере указывает на интенсивное формирование Турамского свода в конце чунского века. Конседиментационное развитие данной структуры, вероятно, происходило на протяжении всей кембрийской эпохи.

К северному склону свода приурочен Чунский вал северо-западного простирания, включающий цепочку поднятий высшего порядка. Простирание вала северо-западное, длина, по данным В. И. Драгунова (1960 г.), 110—120 *км*, ширина 15—17 *км*, амплитуда поднятия по слоям чунской свиты около 130 *м*.

Чуно-Бирюсинское погребенное поднятие. Расположено в пределах одноименного

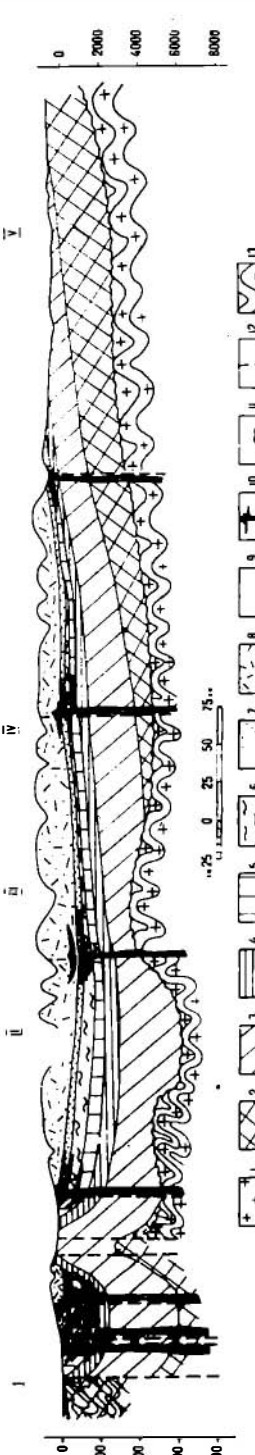


Рис. 12. Схематический геологический профиль по линии пос. Потапово — р. Кочечум — р. Котуй. Составили: В. С. Старосельцев, А. В. Хоменко, Г. Г. Рempель.

I — р. Енисей (пос. Потапово); *II* — оз. Хантайское; *III* — р. Курейка; *IV* — р. Кочечум; *V* — р. Котуй (близ устья р. Мойеро). *1* — докембрийский фундамент платформы; *2* — поздний докембрий; *3* — кембрий; *4* — ордовик; *5* — силур; *6* — девон; *7* — верхний палеозой; *8* — триас; *9* — мезозой нерасчлененный; *10* — интрузии основного состава; *11* — несогласия; *12* — разрывные нарушения; *13* — линейная складчатость.

водораздела, на площади нижнего течения рек Бирюсы и Чуны. Первые сведения об этом поднятии по слоям верхней части осадочного чехла приводятся М. М. Одинцовым и П. П. Скабичевским [1937]. Позже оно было выделено В. Г. Васильевым и др. [1957] по данным аэромагнитных съемок и гравиразведки.

К. А. Савинский и др. (1962 г.) на основании комплексной интерпретации геофизических материалов, включая сейсморазведку, пришли к выводу, что в наиболее приподнятой по кровле фундамента сводовой части этой структуры мощность отложений нижнего кембрия значительно сокращена, что указывает на ее конседиментационное развитие в этот период. Данные бурения Абанской и Чуно-Бирюсинской глубоких скважин свидетельствуют о повышении абсолютных отметок в своде поднятия на 300 *м* [Сулимов и др., 1966]. Вопрос о северо-восточном крыле этой погребенной структуры остается неясным. Не исключено, что она представляет собой структурную ступень, приуроченную к юго-западному пологому склону Сибирской платформы и ограниченную на внешнем борту смежного Присаяно-Тасеевского прогиба крупной флексурой. Формирование данной структурной ступени в эпоху нижнего кембрия, вероятно, происходило одновременно с накоплением осадков и, следовательно, в этой зоне можно ожидать литологические ловушки, благоприятные для нефтегазонакопления. Наличие такого уступа вполне согласуется с данными грави- и магниторазведки, на основании которых вдоль р. Бирюсы (по краю платформы) рисуется региональный глубинный разлом.

Усть-Кутско-Киренский свод расположен на р. Лене между пос. Усть-Кут и г. Киренском. В структурном отношении эта зона приурочена к внешнему (приплатформенному) борту Прибайкало-Ленского краевого прогиба. Размеры свода приближенно составляют 200 × 50 *км*. Ориентировка длинной оси северо-восточная. Свод выделен по геолого-геофизическим данным В. Ф. Горбачевым (1966 г.). Наиболее четко эта структура выражена по поверхности кристаллического фундамента платформы, вскрытого несколькими скважинами на Марковской площади. Абсолютные отметки кровли фундамента в центральной части свода варьируют в пределах минус 2350—2380 *м* или с превышением до 600 *м* по сравнению со смежными отрицательными структурами. По отложениям кембрия и ордовика в пределах свода выделяются Марковско-Ичерский, Приленский (Криволукский) и Лено-Киренгский валы. Согласно данным бурения в Марково, по слоям мотской свиты и осинскому горизонту усольской свиты намечаются очень пологие антиклинальные структуры с углами падения на крыльях до 5° и амплитудой поднятия 40—50 *м*, а по надсолевым слоям ленского яруса, верхоленской и усть-кутской свитам эти антиклинали сравнительно крутые, с углами падения на крыльях 10—20° и аплитудой поднятия до 500 *м*.

Подобное дисгармоничное строение имеет и расположенный южнее Жигаловский вал; оно обусловлено, вероятно, нагнетанием масс каменной соли из краевых частей в своды антиклиналей, что подтверждается соответствующим изменением мощности галогенных отложений усольской свиты [Сулимов, 1961].

Перечисленные выше валы, судя по литологическому составу и мощности отложений нижнего палеозоя, имеют длительную историю формирования, при этом многие из них в эпоху раннего кембрия характеризовались конседиментационным развитием. Раннекаледонская складчатость, проявившаяся в смежной Байкало-Саянской зоне обрамления платформы и обусловившая возникновение тангенциальных напряжений, привела к усилению контрастности этих структур, особенно в надсоленосной толще (которая испы-

тывала скольжение по слоям каменной соли) с образованием серии разрывных нарушений и, возможно, небольших горизонтальных смещений к северо-востоку.

В последующую эпоху палеозоя и мезозоя своды антиклиналей претерпели размыв и некоторую гравитационную разгрузку, что привело к возникновению благоприятных условий для подтока каменной соли в своды этих структур. Намеченные стадии развития валов хорошо согласуются с фактами дисгармоничного строения и смещения сводов в сторону платформы, которые наблюдаются не только в Усть-Кутско-Киренском своде, но и в других поднятиях периферической зоны Сибирской платформы.

К числу крупных валов в Иркутском амфитеатре относятся Тубинский, Литвинцевский, Верхне-Илимский, Жигаловский и др. Они характеризуются значительной протяженностью (обычно более 100 *км*), небольшой шириной (5—7 *км*) и наличием цепочек локальных поднятий, образование которых связано с ундуляцией шарнира антиклиналей. В сводах перечисленных валов обнажаются красноцветные отложения верхоленской свиты и карбонатные породы ленского яруса, на крыльях — терригенно-карбонатные породы ордовика. Судя по данным бурения и сейсморазведки, в строении этих структур намечаются элементы соляной тектоники; дробление пластов несоляных пород, следы течения каменной соли и раздувы ее мощности в сводах. По классификации Ю. А. Косыгина (1960 г.) такие структуры называются соляными антиклиналями. Следует отметить, что на участках между положительными структурами слои ордовика и кембрия залегают почти горизонтально.

В пределах рек Ии и Уды (Тулун-Братский район) А. Н. Золотовым [1966] выделяются Ийско-Удинское (170 × 70 *км*) и Тангуйское (130 × × 60 *км*) валообразные поднятия, разделенные небольшой седловиной. Простирание их субмеридиональное; амплитуда — несколько сотен метров. По изменению мощности отложений алданского яруса эти структуры характеризуются как конседиментационные. В вышележащих слоях нижнего кембрия они почти не прослеживаются.

Особого внимания заслуживает зона Ангарских антиклинальных структур, протягивающаяся вдоль р. Ангары от устья р. Ковы до пос. Богучаны. В этой зоне с запада на восток выделяются Имбинская, Берямбинская, Агалеевская, Кодинская и Ковинская антиклинали субширотного простирания. Размеры антиклиналей варьируют в пределах 20—25 *км* по длинной оси и 5—10 *км* по короткой. В сводах этих структур обнажены карбонатные породы нижнего кембрия, на крыльях — красноцветные отложения эвенкийской свиты (Cm_{2-3}), ордовика и верхнего палеозоя. Обращает внимание интенсивная дислоцированность нижнепалеозойских отложений: углы падения на крыльях 50—60°, а местами слои нижнего кембрия поставлены на голову. По слоям верхнего палеозоя углы падения на крыльях не превышают 20—30°. Эти факты свидетельствуют о том, что образование перечисленных антиклиналей связано с концом раннепалеозойской эпохи и должно параллелизоваться со временем формирования Иркинеевского антиклинория. Узкая локализация этих структур, линейная ориентировка и большая крутизна крыльев приводят к предположению, что они приурочены к зоне разломов субширотного простирания. Развитие этих структур продолжалось и в позднем палеозое.

Большой интерес представляют группы антиклинальных структур в толще нижнего палеозоя, развитые в бассейне р. Непы на юго-востоке платформы и в бассейне р. Тычаны на юго-западе. В указанных районах локализуется ряд узких (десятки — первые сотни метров) антиклиналей с крутыми,

иногда запрокинутыми в сторону смежной зоны складчатого обрамления, крыльями, часто осложненные в сводах разрывными нарушениями, согласными с простиранием антиклиналей. Данные структуры описывались Д. А. Туголесовым [1952], И. С. Гольдбергом (1964 г.) и др. Изучая морфологию Непских структур, Д. А. Туголесов обоснованно отнес их к категории складок срыва, сформировавшихся под воздействием тангенциальных давлений при наличии на глубине пластических пород, в частности пластов каменной соли в толще нижнего кембрия. Роль жесткого упора, вероятно, принадлежит Катангско-Чадобецкой антеклизе, расположенной между Тычанской и Непской зонами.

Для полноты характеристики складчатых дислокаций отметим, что в южной части платформы, на фоне почти горизонтального залегания слоев нижнего палеозоя, на отдельных участках рек Бирюсы и Уды наблюдается мелкая складчатость с крутыми (до 30°) антиклиналями и синклиналями, размах крыльев которых составляет 5—10 *м*, редко больше.

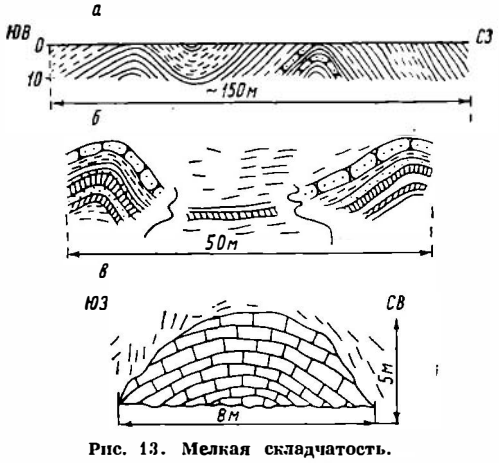


Рис. 13. Мелкая складчатость.

а — в слоях братской свиты на р. Чукше у дер. Захарово (по И. Н. Сулимову); *б* — в братской свите на р. Уде (по А. Л. Калиновскому); *в* — в ангарской свите на р. Бирюсе (по И. Н. Сулимову).

Подобные мелкие складки известны и в других районах юга Сибирской платформы, где они описаны И. И. Катушонком и А. Ф. Калмыковым (1950 г.), А. И. Левенко, И. В. Лучицким, М. С. Нагибиной (1950 г.), И. Н. Сулимовым [1964] и т. д. В пределах рассматриваемой области мелкая складчатость наблюдалась автором в отложениях ордовика и на одном участке — в кембрийской толще (рис. 13). Образование подобных форм мезо- и микротектоники в зонах краевых прогибов, где интенсивно проявлялись складчатые процессы, вполне закономерно и объяснимо. Возникновение их в условиях Сибирской платформы представляет собой геологическую задачу, которая ждет своего разрешения.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Образования среднего палеозоя, как уже отмечалось, широко развиты в северной части рассматриваемой территории, где ими сложена огромная Котуй-Бахтинская синеклиза.

Южная часть Сибирской платформы в связи с общим ее воздыманием служила в эпоху среднего палеозоя областью эрозионной деятельности и пенеплена. Значительное воздымание претерпел район восточных предгорий Енисейского кряжа севернее р. Ангары (бассейн р. Вельмо), что привело к размыву силурийских и местами ордовикских отложений. В сопредельном районе к югу от Ангары происходили колебательные движения в основном отрицательного знака и это обусловило формирование в девонскую эпоху крупной впадины на территории Тасеевского, Канского, Тайшетского и Рыбинского районов.

На севере рассматриваемой территории сохранилась характерная для нижнего палеозоя направленность тектонических движений крупных

блоков с тенденцией постепенного прогибания. Поэтому здесь не наблюдается существенной разницы в структурных планах нижне- и среднепалеозойского ярусов. Только в отдельных районах, судя по колебаниям мощности отложений верхнего силура и девона, фиксируется некоторое изменение тектонического режима. В частности, район Туруханской антеклизы в среднем палеозое испытывает, вероятно, такое же погружение, как и смежные с востока участки синеклизы, и, следовательно, этот район утратил черты, характерные для крупной положительной структуры платформы.

Тайшет-Рыбинская впадина в северо-восточной своей части наложена на структуру Присаяно-Енисейского нижнепалеозойского краевого прогиба, а в юго-западной — на складчатые структуры Восточного Саяна. Заложение впадины на юге, в пределах Рыбинского района, относится к концу силура — началу девона и на севере, в Канско-Тайшетском районе, — к среднему девону. Впадина выполнена главным образом красноцветными терригенными и карбонатно-глинистыми отложениями (мощностью от 200 до 2000 *м*), которые залегают почти горизонтально на различных горизонтах нижнего палеозоя и докембрия, дислоцированных в складки различной контрастности (в зависимости от структурно-фациальной зоны).

Согласно нашим исследованиям [Сулимов и др., 1966], в Тайшет-Абаканском и Канском районах имеется ряд крупных антиклинальных структур, в частности Новгород-Николаевский, Капкорский, Захарово-Пушкинский и Покровско-Ношинский валы, в строении которых, вероятно, участвуют и девонские отложения. Последние на площади этих структур, однако, закрыты плащом более молодых преимущественно юрских образований, что исключает возможность непосредственного изучения тектонических взаимоотношений девонских слоев с подстилающими горизонтами нижнего палеозоя, тем более бурение в этих районах совершенно не проводилось.

В лучшем положении находится Канский район, где по данным комплексных геофизических исследований выделяется Тайно-Улюкольский вал. В этом районе на основании структурно-картировочного бурения и детальной съемки выделяются [Сулимов и др., 1966] очень пологие антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы, длинные оси которых согласуются с простиранием структур нижнего палеозоя. Такое же простирание имеют и разрывные нарушения, являющиеся, по-видимому, верхними фрагментами глубинного разлома. Обращает на себя внимание унаследованность в развитии основных элементов нижнепалеозойского структурного плана. Например, Тайнинская антиклиналь (расположена в 30 *км* севернее г. Канска), четко выраженная по слоям нижнего кембрия, прослеживается и в девонской толще, но только менее контрастно. В девонской толще местами наблюдаются небольшие антиклинальные структуры (шириной до 50—70 *м*) непосредственно в естественных обнажениях. Углы падения на крыльях не превышают 8—10°.

Толща девонских отложений на территории Рыбинского района дислоцирована слабо. По данным геофизических исследований (А. П. Булмасов и др.), намечается приуроченность локальных антиклинальных поднятий, выделенных по опорному электрическому горизонту, к зонам линейных магнитных аномалий. Крупные положительные структуры Рыбинской впадины представлены Уярским и Астафьево-Привольнинским валами, а отрицательные структуры — Балайско-Бородинской, Саяно-Партизанской и Кужинской синклиналями. Простирание этих структур северо-западное, т. е. такое же как в смежной зоне складчатого обрамления. Перечисленные валы и синклинали имеют очень пологие крылья и небольшие амплитуды, характеризующие их как платформенные структуры.

Котуй-Бахтинская синеклиза выделена на основании анализа фаций и мощностей среднепалеозойских отложений. Синеклиза занимает обширную территорию к северу от р. Подкаменной Тунгуски и до Анабарского массива. Ее площадь превышает 600 тыс. *км*². На северо-западе Котуй-Бахтинская синеклиза переходит в Игаро-Хетское краевое опускание. Граница между ними проводится условно, вдоль намечающейся по геофизическим данным зоны разрывных нарушений, которая разделяет две крупные отрицательные структуры с различной интенсивностью прогибания (на крайнем северо-западе она значительно больше).

Наиболее прогнутой в пределах Котуй-Бахтинской синеклизы, вероятно, является северная ее часть. Центральная, преобладающая по площади, часть этой структуры остается совершенно не изученной, поскольку она перекрыта мощной толщей пермо-карбона и триаса. По мере движения к югу мощность среднепалеозойских отложений уменьшается, при этом среди карбонатных пород заметно возрастает роль терригенного материала. В южной части синеклизы (район Подкаменной Тунгуски) разрез среднего палеозоя представлен существенно терригенными и терригенно-карбонатными породами. В пределах Катангско-Чадобецкой антеклизы происходит полное выклинивание отложений верхнего палеозоя, и породы тунгусской серии пермо-карбона залегают на различных горизонтах нижнего палеозоя.

Игаро-Хетское краевое опускание в среднем палеозое сохраняет тенденцию к более интенсивному погружению по сравнению с прилегающими участками платформы, что находит отражение в характере распределения мощностей соответствующих отложений. В Игаро-Норильском районе намечается увеличение мощности отложений к северо-западу. В Хатангской депрессии на продолжении Игаро-Хетского краевого опускания расположена зона распространения мощных соленосных толщ нижнего девона. Карта равных мощностей средне- и верхнедевонских отложений [Калинко, 1959, стр. 143] при соответствующей корректировке данных по Игаро-Норильскому району свидетельствует о северо-восточной ориентировке зоны максимального прогибания.

На территории Анабарского массива многими исследователями [Калинко, 1959; Я. И. Полькин, 1963 и др.] отмечаются сокращенные мощности верхнесилурийских и девонских отложений по отношению к периферическим бортам Тунгусской синеклизы, что указывает на сохранение в данном районе геотектонического режима, характерного для антеклиз, т. е. о замедленном опускании по сравнению с синеклизами.

Среднепалеозойский структурный ярус на рассматриваемой территории, включая северную часть платформы, в общем характеризуется тектонической пассивностью, отсутствием четко выраженных дислокаций, и в этом заключается его принципиальное отличие от более древних и молодых структур.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Отложения верхнего палеозоя распространены на территории, ограниченной 56—71° с. ш. и 86—114° в. д. Однако площадь выходов указанных отложений на дневную поверхность весьма незначительна. В центральной зоне широко развит туфогенно-эффузивный комплекс триаса, а на периферии на многих участках верхнепалеозойские породы отсутствуют. Тем не менее, анализ имеющихся данных показывает, что поздний палеозой является весьма важным в истории формирования структур западной части Сибирской платформы. Этот этап характеризуется высокой тектонической активностью и значительной перестройкой структурного плана. На территории средне-

палеозойской Котуй-Бахтинской синеклизы и частично Ангаро-Катангской области поднятий в верхнем палеозое формируется огромная Тунгусская синеклиза, юго-западный «залив» которой протягивался до г. Канска (Мурско-Усолкинский прогиб). Наряду с крупными структурами образуются пликативные дислокации второго и третьего порядков, закладываются многочисленные разрывные нарушения, что связано с дифференцированными движениями отдельных блоков фундамента. Возникшие при этом поднятия интенсивно размываются. Следствием описанных процессов является несогласное налегание верхнепалеозойских пород на размытые горизонты нижнего и среднего палеозоя.

Структуры верхнепалеозойского яруса были созданы в течение нескольких тектонических фаз, последняя из которых на севере рассматриваемой территории проявилась в конце поздней перми, а на юге — в начале раннего триаса.

Тунгусская синеклиза. В позднем палеозое на территории более 1,5—2,0 млн. *км*^{2} происходило накопление прибрежно-морских и континентальных существенно терригенных угленосных отложений. Границы бассейна седиментации не могут быть восстановлены с достаточной степенью точности. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что на севере и западе указанный бассейн распространялся вплоть до поднятий, существовавших в пределах смежного с платформой складчатого пояса; на юге и востоке границы бассейна определялись платформенными положительными структурами (Анабарский массив, зона Непских структур и др.). Несмотря на сложность внутреннего строения, его структура, видимо, представляет собой единую очень крупную синеклизу. Судя по пространственному распределению верхнепалеозойских отложений, синеклиза была слегка вытянута в север-северо-западном направлении.

В настоящее время изучению доступны в основном только прибортовые зоны синеклизы, где максимальная мощность пород рассматриваемого яруса составляет 1000—1100 *м*. На основании анализа изменения мощностей верхнепалеозойских отложений и их взаимоотношения с подстилающими породами на указанной территории можно выделить целый ряд структур первого и второго порядков, к которым относятся Хантайско-Рыбнинское, Нижне-Североречснское, Боярско-Амбардахское и другие валообразные поднятия.

Хантайско-Рыбнинский мегавал расположен на западном борту Тунгусской синеклизы в пределах Игаро-Норильского района. Впервые на этой территории крупное субмеридиональное поднятие было выделено Ю. А. Спейгом (1942 г.) и Ю. М. Шейнманном (1943 г.). Позднее оно изучалось многими исследователями (Г. Д. Масловым, Н. Н. Урванцевым, В. М. Лебедевым, В. И. Драгуновым, С. П. Микуцким, Т. К. Баженовой, В. С. Голубковым, М. П. Вербой и др.). Большинство из них считает, что Хантайско-Рыбнинское валообразное поднятие начало формироваться в конце раннего карбона и продолжало свое развитие в триасе. Некоторые исследователи (В. М. Лебедев, В. И. Драгунов, С. П. Микуцкий, М. П. Верба) разделяют это крупное поднятие на три самостоятельные структуры (Рыбнинский, Хантайский и Кулюмбино-Горбиачинский валы).

Имеющийся фактический материал показывает, что наиболее полное представление о конфигурации поднятия можно получить при его оконтуривании по пересечению кровли силура с поверхностью, которая в позднем палеозое была близка к горизонтальной. Учитывая, что максимальное изменение мощности верхнепалеозойских отложений (от 20 до 400 *м*) происходит постепенно на расстоянии 50—60 *км*, такой поверхностью являлась

подошва указанных отложений. На тектонической карте контуры Хантайско-Рыбнинского мегавала проведены по линии пересечения кровли силурийских отложений с поверхностью верхнепалеозойского размыва, при этом довольно четко намечаются западная граница мегавала и его северное периклинальное замыкание, расположенное в верховьях р. Аякли. Восточная граница проведена предположительно, с учетом наиболее вероятных углов падения пород на крыльях верхнепалеозойского поднятия. На западном крыле последнего, судя по выклиниванию различных горизонтов среднего и нижнего палеозоя на поверхности верхнепалеозойского размыва, углы падения пород были близки к 5°. Наблюдаемое распределение элементов залегания пород в пределах современной Хантайско-Рыбнинской долины позволяет считать, что восточное крыло верхнепалеозойского поднятия было несколько круче (возможны углы до 10°) западного.

Восстановление южной границы Хантайско-Рыбнинского мегавала представляет значительные трудности, что связано с отсутствием фактического материала. Не исключена возможность, что на юге указанное поднятие не имело периклинального замыкания и смыкалось со структурами смежного складчатого пояса.

Анализ приведенных материалов показывает, что Хантайско-Рыбнинский верхнепалеозойский мегавал был вытянут в север-северо-восточном направлении. Длина его превышала 250 *км*, ширина в северной части около 40—50 *км*, в южной до 75 *км*. В северной половине поднятия в конце верхнего палеозоя близ свода (район Туколандинского и Кулгахтахского грабенов) размывались породы нижнего ордовика. Исходя из этого, можно считать, что в указанном сечении амплитуда поднятия была близкой к 1,5 *км*. К югу по мере расширения структуры, вероятно, происходило и некоторое увеличение амплитуды. В пределах рассматриваемого мегавала в верхнем палеозое развивались пликативные и дизъюнктивные дислокации более высокого порядка, которые влияли на распределение мощностей осадков и глубину размыва пород среднего и нижнего палеозоя. Так, в районе юго-восточного борта Норильского плато в верхнем палеозое, видимо, образовалась неглубокая впадина.

В структурном отношении Хантайско-Рыбнинский мегавал в эпоху позднего палеозоя осложнял западный борт Тунгусской синеклизы, в периферической зоне которой (отделенной этим мегавалом) существовал субмеридиональный прогиб, где накапливались отложения значительной мощности. Несколько севернее широты г. Норильска данный прогиб, вероятно, соединялся с Тунгусской синеклизой.

Нижне-североречейский (Пашкинский) мегавал расположен на западном борту синеклизы к югу от Хантайско-Рыбнинского и отделен от последнего обширной областью прогибания, в которой мощность верхнепалеозойских отложений достигает 1000 *м*. Основанием для его выделения послужил анализ взаимоотношений пород тунгусской серии и подстилающих их отложений на борту Тунгусской синеклизы, между реками Курейкой и Нижней Тунгуской. К югу от участка р. Курейка — оз. Пашкино в разрезе верхнего палеозоя постепенно исчезают нижние горизонты, а толща подстилающих пород нижнего карбона в том же направлении сменяется нижним ордовиком. Южнее оз. Пашкино отмеченные изменения происходят в обратном порядке. Следовательно, существование на этой площади в эпоху позднего палеозоя поднятия не вызывает сомнения. Основные трудности заключаются в определении его размеров и простирания. Для решения этого вопроса, кроме описанного пересечения (по линии р. Курейка — оз. Пашкино — р. Нижняя Тунгуска), некоторые данные можно получить при рассмотрении мате-

риалов по Усть-Мундуйской мульде и Тунгусской опорной скважине, анализ которых показывает, что наиболее вероятной ориентировкой описанного поднятия является север-северо-восточная. При этой ориентировке ширина Нижне-Североречейского поднятия по кровле силурийских отложений, видимо, достигала 45—50 *км*, а амплитуда 0,8—1,0 *км*. Длина поднятия превышала 150 *км*. В несколько иной конфигурации это поднятие выделялось М. Л. Вербой (1963 г.).

Таким образом, на западном борту Тунгусской синеклизы наблюдаются два крупных верхнепалеозойских поднятия, составляющих с зоной краевого шва острый угол (приблизительно 25—30°). Вполне возможно, что причиной образования поднятий является движение узких вытянутых блоков фундамента, ограниченных оперяющими краевой шов разрывными нарушениями.

Анализ материалов геологических съемок позволяет наметить верхнепалеозойские поднятия и на восточном борту Тунгусской синеклизы. Одно из них вытянуто в субширотном направлении от нижнего течения р. Амбардах к верховьям р. Боярки и названо нами Боярско-Амбардахским. Здесь на участке длиной около 60 *км* верхнепалеозойские отложения залегают на породах силура, а к югу и северу в разрезах появляются девонские породы. В верховьях р. Боярки наблюдается выпадение из разреза отдельных горизонтов верхней перми, что также свидетельствует о существовании поднятия. Исходя из особенностей структурного положения данного участка, можно предполагать, что Боярско-Амбардахское поднятие имеет запад-северо-западную ориентировку. Второе поднятие названо нами Хэкчекитским. Оно расположено в бассейне р. Хэкчекит-Сене и фиксируется лишь в одном пересечении. Здесь на расстоянии около 80 *км* верхнепалеозойские отложения залегают на силурийских, которые к северу и югу сменяются девонскими.

Значительное количество поднятий, видимо, существовало в верхнем палеозое на юге Тунгусской синеклизы (междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок). Об этом свидетельствуют многочисленные разрозненные выходы пород нижнего и среднего палеозоя среди поля развития верхнепалеозойских и триасовых образований. Кроме того, существование в конце перми и начале триаса поднятий, сложенных нижне- и среднепалеозойскими породами, подтверждается присутствием, иногда в значительных количествах, обломков силурийских и ордовикских известняков в отложениях корвунчанской свиты (T_1). Следовательно, рассматриваемая территория в верхнем палеозое и начале триаса характеризовалась высокой тектонической активностью, благодаря чему на фоне общего опускания происходил рост отдельных довольно крупных положительных структур. Имеющиеся материалы, однако, не позволяют более или менее уверенно оконтурить эти поднятия. Лишь на отдельных участках, например, в бассейне р. Учами, судя по взаимоотношению верхне- и среднепалеозойских отложений, поднятие имело северо-восточную ориентировку.

Мурско-Усолкинский прогиб в какой-то мере условно подразделяется нами на три крупные отрицательные структуры: Мурско-Кежемскую, Кокуйскую и Усолкинскую впадины.

Мурско-Кежемская впадина в современных контурах ограничена на севере Иркинеевским антиклинорием и зоной Ангарских складок, на юге и юго-востоке Чуно-Бирюсинским погребенным поднятием. Две первые из перечисленных структур в эпоху позднего палеозоя, судя по реликтам синхронных отложений на отдельных участках, вовлекались в общее опускание и по существу должны рассматриваться как периферическая зона Тунгусской синеклизы.

Толща угленосных отложений в рассматриваемом районе дислоцирована очень слабо, слои верхнего палеозоя обычно полого наклонены в направлении от окраинных участков к центру впадины. На фоне почти горизонтального залегания в толще пермо-карбона местами наблюдаются небольшие синклинальные и антиклинальные структуры с размахом до 50—75 *м* и углами падения на крыльях в 3—5 редко до 15°. Довольно широко развиты разрывные нарушения различной ориентировки с амплитудой до 100 *м*.

На северном борту впадины в пределах зоны Ангарских складок отложения верхнего палеозоя участвуют в строении нижнепалеозойских антиклиналей, при этом углы падения на крыльях по слоям карбона и перми достигают 20—30°.

Кокуйская впадина на северо-западе ограничена складчатыми сооружениями Енисейского кряжа и на юго-востоке — нижнепалеозойскими структурами Чуно-Бирюсинского междуречья. Мощность угленосных отложений верхнего палеозоя в пределах впадины достигает 900—1000 *м*, что свидетельствует об интенсивном и устойчивом прогибании этого района на протяжении всей позднепалеозойской эпохи.

В структурном отношении эта впадина представляет типичную синклиналь, для которой характерно асимметричное строение: ее северо-западный борт очень крутой с углами падения до 60°, а юго-восточный пологий (до 15°). В пределах платформенного борта впадины известны небольшие поднятия и прогибы, фиксируемые по смене элементов залегания в пермских слоях.

Южная часть Мурско-Усолкинского прогиба соответствует современным предгорьям Южно-Енисейского кряжа от р. Тасеевой на севере до г. Канска на юге. Мощность угленосных отложений по направлению с севера на юг постепенно уменьшается от 400—500 до 30—50 *м*. Угленосные отложения пермо-карбона в южной части прогиба залегают трансгрессивно или на слабо дислоцированной толще девона, или на нижнем палеозое, смятом в линейно-прерывистые складки, соляные антиклинали и брахискладки платформенного типа.

Вопрос о соотношении структурных планов с подстилающими образованиями решается здесь более или менее однозначно. Антиклиналям и синклиналям нижнего палеозоя в толще пермо-карбона, по-видимому, соответствуют подобные структуры. Это относится, в частности, к Канарайско-Устьусолкинскому, Кайтымскому и Троицко-Кокуйскому валам, а также Чемурайской, Онской, Почагинской синклиналям, нижнепалеозойские структуры которых находят отражение и в слоях верхнего палеозоя, хотя и менее контрастно. Так, на западном крыле Хырсантьевской антиклинали (на р. Тасеевой) углы падения по слоям верхоленской свиты Cm_{2-3} составляют 30°, а в трансгрессивно залегающей выше тушамской свите C_3 — не более 14° [Сулимов, 1963].

ТРИАСОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

В строении чехла западной части Сибирской платформы весьма существенную роль играют триасовые эффузивные, туфогенно-осадочные, реже типично осадочные образования. В настоящее время они венчают верхний структурный этаж платформы на территории более 800 тыс. *км*^{2}; площадь их распространения имеет неправильную слабо вытянутую в север-северо-западном направлении форму. От нижележащего структурного яруса триасовый ярус отделен региональным стратиграфическим, а иногда (особенно на юге) и угловым несогласием. На северо-западе Сибирской плат-

формы нижняя граница рассматриваемого структурного яруса имеет позднепермский возраст, а в бассейне рек Нижней и Подкаменной Тунгусок раннетриасовый, что обусловлено спецификой режима тектонических движений на указанных площадях.

Как уже отмечалось, на северо-западе последняя более или менее интенсивная фаза тектонических движений периода формирования верхнепалеозойского структурного яруса проявилась в поздней перми. Несколько позже, но еще в пермское время, здесь начались интенсивные излияния лав основного состава, которые периодически повторялись почти до самого конца триаса. В промежутках между излияниями происходило накопление туфогенно-осадочных и осадочных пород. В результате этих процессов на рассматриваемой территории формировалась мощная толща туфогенно-эффузивных пород, среди которых резко преобладают базальты. На юге Тунгусской синеклизы довольно интенсивная фаза тектогенеза проявилась в самом начале триаса (после накопления осадков тутончанской свиты). Эта фаза как бы завершила цикл активных тектонических движений, происходящих при формировании верхнепалеозойского структурного яруса. Позднее здесь образовался достаточно мощный комплекс триасовых эффузивных и туфогенно-осадочных пород, в основании которого, в отличие от более северных разрезов, залегают не покровы базальтов, а толща грубообломочных туфогенно-осадочных пород мощностью 300—400 *м*.

В общем для всего траппового комплекса западной части Сибирской платформы, сформированного после проявления описанных выше тектонических фаз, характерно согласное залегание базальтовых покровов и туфогенно-осадочных горизонтов. Безусловно, мощность указанных горизонтов и покровов не остается одинаковой на такой огромной территории. Во многих местах зафиксированы значительные колебания мощности тех или иных покровов или горизонтов, иногда до полного их выклинивания. В связи с этим можно наблюдать локальные угловые несогласия, значения которых определяются несколькими градусами. Подобное явление наблюдается на южном берегу оз. Хантайского, где на расстоянии 3 *км* мощность пачки туфогенно-эффузивных пород, заключенных между двумя маркирующими покровами базальтов, изменяется от 100 до 300 *м*. Нижний из указанных покровов залегает моноклинально, а верхний образует антиклинальный перегиб. Данное изменение обусловлено увеличением количества и мощности туфогенных горизонтов, при этом в более мощном разрезе туфогенный материал преимущественно грубообломочный. Данные по району оз. Хантайского позволяют считать, что это местное изменение мощности обусловлено близостью источника пирокластического материала, а образованный при этом антиклинальный перегиб ни в коей мере не связан с локальными тектоническими движениями.

Однако подобные изменения мощности туфогенно-эффузивных пород представляют собой крайне редкий случай. Кроме того, эти изменения не отличаются достаточным постоянством (в пространстве и времени), чтобы их можно было связывать с формированием поднятий и впадин второго и третьего порядка. Скорее всего, они обусловлены особенностями пространственного размещения на том или ином этапе каналов, по которым лавы и туфогенный материал поступали на поверхность.

Все изложенное свидетельствует о том, что во время формирования триасового траппового комплекса не происходило более или менее интенсивных дифференцированных движений отдельных небольших блоков фундамента, а следовательно, и не создавались многочисленные локальные поднятия и впадины, столь характерные для всего периода накопления

верхнепалеозойских осадков. В этом и состоит одно из основных качественных отличий рассматриваемого структурного яруса от верхнепалеозойских образований.

Активизация дифференцированных тектонических движений, видимо, произошла лишь после завершения магматической деятельности. Правда, почти полное отсутствие отложений, перекрывающих триасовый комплекс значительно затрудняет определение времени формирования тех или иных пликативных и дизъюнктивных дислокаций, наблюдаемых в породах триаса. Лишь на западной окраине Сибирской платформы и в смежной зоне Западно-Сибирской плиты имеются некоторые данные по интересующему нас вопросу. В частности, западная граница Норильско-Вологочанской котловины и сопровождающие ее структуры третьего порядка (Фокинско-Убойнинская, Дудинско-Ергалахская и др.) контролируются зоной крупного субмеридионального разрывного нарушения, которая активно развивалась в предмеловое время. Об этом свидетельствует отсутствие к западу от указанного нарушения под меловыми осадками мощной толщи триасовых туфогенно-эффузивных пород, которые широко развиты в пределах Норильско-Вологочанской котловины. Данные по разрезам мезозойских отложений Усть-Енисейской впадины [Сакс, Ронкина, 1958] позволяют несколько уточнить время размыва траповых пород к западу от этой котловины. В Усть-Енисейской впадине на размытой поверхности нижнетриасовых пород залегают среднелейасовые осадки, в основании которых иногда наблюдаются прослои конгломератов, содержащих гальку пород траппового комплекса. Состав вышележащих осадков юры и мела и характер их распределения свидетельствуют о том, что основным источником сноса являлся предполагаемый Пуровский хребет и лишь в незначительной степени северо-западная часть Сибирской платформы. Аналогичные материалы приводит М. К. Калинко [1959] по Анабаро-Хатангскому междуречью, где в приплатформенной части среднелейасовые осадки залегают на различных горизонтах верхнепермских пород. При этом толща юрских осадков начинается пластом конгломерата, состоящего преимущественно из галек траппов и пермских песчаников, а остальной разрез юрско-меловых отложений формируется при очень ограниченном сносе терригенного материала со стороны Средне-Сибирского плоскогорья. Более того, средне-верхнеюрские, а частично и меловые осадки у северного края платформы представлены в типично морских фациях, формировавшихся в достаточном удалении от берега, что, видимо, связано с довольно глубоким проникновением морского бассейна в пределы современного Средне-Сибирского плоскогорья [Калинко, 1959].

Таким образом, северо-западная часть Сибирской платформы была высоко приподнята и интенсивно размывалась лишь в начале лейаса и, возможно, в позднем триасе. В дальнейшем ее влияние как источника сноса резко снижается, и отдельные участки даже перекрываются водами морского бассейна. В период подъема, который испытала рассматриваемая территория после прекращения излияния лав, видимо, происходили интенсивные дифференцированные тектонические движения отдельных блоков, приведшие к заложению многих пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Нам представляется, что эта фаза тектогенеза была завершающей в формировании триасового структурного яруса. В кайнозое рассматриваемая территория вновь испытала восходящие движения значительной амплитуды, на фоне которых происходило развитие уже существующих и заложение новых структур второго и третьего порядков.

Кратко охарактеризуем некоторые особенности строения триасового структурного яруса в целом. Наиболее мощный (до 3500 *м*) разрез туфо-

генно-эффузивных пород с преобладанием базальтовых покровов наблюдается на северо-западе Сибирской платформы. По мере движения к юго-востоку намечается уменьшение мощности нижних горизонтов траппового комплекса с одновременным возрастанием роли туфогенно-осадочного грубообломочного материала в той же части разреза. Аналогичные изменения мощности и состава триасовых пород наблюдаются при удалении от центральной части Тунгусской синеклизы (междуречье Виви, Тембенчи, Эмбенчимэ) в северо-восточном и юго-западном направлениях. Более высокие горизонты комплекса характеризуются сравнительно большим постоянством состава и мощности почти на всей территории их распространения. В связи с этим, по подошве рассматриваемого структурного яруса в центральной зоне намечается огромный пологий прогиб, вытянутый в северо-западном направлении. Максимальное погружение в пределах прогиба фиксируется на самых северо-западных его участках (Хараелахско-Иконская котловина). Средние и верхние горизонты туфогенно-эффузивных пород в общем не отражают структуру данного прогиба.

В той части траппового комплекса, которая характеризуется относительным постоянством состава и мощности, можно наметить несколько базальтовых покровов, обладающих целым рядом структурных и текстурных особенностей, которые позволяют находить указанные покровы в разрезе. При этом необходимо учитывать состав и строение подстилающих и перекрывающих образований. Следовательно, имеется реальная возможность выделения в разрезе туфогенно-эффузивных пород маркирующих горизонтов (покровов). Последние впервые были выделены в 1956 г. А. А. Межвилком [1962] при проведении геологической съемки в верховьях рек Курейки и Аяна.

В дальнейшем маркирующим покровам в разрезе триаса уделяли большое внимание многие исследователи различных организаций (СНИИГГИМС, НИИГА, ВАГТ). В результате работ, проведенных на севере Тунгусской синеклизы, выяснилось, что наиболее надежным маркирующим покровом здесь является надаянский [Межвилк, 1962]. Соотношение этого покрова с маркирующими горизонтами триаса южной части Тунгусской синеклизы не выяснено. По некоторым данным, надаянский покров может быть сопоставлен с маркирующим покровом базальтов, залегающим в нидымской свите.

В период формирования триасового яруса самой крупной структурой на западе Сибирской платформы продолжала оставаться Тунгусская синеклиза. Излияния основных лав и образование туфогенно-осадочных пород происходили приблизительно на той же территории, что и накопление верхнепалеозойских отложений. Однако в самом конце триаса — начале юры территория синеклизы, вероятно, значительно сократилась. Этому способствовал общий подъем рассматриваемой территории, особенно интенсивный на западной окраине платформы и в пределах Анабарского массива. В результате широкого проявления эрозионных процессов в периферических наиболее приподнятых районах Тунгусской синеклизы значительная часть пород траппового комплекса была, видимо, размыта и на отдельных участках оказались вскрытыми палеозойские породы. Скорее всего, в этот период произошло заложение современных контуров синеклизы. В настоящее время Тунгусская синеклиза на севере имеет общую границу с Енисейско-Хатангским мезозойским прогибом. На западе она ограничена крупным субмеридиональным краевым поднятием (Сухарихинско-Рыбнинский и Курейско-Бакланихинский мегавалы). Южнее синеклиза ограничена структурой Енисейского кряжа, зона сочленения с которой хорошо фиксируется по

сгущению траповых интрузий. Юго-восточная граница синеклизы проходит вдоль зоны Непских складок.

В пределах Тунгусской синеклизы выделяются следующие основные структуры первого и второго порядка, сложенные триасовыми туфогенно-эффузивными и туфогенно-осадочными породами (см. рис. 9, 10).

Хантайско-Вивинская впадина (54) расположена в северо-западной части Тунгусской синеклизы и охватывает район верхнего течения рек Виви, Тембенчи, Северной, Курейки, Хаханчи. Впадина имеет изометричную форму, но несколько вытянута в север-северо-западном направлении. Размеры ее 330 × 230 *км*, амплитуда прогибания достигает 500 *м*. Углы падения на крыльях не превышают 0,5—1°,0. Центральная часть впадины осложнена Дюпкунской котловиной, в пределах которой максимальная мощность нижнетриасовых образований достигает 2500 *м*. Размеры котловины 80 × × 120 *км*. Южное и восточное крылья Хантайско-Вивинской впадины осложнены большим количеством положительных и отрицательных структур. Среди них следует отметить Верхне-Тембенчинский, Бельдунчанский и Верхне-Вивинский валы.

Верхне-Тембенчинский вал (39) расположен в районе оз. Тембенчи, имеет размеры 70 × 15 *км*, амплитуду до 100 *м*, углы падения на крыльях до 1° и на периклиналях до 5—6°. Простирание северо-западное.

Бельдунчанский вал (42) расположен близ оз. Бельдунчана, имеет неправильную форму, вытянут в северо-восточном направлении. Размеры его 50 × 15 *км*, амплитуда до 150 *м*. Северная и южная перекликинали осложнены небольшими брахиантиклиналями.

Верхне-Вивинский вал (43) расположен в южном конце оз. Виви, имеет неправильную, вытянутую на северо-запад форму. Размеры 50 × 15 *км*, амплитуда поднятия не превышает 50 *м*.

Тембенчинская впадина (55) расположена в среднем течении р. Нижней Тунгуски и ее северных притоков — Кочечумо, Туру, Корвунчаны, Эмбенчимэ, Тембенчи, Виви и южных — Иритки, Нидыма. Впадина вытянута в субширотном направлении и имеет размеры 500 × 270 *км*. Амплитуда погружения достигает 300 *м*, углы падения составляют 0,3—0°,5. Наиболее прогнутая часть расположена в нижнем течении р. Кочечумо, охватывая нижнее течение рек Туру, Корвунчаны, Эмбенчимэ. Западное крыло Тембенчинской депрессии осложнено рядом мелких положительных и отрицательных структур, среди которых по размерам выделяется Ямбуканское куполовидное поднятие (45), расположенное в верхнем течении р. Виви. Структура несколько вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры 35 × 90 *км*. Амплитуда поднятия около 100 *м*. Углы падения на крыльях около 0°,2.

Тембенчинскую и Хантайско-Вивинскую впадины разделяет седловина северо-восточного простирания, осложненная рядом локальных поднятий, ориентированных обычно в северо-восточном направлении. Наиболее крупным среди них является Котуйканское куполовидное поднятие (40), которое расположено в верхнем течении р. Котуйкан и имеет почти изометричную форму, несколько вытянутую в широтном направлении. Размеры его 85 × 50 *км*, амплитуда до 150 *м*, углы падения обычно не превышают 0,4—0°,5.

Путоранский полусвод (36) расположен на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы. Имеет размеры 250 × 100 *км*. Амплитуда поднятия достигает 400 *м*. Породы погружаются к западу, северу и югу под углом до 1°.

Калтаминское куполовидное поднятие (35) расположено на севере Тунгусской синеклизы в бассейне р. Калтамы. Размеры его 125 × 50 *км*,

амплитуда более 100 *м*. Углы падения на крыльях и на периклиналях не превышают 0,5—0°,6. Ориентировка структуры широтная.

Хоннамакитский структурный нос (37) расположен южнее Калтаминского поднятия и отделен от него небольшим перегибом. Размеры его 75 × 40 *км*, амплитуда 150 *м*, ориентировка широтная.

Нимдэкский полусвод (46) расположен в нижнем течении р. Нижней Тунгуски, охватывает бассейны рек Нимдэ и Дельтулла (правый приток р. Бахты). Сводовая часть сложена породами бургуклинской свиты, которая на крыльях согласно перекрывается пеляткинской, а на северной периклинали — дегалинской свитой. Длина структуры около 150 *км*, ширина до 100 *км*. Амплитуда поднятия не менее 400 *м*. Падение на крыльях не превышает 0,4—0°,5, простирание северо-восточное 15—20°.

Дэтыктинский структурный нос (47) расположен в нижнем течении р. Дэтыкэ. В своде структуры обнажены отложения пеляткинской свиты, на крыльях — дегалинской и, возможно, тутончанской свит. Длина поднятия 60 *км*, ширина — 40 *км*. Амплитуда не менее 250 *м*. Падение на крыльях не превышает 0°,5, простирание субмеридиональное.

Верхне-Бахтинский структурный нос (48) расположен в верхнем течении р. Бахты. В своде структуры вскрываются отложения бургуклинской свиты. Длина структуры 70 *км*, ширина 50 *км*. Амплитуда поднятия до 150 *м*. Углы падения на крыльях 0,3—0°,4. Простирание северо-западное (340—345°).

Средне-Учамский вал (49) расположен в бассейне р. Вакунайки — левого притока р. Учами. В своде вскрыты породы бургуклинской свиты, которые на крыльях перекрываются отложениями пеляткинской и дегалинской свит. Длина структуры до 70 *км*, ширина 12—15 *км*. Амплитуда поднятия до 300 *м*, углы падения на крыльях до 3°, на периклиналях до 0°,5. Северная периклиналь осложнена сбросом, по которому выведены на поверхность отложения бургуклинской свиты. Ориентировка структуры северо-западная (320—330°).

Верхне-Таймуринский вал (50) расположен в верхнем течении р. Таймуры, охватывает бассейны ее притоков Чамбэ и Кербо. В своде вскрыты верхние горизонты пеляткинской и нижние горизонты дегалинской свит, которые на периклиналях перекрываются верхними горизонтами дегалинской и тутончанской свит. Длина вала около 100 *км*, ширина 25—30 *км*. Амплитуда поднятия 150—170 *м*. Падение пород на крыльях достигает 1°. Ориентировка северо-западная (330°). Вал осложнен тремя локальными структурами.

Илимпейский вал (52) расположен в низовьях р. Илимпеи и ее левого притока Довогно. Структура вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры 180 × 40 *км*. В своде поднятия залегает пеляткинская свита, погружающаяся на крыльях и периклиналях под отложения корвунчанской свиты нижнего триаса. Поднятие осложнено несколькими локальными структурами и дизъюнктивными нарушениями по р. Илимпее.

Кроме рассмотренных структур, в триасовых образованиях фиксируется большое количество разрывных нарушений различной ориентировки, протяженности и амплитуды. Большинство из них выявлено при проведении геологических съемок и маршрутных исследований. В числе вновь выделенных наибольший интерес представляет Курейская зона разрывных нарушений, которая протягивается от Енисея вдоль нижнего течения р. Курейки в северо-восточном направлении. Эта зона довольно четко фиксируется по геофизическим данным [Гришин, Пятницкий, 1964] и подтверждается

геолого-геоморфологическими материалами. Амплитуда смещения не превышает 50—100 *м*, лишь иногда — 200—250 *м*.

В связи с проведением нефтепоисковых работ в Приенисейской зоне Сибирской платформы заслуживает внимания крупное краевое поднятие, ограничивающее с запада Тунгусскую синеклизу. Это поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении на 600 *км*, при ширине до 125 *км*. Восточная его граница определяется зоной разломов глубокого заложения, в пределах которой на поверхности наблюдаются разрывные нарушения, флексуры и многочисленные интрузии траппов. На западе это поднятие ограничено крупным субмеридиональным разломом, который, вероятно, приурочен к зоне Северо-Енисейского краевого шва. Сложено поднятие породами позднего докембрия, раннего и среднего палеозоя. Максимальное воздымание фиксируется близ городов Туруханска и Игарки.

В позднем палеозое территория краевого поднятия испытывала интенсивные тектонические движения, в результате которых, как уже отмечалось, были созданы крупные валообразные поднятия север-северо-восточного простирания. Начиная с конца поздней перми и на протяжении почти всего триаса в рассматриваемой области формирования структур не происходило. Интенсивные дифференцированные движения блоков фундамента относятся, видимо, к концу триаса — началу юры, когда это краевое поднятие и было сформировано. На отдельных участках оно унаследовало положительные верхнепалеозойские структуры, на других — оказалось наложенным на отрицательные структуры. Соотношение этих структурных планов отражено на тектонической карте.

Приенисейское краевое поднятие осложнено целым рядом структур высшего порядка. Наиболее крупными из них являются: Сухарихинско-Хантайское и Рыбнинское куполовидное поднятия, которые могут быть объединены в единый Сухарихинско-Рыбнинский мегавал; а также Курейско-Бакланихинский мегавал. В основу оконтуривания названных структур положена линия пересечения кровли кембрийских отложений с поверхностью, близкой к горизонтальной.

Сухарихинско-Рыбнинский мегавал располагается в пределах Хантайско-Рыбнинского вала в понимании Г. Д. Маслова (1963 г.). Однако, учитывая существование в этом районе позднепалеозойского Хантайско-Рыбнинского мегавала и значительное пространственное несовпадение с ним крупной послетриасовой положительной структуры, необходимо во избежание путаницы дать последней иное наименование; тем более, что она протягивается значительно южнее бассейна р. Хантайки и охватывает нижнее и среднее течение р. Сухарихи. Сухарихинско-Рыбнинский мегавал ориентирован в север-северо-восточном направлении, имеет длину около 350 *км*, ширину до 40 *км*. Углы падения на западном крыле 7—10°, на восточном — 10—15°. Вследствие ундуляции шарнира и наличия Туколандинского грабена, в пределах мегавала можно выделить две самостоятельные структуры: Рыбнинское куполовидное поднятие (2а) и Сухарихинско-Хантайский вал (2б). Первое из них имеет размеры 37 × 60 *км*, несколько вытянуто в субмеридиональном направлении. Контуры его неправильные, что в значительной степени обусловлено большим количеством разрывных нарушений. В своде, осложненном горстом (амплитуда около 1000 *м*), обнажаются породы нижнего кембрия. Сухарихинско-Хантайский вал имеет размеры 270 × 40 *км*. Максимальное воздымание свода фиксируется в бассейне нижнего течения рек Сухарихи и Черной, где на поверхность выходят породы позднего докембрия. В северном направлении шарнир поднятия погружается и раздваивается с образованием Хантайской и Кулюмбинской периклиналей. В пре-

делах этого поднятия наблюдается много разрывных нарушений. Наиболее крупные из них приурочены к присводовой части поднятий. Движения блоков фундамента по этим нарушениям, вероятно, и обусловили формирование и конфигурацию Сухарихинско-Хантайского вала.

Курейско-Бакланихинский (Туруханский) мегавал (4) протягивается от р. Курейки на севере до р. Бакланихи на юге. Длина его около 300 *км*, ширина до 40 *км*. На востоке мегавал граничит с Тунгусской синеклизой; западная граница определяется Енисейским разломом. В районе междуречья Фатьянихи и Бакланихи намечается южная, а на р. Курейке северная периклинали этой структуры. Как единое поднятие она была выделена впервые С. П. Микуцким, В. У. Петраковым в 1964 г. и названа Туруханским мегавалом. По мнению указанных исследователей, данный мегавал состоит из трех структур: Курейско-Шорихинского и Сухотунгусско-Летнинского валов и Туруханского горста. Анализ геологических данных не подтверждает существование этих валов, на площади которых фиксируются лишь мелкие положительные и отрицательные структуры, а также разрывные нарушения, осложняющие восточное крыло единого крупного поднятия. С запада эта антиклинальная зона ограничена Вороновским разломом. В результате движения блоков фундамента по Енисейскому, Стрельногорскому и Вороновскому разломам на западном крыле и в своде рассматриваемого поднятия образовался крупный ступенчатый горст, в пределах которого наблюдаются локальные пликативные структуры и мелкие разрывные нарушения.

Помимо положительных структур в пределах Приенисейского краевого поднятия наблюдаются и достаточно крупные впадины. В частности, северную периклиналь поднятия осложняют Норильско-Вологочанская и Хараелахско-Иконская котловины, между Сухарихинско-Рыбнинским и Курейско-Бакланихинским мегавалами расположена Мундуйская депрессия. Эти отрицательные структуры подробно описаны во многих работах и поэтому их характеристика нами не приводится.

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Районы распространения структур юрско-мелового яруса соответствуют контурам Ангаро-Вилюйской, Кежемско-Мурской, Иркутской, Канской, Бородинской, Балайской и Саяно-Партизанской впадин юрского возраста. Наиболее значительной по площади является Ангаро-Вилюйская впадина, наложенная на триасовую структуру юго-восточной части Тунгусской синеклизы. В пределах этой впадины известны нижнеюрские континентальные и среднеюрские морские отложения, суммарная мощность которых составляет не более 120—180 *м*. Наличие конгломератов и трансгрессивных несогласий внутри этой толщи указывает на сравнительную тектоническую подвижность района в юрское время. В структурном отношении данная впадина тяготеет к Вилюйской синеклизе, периферической частью которой она, по-видимому, и является.

На юге Сибирской платформы структуры рассматриваемого яруса представлены Иркутским предгорным, Кежемско-Мурским унаследованным (от триаса) и Канским наложенным прогибами, формирование которых происходило на протяжении всего юрского периода. Иркутский прогиб ориентирован с юго-востока на северо-запад вдоль предгорий Восточного Саяна от оз. Байкал до р. Уды (расстояние около 500 *км*). Амплитуда опускания нижнепалеозойского (кембрий на юго-востоке и ордовик на северо-

западе) субстрата прогиба варьирует от 100—200 до 600 *м* и местами более. Соответственно изменяется и мощность юрских угленосных отложений.

В пределах прогиба выделяются две структурно-фациальные зоны: предгорная или присаянская, для которой характерна формация полимиктовых песков и глин, имеющая значительную мощность (до 600 *м* и более), и приплатформенная или внешняя, где развита лимническая угленосная формация с пластами бурого угля промышленной мощности.

Юрские слои залегают почти горизонтально; исключением является Нижнеудинский район, где, по данным Ф. Ф. Оттена (1936 г.), в юрской толще вблизи Восточного Саяна имеются небольшие складки северо-западного простирания с углами падения до 15°.

Канский прогиб наложен на структуры нижнего, среднего и местами верхнего палеозоя. Он протягивается от Бирюсинского Присаянья до бассейна р. Усолки на восточном склоне Енисейского кряжа (расстояние более 400 *км*). В конце юрского периода Канский прогиб, возможно, соединялся с Мурско-Кежемской впадиной, на что указывают небольшие реликты юрских отложений на водоразделе рек Бирюсы и Уды. Следовательно, этот последний участок претерпел в послеюрское время интенсивное воздымание, что привело к размыву юрской толщи. Наибольшие мощности песчано-глинистых угленосных отложений (от 200 до 400 *м*) приурочены к центральной части прогиба (Долгий Мост, Абан и др.) в современной его конфигурации. В Мурско-Кежемской впадине сохранилась только нижняя часть юрского разреза.

Бородинский, Саяно-Партизанский и Балайский предгорные прогибы располагаются в пределах довольно обширной юрской впадины, унаследованно сформировавшейся на девонской структуре более крупной по размерам Рыбинской межгорной впадины. Заложение этих прогибов в виде обособленных мульд относится к началу юрского периода. Наиболее интенсивное опускание, судя по мощности юрских отложений (до 600 *м*), характерно для Саяно-Партизанского прогиба, примыкающего к Манскому нагорью Восточного Саяна. Послеюрские тектонические движения в этой зоне складчатого обрамления обусловили образование в юрской толще брахискладок с углами падения на крыльях до 25°. Еще более резкие смятия отмечаются на юго-западном борту прогиба (около Манского нагорья), в зоне глубинного разлома, где, по данным автора [Сулимов, 1963], наблюдаются слои юрских пород, «стоящие на головах».

На преобладающей по площади территории юго-запада и запада Сибирской платформы юрско-меловой период ознаменовался восходящими колебательными движениями, которые были весьма интенсивными в Туруханском районе, в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски и в Иркутском амфитеатре, и сравнительно слабыми в Тунгусской синеклизе.

Общее воздымание региона сопровождалось размывом триасовых образований в пределах Тунгусской синеклизы и палеозойских пород в зонах ее западного и южного обрамления.

С юрским периодом связана заключительная стадия формирования Приенисейской зоны поднятий Игаро-Туруханского района, включающей Сухарихинско-Рыбнинскую и Курейско-Бакланихинскую плакантиклинали.

На юго-западе платформы в юрско-меловое время развивалось Турамско-Вельминское сводовое поднятие; испытывал воздымание Чадобецкий массив. В самой южной части наиболее интенсивное поднятие происходило в Иркутско-Верхоленском районе, что и обусловило размыв значительной части платформенного чехла.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ОГРАНИЧЕНИЯ ПЛАТФОРМЫ

Под структурами ограничения платформ, следуя представлениям Н. С. Шатского (1945, 1947 гг. и др.), автор понимает краевые (передовые) прогибы и краевые швы. Первые из них накладываются на окраинную часть геосинклинали и на внешний край платформы, при этом необходимым условием является низкое тектоническое положение фундамента платформы вдоль границы с геосинклинальной областью. Краевые швы представляют собой крупные разрывные нарушения глубинного заложения и длительного развития, которые формируются в зонах, смежных с высокоподнятым краем фундамента платформы.

Образование структур ограничения большинством исследователей связывается с герцинским и более поздним циклами тектогенеза. Краевые прогибы верхнепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов сравнительно хорошо изучены на территории СССР и в ряде зарубежных стран Европы, Азии и Америки. Строение этой категории прогибов освещается в ряде работ советских геологов: Н. С. Шатского (1945, 1947 гг. и др.), А. А. Богданова (1947, 1955 гг. и др.), В. Д. Наливкина (1950 г. и др.), Ю. М. Пущаровского (1956, [1959]), Н. А. Сягаева (1960, 1966 гг.), И. В. Высоцкого (1961, 1966 гг.), П. А. Сафроницкого (1966 г.) и др., а также зарубежных.

Проблема краевых прогибов более древнего (догерцинского) заложения находится в начальной стадии изучения, а возможность существования таких структур в допозднепалеозойскую эпоху многими исследователями ставится под сомнение.

Геологи, изучавшие Присаяно-Енисейскую и Прибайкальскую нижнепалеозойские структуры ограничения Сибирской платформы, называют эти структуры миогеосинклиналями (М. А. Семихатов, В. В. Хоментовский и др.), краевыми прогибами, связанными с орогенными областями (Т. Н. Спижарский, Д. И. Мусатов, И. Н. Сулимов и др.), перикратонными опусканиями (Е. В. Павловский, И. К. Королюк и др.), синеклизами (М. А. Жарков, Ю. А. Притула и др.), краевыми прогибами платформенного типа (С. М. Замараев, Г. А. Кузнецов и др.) и т. д., причем некоторые геологи даже не пытаются опровергать взгляды других исследователей, априорно развивая свою точку зрения на строение региона. Столь резкие расхождения во взглядах объясняются в основном недостаточным количеством геологической информации и в какой-то мере приверженностью различных геологов к тому или иному теоретическому направлению в тектонике.

Сложность задачи усугубляется еще тем, что в настоящее время нет ни одного изученного нижнепалеозойского краевого прогиба, который мог бы служить эталонной структурой для сравнительного анализа. Учитывая эти обстоятельства, автор считает необходимым как можно полнее отразить фактические данные по геологическому строению рассматриваемой территории (рис. 14).

Комплекс геологических и геофизических данных позволяет наметить основные стадии тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и структур ее ограничения в эпоху позднего докембрия и раннего палеозоя. Для карагасско-оселочного (венд), раннеалданского, позднеалданского — ленского (нижний кембрий), верхоленского и последующих отрезков геохрона построены палеотектонические карты [Сулимов, 1967], на которых, согласно общепринятой легенде, нашли отражение типы и мощности осадочных формаций, границы их современного распространения,

основные формы тектонических движений, региональные угловые несогласия, структуры конседиментационного развития, флексуры, глубинные разломы и прочие разрывные нарушения, влиявшие на осадконакопление, пункты опорных разрезов и т. п. Кроме того, выделены главнейшие структурно-фациальные зоны, включая платформенную область, структуры

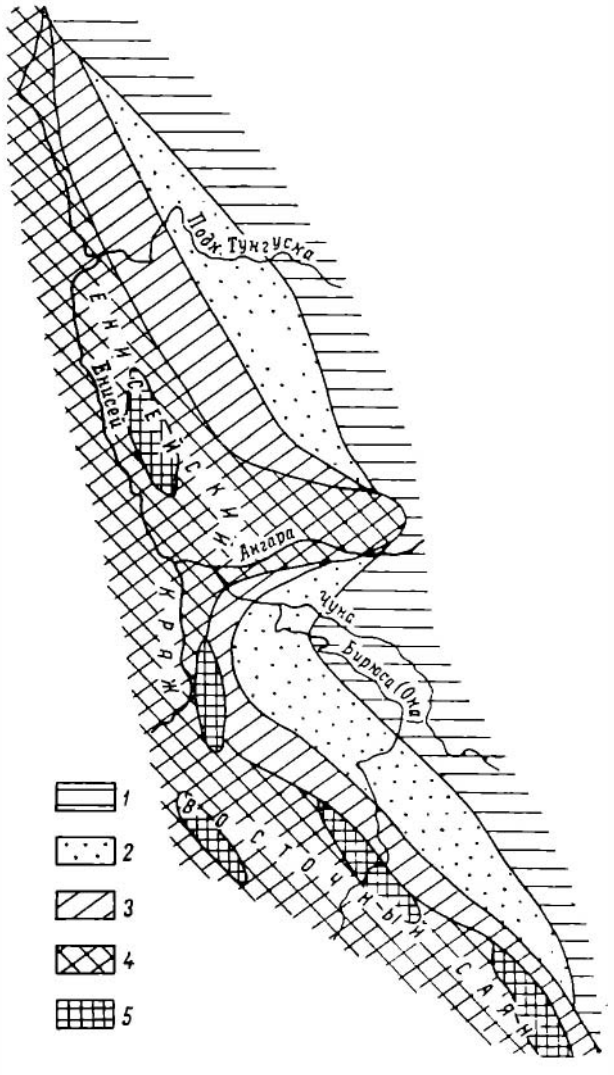


Рис. 14. Нижнепалеозойские структуры ограничения западной части Сибирской платформы (по И. Н. Сулимову).

1 — область Сибирской платформы. *Структуры ограничения: 2* — центральная наиболее прогнутая зона, *3* — внутренняя зона; *4* — *Саяно-Енисейская геосинклинальная складчатая область*; *5* — внутренние геоантиклинальные поднятия и выступы.

ограничения (краевые и передовые прогибы, краевые швы) и геосинклинальная складчатая область.

Для лучшего понимания изменений в структуре района, происходящих во времени, составлены схематические палеотектонические профили по линии пересечения различных структурно-фациальных зон, от р. Маны до г. Заярска (рис. 15). Степень достоверности палеотектонических построений более высокая для районов Иркутского амфитеатра, где, наряду с естественными разрезами палеозойских пород в обнажениях, имеется большое количество глубоких и колонковых скважин, вскрывших в разных местах

соответствующие разрезы палеозоя на глубине. Несколько меньше геологической информации по Туруханскому району, хотя и там имеется довольно много обнажений, и кроме того, пробурены 2 глубокие скважины. В худшем положении находится бассейн нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, включая Турамско-Вельминский район, а также бассейн р. Бахты, в пределах которых выходы кембрийских пород (особенно алданского и ленского ярусов) весьма редки и ни одной скважиной не вскрыт весь разрез нижнего палеозоя.

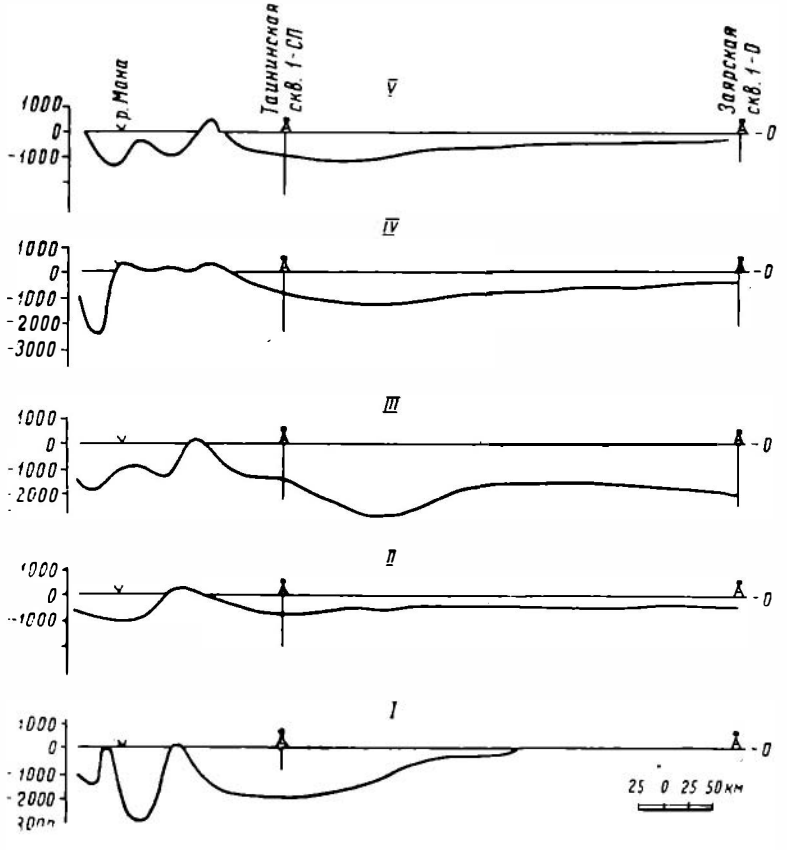


Рис. 15. Схематизированные палеотектонические профили через Присаяно-Тасеевский краевой прогиб по линии г. Мана — г. Канск — г. Заярск. Составил И. Н. Сулимов.

I — карагасско-осадочное время (V); *II* — раннеалданское время (Cm_1—al_1); *III* — позднеалданское время и ленский век (Cm_1al_2 — Cm_1l), *IV* — верхоленское (эвенкийское) время (Cm_{2-3}); *V* — усть-кутский и чуньский век (O_1).

Рассмотрим особенности тектонического развития различных структурно-фациальных зон начиная с позднего докембрия (венда).

Отложения карагасской свиты и ее стратиграфических аналогов (олхинская свита в Иркутском Присаянье и алешинская — в Енисейском кряже) залегают трансгрессивно и с угловым несогласием на различных горизонтах верхнего протерозоя. Следовательно, с предкарагасским временем в рассматриваемой зоне связан пароксизм складчатости. По Д. И. Мусатову (1966 г.) это этап блокового развития Саяно-Енисейской геосинклинали.

Оселочная (ушаковская) свита, представленная терригенным флишем и отвечающая верхней части вендского комплекса, обычно (реки Тасеева,

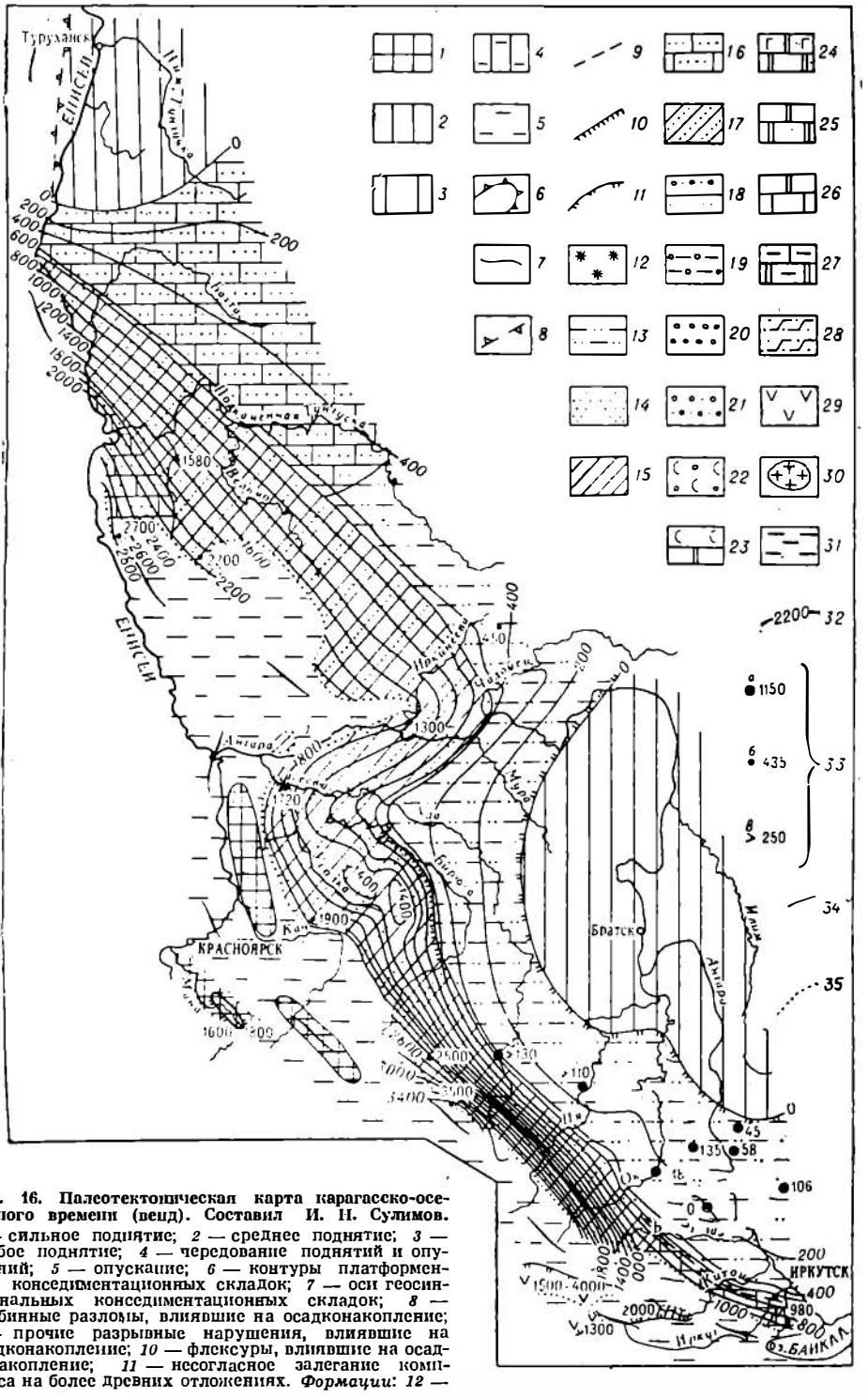


Рис. 16. Палеотектоническая карта карагасско-оселочного времени (венд). Составил И. Н. Сулимов.

1 — сильное поднятие; *2* — среднее поднятие; *3* — слабое поднятие; *4* — чередование поднятий и опусканий; *5* — опускание; *6* — контуры платформенных конседиментационных складок; *7* — оси геосинклинальных конседиментационных складок; *8* — глубинные разломы, влиявшие на осадконакопление; *9* — прочие разрывные нарушения, влиявшие на осадконакопление; *10* — флексуры, влиявшие на осадконакопление; *11* — несогласное залегание комплекса на более древних отложениях. *Формации*: *12* —

Ангара) на аналогах карагасской свиты залегает согласно, а местами (Олха, Тагул) — трансгрессивно, с конгломератами в основании, реже (Олха) с небольшим угловым несогласием, что указывает на локальное распространение в соответствующем геохроне тектонических движений. В периферических районах Иркутского амфитеатра терригенные отложения ушаковской свиты имеют небольшую мощность (100—200 *м*) и залегают непосредственно на фундаменте платформы.

В пределах Саяно-Енисейской геосинклинали с оселочным временем связано формирование внутренних геоантиклинальных поднятий типа кордильер. Одновременно в полосе сочленения геосинклинали с платформой происходит сильное прогибание, связанное, видимо, с зоной глубинного разлома. Таким образом, создаются благоприятные тектонические условия для накопления мощной толщи песчаного флиша (оселочная свита), представленного переслаиванием полимиктовых и граувакковых песчаников, местами с гиероглифами на плоскостях наслоения, алевролитов и глинистых сланцев. В закономерном частом чередовании этих пород, по-видимому, находят отражение ритмичные микроколебательные движения нисходящего направления. Палеотектоническая обстановка карагасско-оселочного времени отражена на рис. 16.

Вопрос о генетической принадлежности флиша к той или иной структурно-фациальной зоне в настоящее время изучен недостаточно и решается различными исследователями по-разному. Ю. М. Пущаровский [1959], М. В. Муратов [1964] и другие относят флишевую формацию к образованиям геосинклинальных областей. Н. С. Шатский (1945 г.), Г. И. Теодорович (1959 г.), И. В. Хворова (1960 г.) и другие рассматривают флиш как формацию, характерную для краевых прогибов. Автор придерживается точки зрения первой группы исследователей.

Флишевые отложения выше по разрезу сменяются невыдержанной по мощности (от 280 на р. Тагул до 1800 *м* и более и на р. Тее) молассовидной толщей красноцветных песчаников (иногда с глауконитом) с прослоями алевролитов и местами внутриформационных конгломератов (мотская свита и ее аналоги), образование которой связано с усилением контрастности геоантиклинальных поднятий в Саяно-Енисейской геосинклинали, которые служили источником сноса кластического материала. Наибольшая мощность мотской свиты отмечается в Тейском районе (более 2500 *м*). По направлению на юг мощность сокращается до 780 *м* (Тайна), а в Присаянье — до 570 и 320 *м* (Тагна и Иркут). Таким образом, наибольшее прогибание испытал район предгорий Енисейского кряжа севернее р. Ангары (рис. 17).

В области современного Саяно-Енисейского складчатого обрамления отложения раннеалданского времени сохранились в северной части Енисейского кряжа и в Манском внутреннем прогибе, где развита терригенно-карбонатная формация (мощность 800—1150 *м*), а также в Боксон-Сархойском и других прогибах на крайнем юго-востоке Восточного Саяна, где развита карбонатная формация (мощностью 600—800 *м*).

красноцветная глинисто-карбонатная (с гипсом); *13* — полимиктовых песков и глин; *14* — терригенная пестроцветная; *15* — аспидная (терригенная); *16* — терригенно-карбонатная; *17* — терригенный флиш; *18* — молассовидная; *19* — морская песчано-глинистая моласса; *20* — грубообломочная моласса; *21* — красноцветная терригенная моласса; *22* — соленосная моласса; *23* — соленосно-сульфатно-карбонатная; *24* — ангидрито-доломитовая (подформация); *25* — доломитовая; *26* — карбонатная; *27* — глинисто-карбонатная; *28* — осадочно-вулканогенная; *29* — кератофиро-спилитовая; *30* — интрузии гранитоидов и сиенитов ($S—D_1$); *31* — лимническая угленосная; *32* — изопахиты (в *м*); *33* — мощности: *а* — по скважинам, *б* — по обнажениям, *в* — неполные; *34* — границы формаций; *35* — контуры современного распространения осадков.

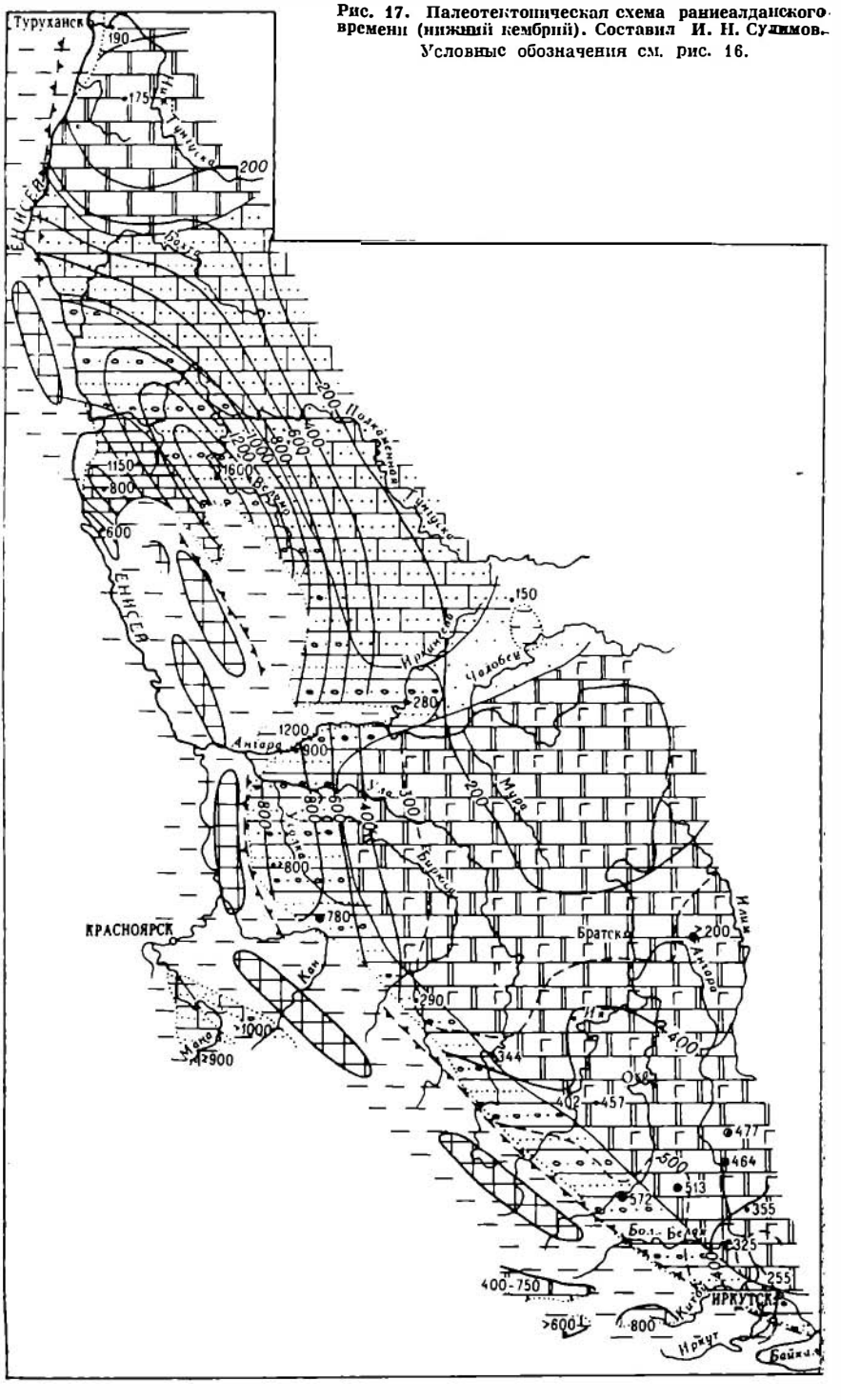


Рис. 17. Палеотектоническая схема раннеалданского времени (нижний кембрий). Составил И. Н. Сулимов.

Условные обозначения см. рис. 16.

На смежных участках Сибирской платформы (Заярский район) мотская свита представлена в платформенных сульфатно-карбонатных и терригенных фациях (мощность 200—300 *м*) и залегает непосредственно на кристаллических породах архейско-протерозойского фундамента платформы; в Туруханском районе одновозрастная доломитовая формация (мощностью около 200 *м*) трансгрессивно залегает на отложениях верхнего протерозоя.

Приведенные материалы указывают на возникновение в мотское время в пределах современного восточного склона Енисейского кряжа сравнительно неширокого прогиба, который, судя по распространению терригенного флиша, несет черты унаследованного развития от позднедокембрийской миогеосинклинали.

Позднеалданское время и ленский век ознаменовались усилением движений отрицательного знака, что обусловило погружение значительной части Саяно-Енисейской геосинклинальной области, а также расширение мотского прогиба в сторону платформы, в связи с опусканием ее краевых частей. Возникает благоприятная палеогеографическая обстановка для образования соленосной молассы в прогибе, карбонатно-сульфатной формации на платформе и терригенно-карбонатной в геосинклинали (рис. 18). Состав и мощности этих формаций хорошо параллелизуются с перечисленными структурно-фациальными зонами (табл. 4).

В образовании мощной (до 3000—3500 *м*) соленосной молассы нашел отражение принципиально новый этап геотектонического развития прогиба — последовательное опускание его центральной и приплатформенной зон, характеризовавшихся лагунно-морскими, а в начале стадии, возможно, настоящими морскими условиями седиментации. По А. Л. Яншину (1961 г.), первоначальная глубина морских солеродных бассейнов подобного типа может составлять несколько сотен метров, и на первой стадии развития они характеризуются чертами некомпенсационных прогибов. Это положение находит свое подтверждение на примере внутренней зоны рассматриваемого прогиба, в которой усольское время характеризовалось накоплением маломощной (110—140 *м*) пачки преимущественно глинисто-карбонатных отложений, тогда как в центральной и внешней зонах прогиба за тот же отрезок геохрона сформировалась толща галогенных пород мощностью до 1500 *м* и более (Тыныс). Немалая роль, вероятно, принадлежала здесь и климатическому фактору (аридный климат), благоприятному для образования хемогенных осадков.

По направлению к платформе фациальный облик соленосной формации претерпевает заметные изменения: из разреза почти полностью исчезают песчано-алевритовые отложения, мощность пластов каменной соли уменьшается, а сульфатных пород возрастает (Заярск). Следует, однако, указать, что роль соленосных отложений нижнего кембрия и во внутренней области Иркутского амфитеатра остается все еще значительной, а если учесть громадную площадь их распространения, то станет ясным исключительное своеобразие этого региона. Подобные гигантские масштабы солеобразования неизвестны в истории Земли и не укладываются в рамки обычных геологических представлений.

В приплатформенной зоне прогиба местами формируются крупные конседиментационные структуры. В пригеосинклинальной зоне прогиба соленосные и сульфатные отложения нацело замещаются терригенно-глинисто-карбонатными, местами (р. Топол) фосфатоносными породами с преобладанием органогенных известняков, фации которых являются более характерными для срединных массивов. Такой состав фаций свидетельствует, кроме того, о том, что воды раннекембрийского бассейна в пределах

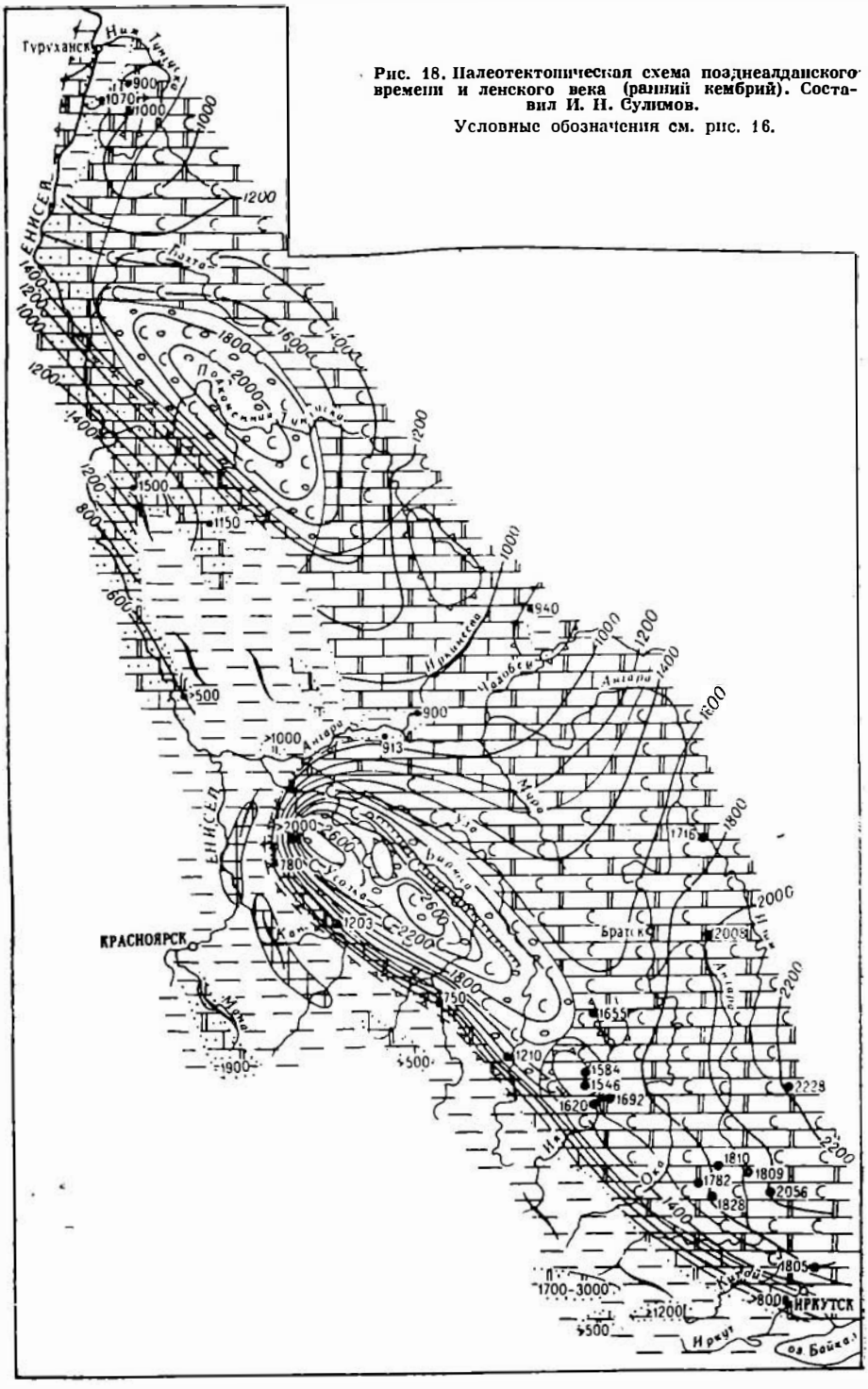


Рис. 18. Палеотектоническая схема позднеалданского времени и ленского века (ранний кембрий). Составил И. Н. Сулимов.

Условные обозначения см. рис. 16.

Таблица 4

Схема взаимоотношений осадочных формаций нижнего палеозоя на юго-западе Сибирской платформы
(по И. Н. Сулимову)

Возраст	Присаяно-Енисейский краевой прогиб			Юго-западный склон Сибирской платформы
	Пригеосинклинальная зона	Центральная зона	Внешняя зона	
Ордовик	Красноцветная грубообломочная моласса (конгломераты), до 1500 *м*	Морская песчано-глинистая моласса (песчаники с прослоями алевролитов), до 2000 *м*	1000—1400 *м*	Карбонатно-терригенная платформенная формация, около 500 *м*
Верхний—средний кембрий	Красноцветная моласса: Песчаники и алевролиты, конгломераты, 350—2500 *м*	Вверху — песчаники и конгломераты, внизу — алевролиты и мергели, около 1300 *м*	Красноцветная лагунная формация Алевролиты, мергели с гипсом, песчаники 900—1000 *м*	600 *м*
Нижний кембрий	Терригенно-карбонатная формация с преобладанием известняков, 1250—2000 *м*	Соленосная моласса с терригенными осадками, до 3200 *м*	Карбонатно-соленосная формация: С преобладанием каменной соли, 2500 *м*	Доломиты, ангидриты, каменная соль, до 2000 *м*
		Молассовидная формация: Песчаники, алевролиты, местами конгломераты, 300—2600 *м*	Ангидрито-доломитовая подформация, 150—220 *м*	до 100 *м*
Поздний докембрий (венд)	Флишоидная формация, до 1600 *м*	Песчаный флиш, 1100—2300 *м*		

современной территории Восточного Саяна и Енисейского кряжа обладал нормальной соленосностью, тогда как в платформенной области бассейн охарактеризовался повышенным осолонением, свойственным для лагунно-морской и даже лагунной обстановки.

Данные структурно-формационного анализа приводят к убеждению, что начиная с усольского времени происходит обособление единого краевого прогиба на два: южный, или Присаяно-Тасеевский, и северный, или Вельминско-Бахтинский. Такое разделение было обусловлено замедлением

нисходящих движений в районе современного Иркинеевского антиклинала, что привело к накоплению терригенно-карбонатной формации миогеосинклинального типа.

Таким образом, с рассматриваемой эпохой связано образование поперечного выступа, разделяющего два крупных бассейна соленакопления. Аналогичные структуры характерны и для других краевых прогибов. Например, в Предуральском краевом прогибе известны Каратауский, Полюдовский и другие поперечные выступы [Пущаровский, 1959].

Иркинеевский выступ развивался как входящий в Сибирскую платформу угол Саяно-Енисейской геосинклинали и разделял в нижнем кембрии внутреннюю зону краевого прогиба. Физико-географическая обстановка, существовавшая в районе этого выступа в рассматриваемом отрезке геохрона, достаточно сложная. Наличие в ленском ярусе известняков с фауной трилобитов указывает на условия мелководного моря с нормальной соленостью вод. Однако на коротком расстоянии к югу и северу от Ангарского поперечного выступа располагались огромные солеродные бассейны. Как мог существовать неширокий пролив с нормально-соленой водой, окруженный по крайней мере с двух сторон бассейнами интенсивного солеобразования? Не соединял ли этот пролив Восточно-Сибирское (Якутское) и Алтае-Енисейское моря, которые, судя по обилию фауны трилобитов в карбонатных породах ленского века, характеризовались водами нормальной солености? Поставленные вопросы ждут своего разрешения.

Специального рассмотрения заслуживает вопрос об устойчивости границы между терригенно-карбонатной формацией и соленосной молассой, а также о слабой миграции осевой линии краевого прогиба.

Резкий раздел между зонами распространения совершенно разнородных по литологическому составу и фациям осадочных толщ прослеживается вдоль предгорий Восточного Саяна и Енисейского кряжа на расстоянии около 800 *км* от р. Оки на юго-востоке до р. Ангары на северо-западе. Намечается удивительная устойчивость во времени и пространстве этой границы.

Маршрутные исследования автора с учетом данных глубокого бурения позволяют говорить о том, что на протяжении очень длительной эпохи (от позднемотского времени до конца ленского века) раздел между зонами накопления соленосной молассы и карбонатно-терригенной формации происходил на сравнительно коротком расстоянии. В частности, на многих участках Ийского и Чуно-Бирюсинского Присаянья, в районах пос. Тайны, оз. Улюколя, пос. Рассол, устья р. Усолки и др. — в предгорьях Енисейского кряжа ширина этой полосы составляла 5—10 *км*.

Данные структурно-формационного анализа по районам Тагул — Тайшет — Заярск и Топол — Абан — Заярск указывают не только на резкую смену формаций в рассматриваемой полосе раздела зон, но и на скачкообразное увеличение мощности соленосных отложений в сторону центральной зоны прогиба с градиентом около 200 *м* на 1 *км*.

Важно указать, что к полосе стыка разнородных формаций приурочены крупные разрывные нарушения типа взбросов, фрагменты которых местами наблюдаются в толще нижнего кембрия (Иркут, Уда, Бюриса и др.), а чаще в покрывающих их более молодых отложениях (до юры включительно), что свидетельствует о длительном развитии этих дислокаций.

Рассматривая аналогичные случаи в геосинклинальных областях, А. В. Пейве (1947 г.) пришел к выводу, что сближение фаций в этих областях обусловлено контрастностью тектонического рельефа, формирование которого в истории Земли было связано с вертикальными движениями крупных

структур по глубинным разломам, с образованием длительно развивающихся «ступеней» на поверхности морского дна.

Согласно исследованиям К. В. Грея (1956 г.), наличие тектонического шва между разнородными формациями свидетельствует о крупных надвигах и шарьяжах, по плоскости которых происходило горизонтальное смещение пород на десятки километров, что и привело в конечном счете к сближению таких формаций. Последнее объяснение не может быть распространено на изученную нами область, поскольку в Присаянье не наблюдается древних структур типа шарьяжей, за исключением позднемезозойского Ангарского надвига докембрийских пород на юрскую толщу. В перечисленных выше Присаянских районах развития разрывных нарушений распространены главным образом взбросы и реже взбросо-надвиги с небольшим (сотни метров) смещением пород в сторону Сибирской платформы.

Имеющийся фактический материал приводит автора к убеждению, что основным фактором сближения соленосной молассы и карбонатно-терригенной формации явилась узкая зона глубинных разломов древнего заложения, прослеживаемая вдоль современных предгорий Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Эпоха раннего кембрия (точнее ленского века) для этой зоны характеризовалась интенсивными вертикальными движениями (с тенденцией к воздыманию) тектонических клиньев и чешуй, что привело к образованию цепочки своеобразных баровых выступов. Последние играли роль морфологически выраженной границы между двумя структурно-фациальными зонами и обусловили разграничение солеродного бассейна (ассоциирующегося с современной территорией Иркутского амфитеатра) от области открытого моря Саяно-Енисейской геосинклинали. Длительное и унаследованное формирование подобного тектонического шва могло, вероятно, происходить только благодаря наличию на первой фазе его развития контрастного стыка различных по механическим свойствам осадочных формаций: с одной стороны, это преимущественно галогенная толща (компетентные породы), с другой — толща чередования мощных пластов известняков, доломитов и песчаников (некомпетентные породы).

Аналогичная картина сближения фаций наблюдалась К. Г. Войновским-Кригером и автором (1940—1945 гг.) на западном склоне Полярного Урала, где в узкой полосе, протягивающейся на 400—500 *км*, контактируют породы лемвинского геосинклинального комплекса среднего — верхнего палеозоя с одновозрастными отложениями елецкого комплекса, представленного в аналогах фаций краевого прогиба.

К. Г. Войновский-Кригер [1956] пришел к выводу, что сближение двух различных комплексов палеозоя в предгорьях Полярного Урала произошло вследствие надвига лемвинского комплекса на елецкий. Однако амплитуда надвига сравнительно небольшая, а его образование обусловливается опять же наличием зоны сближенных фаций, имевшей, по мнению К. Г. Войновского-Кригера, в геологическом прошлом тенденцию к устойчивости во времени и пространстве. Таким образом, первопричиной возникновения разлома и надвига на западном склоне Полярного Урала он считает резкое различие литологического состава пород в близко расположенных разнородных фациях.

Нам представляется совершенно правильным вывод о том, что «самый факт тектонического сближения фаций может в некоторых случаях скорее рассматриваться как довод в пользу малого горизонтального перемещения, а не значительного» (Войновский-Кригер, 1959 г., стр. 892).

В среднем кембрии в Саяно-Енисейской геосинклинали проявляются тектонические движения, что приводит к инверсии отдельных геосинкли-

нальных прогибов и появлению новых внутренних геоантиклинальных поднятий. Соответственно усиливается и дифференциация литолого-фациальных зон, с тенденцией увеличения терригенной седиментации. На территории смежного краевого прогиба эти движения проявляются слабо — они обусловливают воздымание отдельных участков в пригеосинклинальной зоне (на что указывают местные размывы пород ленского яруса) и общее обмеление кембрийского бассейна.

Наступает регрессивный цикл осадконакопления. На обширной площади прогиба и в северной части Енисейского кряжа в эпоху среднего и позднего кембрия формируется красноцветная терригенная моласса, мощность которой колеблется от 400—800 (реки Тея, Ангара) до 1200—1300 *м* (реки Топол, Бирюса). На участках, прилегающих к поднятиям, а также в прогибах, расположенных на юго-востоке Восточного Саяна, накапливается грубообломочная моласса, в Манском внутреннем прогибе — морская терригенная моласса (рис. 19).

Образованию мощных грубообломочных моласс, по-видимому, способствовали резкие контрасты рельефа в зоне глубинных разломов, приуроченной к предгорьям Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Это относится, в частности, к району современных верховий рек Большой Пит — Горбилок, а также к Дзержинскому району.

Судя по изменению мощности красноцветной терригенной молассы, в рассматриваемую эпоху продолжалось формирование в районе нижнего течения р. Ангары поперечного выступа, который разделяет Присаяно-Тасеевский и Вельминско-Бахтинский прогибы, обособившиеся, как уже отмечалось, в ленском веке. Площадь краевого прогиба имеет тенденцию к расширению в юго-западном и западном направлениях, в сторону Енисейского кряжа. Об этом свидетельствуют выходы красноцветной терригенной молассы в бассейнах рек Мурожная, Кутукас, Вороговка, Туманшет и др. На западном склоне Енисейского кряжа продолжается развитие Кийско-Сурнихинского внутреннего прогиба, заложенного в позднем докембрии. В смежных районах платформы сохраняются условия для конседиментационного развития Чадобецкого и Турамского сводовых поднятий.

Ордовикская эпоха на территории рассматриваемого прогиба характеризуется усилением нисходящих движений, которые распространяются на периферические районы Сибирской платформы. Соответственно, происходит расширение Присаяно-Тасеевской части прогиба. В пределах Саяно-Енисейской геосинклинали преобладают колебательные движения положительного знака (исключая север Енисейского кряжа), происходит морфологическое обновление внутренних поднятий и срединных массивов, появляются новые положительные структуры. Все это создает благоприятную обстановку для усиления процессов эрозии и транспортировки обломочного материала в зоны прогибания. Начало ордовика знаменуется по существу новым трансгрессивным циклом седиментации. Происходит интенсивное накопление на площади краевого прогиба морской песчано-глинистой молассы, мощность которой местами (Абан, Тайшет и др.) достигает 2000 *м*.

В северных районах и на западе Енисейского кряжа (Кийско-Сурнихинский прогиб), судя по сохранившимся от размыва отложениям ордовика, образуется пестроцветная терригенно-карбонатная формация, в Манском прогибе — грубообломочная моласса. На прилегающем юго-западном склоне Сибирской платформы (Заярск) морская моласса постепенно сменяется пестроцветной карбонатно-терригенной формацией платформенного типа, при этом мощность отложений ордовика и нижнего силура уменьшается

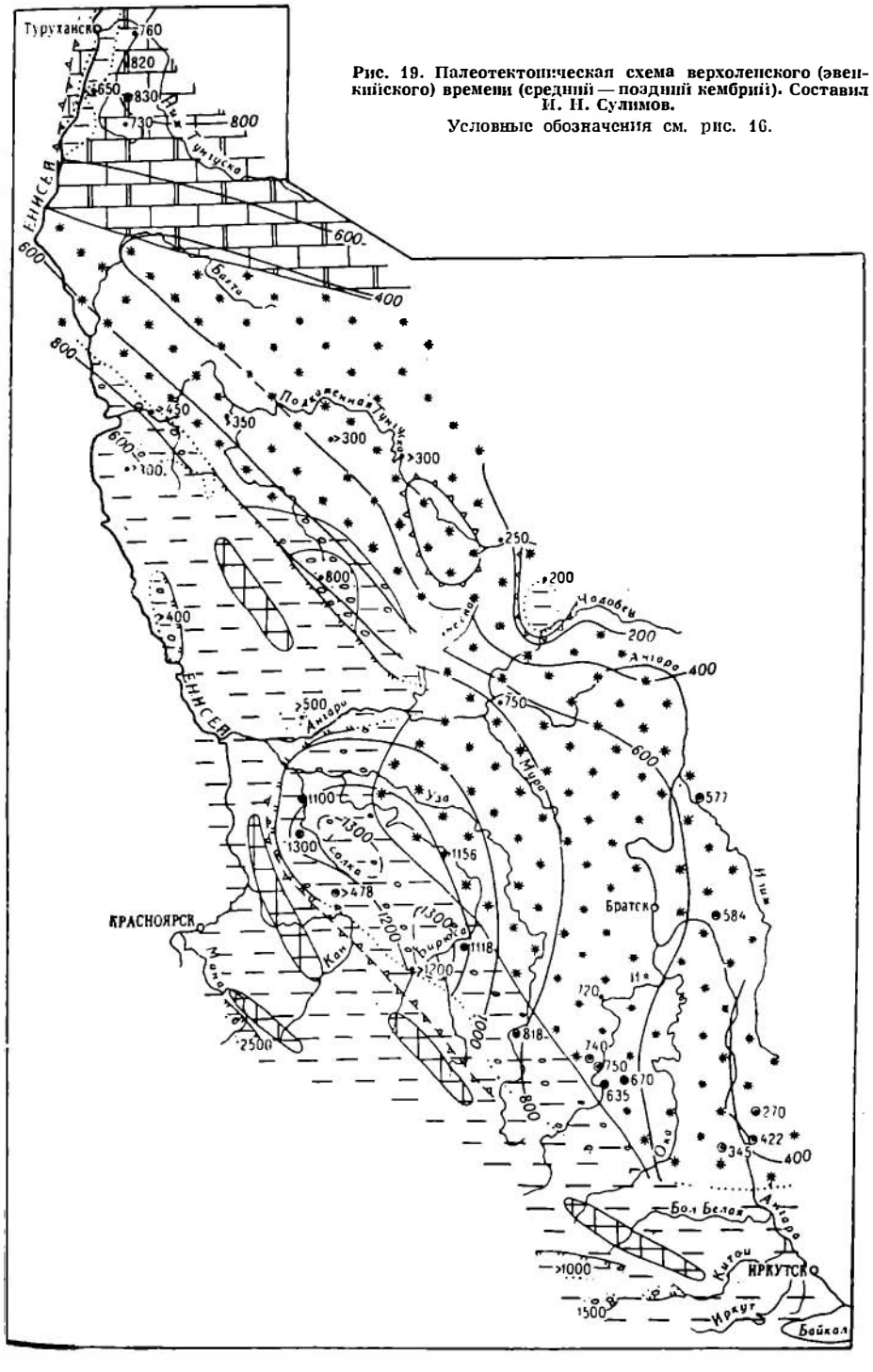


Рис. 19. Палеотектоническая схема верхоленского (эвенкийского) времени (средний — поздний кембрий). Составил И. Н. Сулимов.

Условные обозначения см. рис. 16.

до 520 *м*, т. е. почти в 4 раза. Для Туруханского района характерна глинисто-карбонатная формация мощностью около 400 *м* (рис. 20).

Обращает внимание платформенный облик пестроцветной формации (небольшая мощность и слабая дислоцированность пород) на севере Енисейского кряжа. Возможно, это указывает на консолидацию северной части геосинклинали в конце кембрия. Не исключено также, что рассматриваемые выходы пород приурочены к срединному массиву геосинклинали.

Со второй половиной ордовика или началом силура в Саяно-Енисейской геосинклинали, по данным М. И. Волобуева (1961 г.), Д. И. Мусатова [1962] и других, связана заключительная (раннекаледонская?) фаза складчатости, которая захватила и смежные зоны краевого прогиба, имеющие геосинклинальное основание. Мощная толща нижнепалеозойских отложений в пределах этих зон сминается в систему прерывисто-линейных складок, согласных с простиранием основных складчатых структур Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Палеотектоническая обстановка раннего силура (ландоверский век) отражена на рис. 21.

Последующая эпоха среднего-позднего палеозоя и мезозоя на рассматриваемой территории (исключая Саяно-Енисейский складчатый пояс) характеризуется платформенным режимом развития с преобладанием континентальных условий. В отдельные отрезки геохрона на месте ранее существовавшего краевого прогиба формируются наложенные впадины (девон, пермо-карбон) или предгорные прогибы (юра), которые были описаны нами выше, в соответствующих структурных ярусах осадочного чехла Сибирской платформы. Палеотектонические условия девонской, пермской и юрской эпох отражены на рис. 22, 23, 24.

В современном тектоническом плане рассматриваемый краевой прогиб состоит из двух прогибов (впадин) — Присаяно-Тасеевского и Вельминско-Бахтинского, разобщенных Иркинеевским поперечным выступом.

Строение Присаяно-Енисейского прогиба сравнительно хорошо изучено. В пределах прогиба выделяются следующие структурные элементы нижнего палеозоя.

1. Курайская и Долгомостовская впадины фундамента, которые можно рассматривать как структуры первого порядка.

2. Крупные антиклинали типа валов и разделяющие их синклинали (структуры второго порядка). К числу таких структур относятся Захарово-Пушкинский, Капкорский, Покровско-Ношинский, Кайтымский, Троицко-Кокуйский (Троицко-Михайловский), Канарайско-Устьусолкинский, Шишинский, Пайский и другие валы.

3. Многочисленные локальные поднятия, брахиантиклинали и соляные антиклинали (структуры третьего порядка).

4. Разрывные нарушения разного масштаба.

Для платформенной стадии развития этого региона выделяются:

а) Тайшет-Рыбинская наложенная впадина девонского возраста,

б) Мурско-Усолкинский верхнепалеозойский прогиб,

в) Иркутский, Канский и другие предгорные прогибы юрского возраста.

Характеристика перечисленных структурных элементов приводится в монографии И. Н. Сулимова и др. [1966] и здесь не рассматривается.

Ориентировка длинных осей антиклиналей строго согласуется с простиранием складчатых структур Енисейского кряжа и Восточного Саяна, а также с ориентировкой прогиба. Все антиклинали повторяют подковообразный изгиб складчатого обрамления Сибирской платформы. Исключением является внешний борт прогиба, где встречаются пологие поднятия изометричной формы со слабо выраженным простиранием.

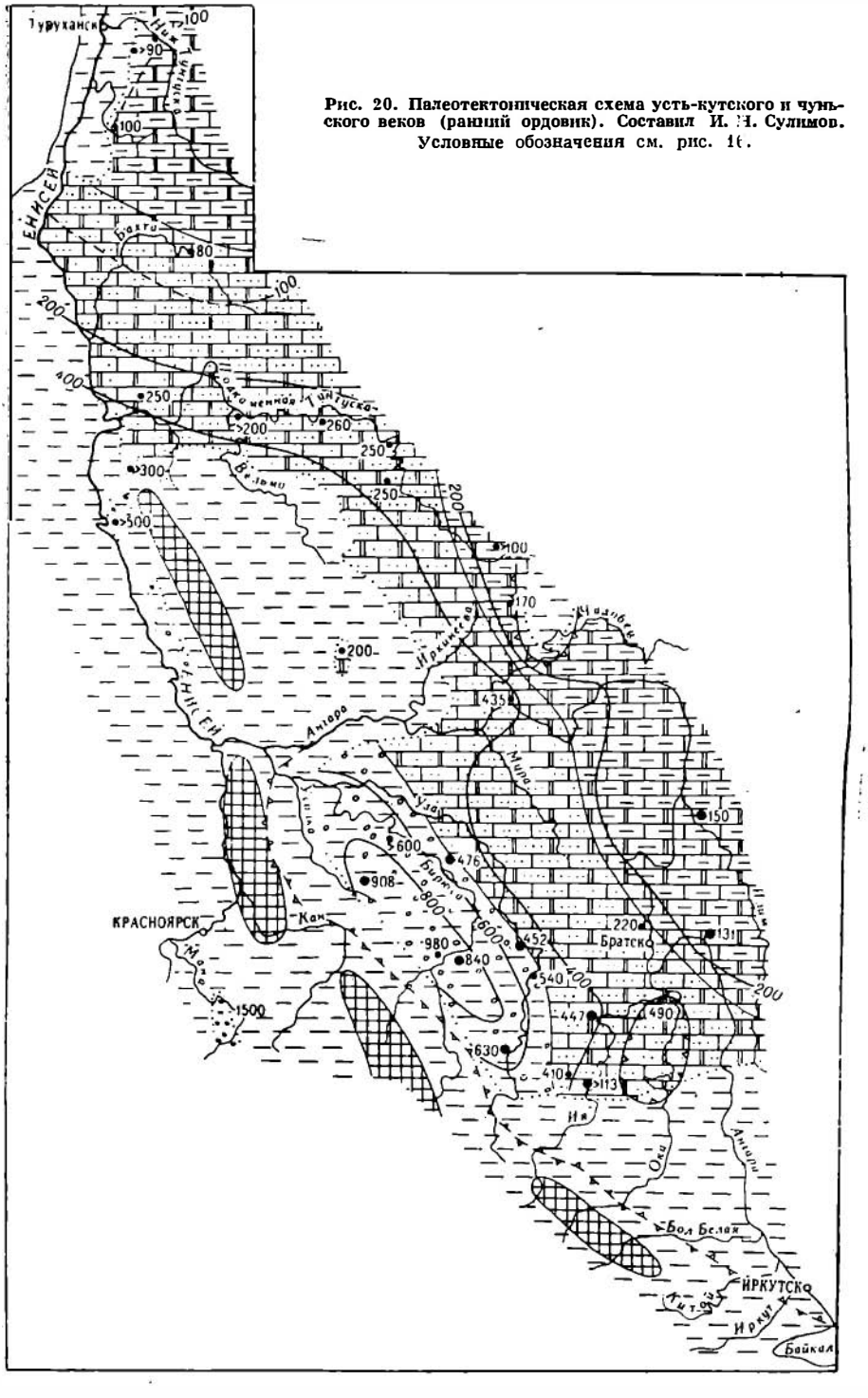


Рис. 20. Палеотектоническая схема усть-кутского и чуньского веков (ранний ордовик). Составил И. Н. Сулимов.
Условные обозначения см. рис. 16.

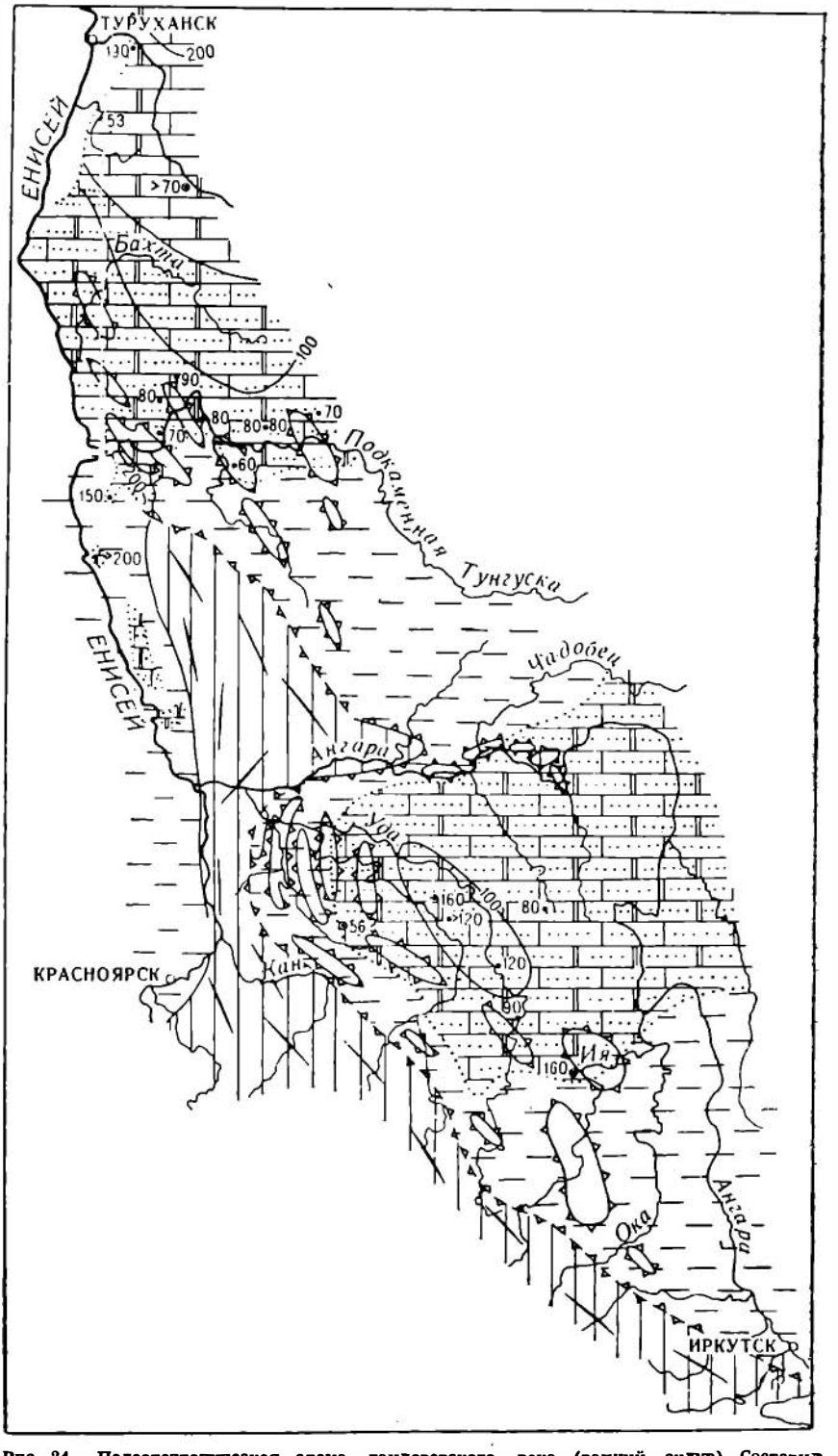


Рис. 21. Палеотектоническая схема ландоверского века (ранний силур). Составил И. Н. Сулимов.

Условные обозначения см. рис. 16.

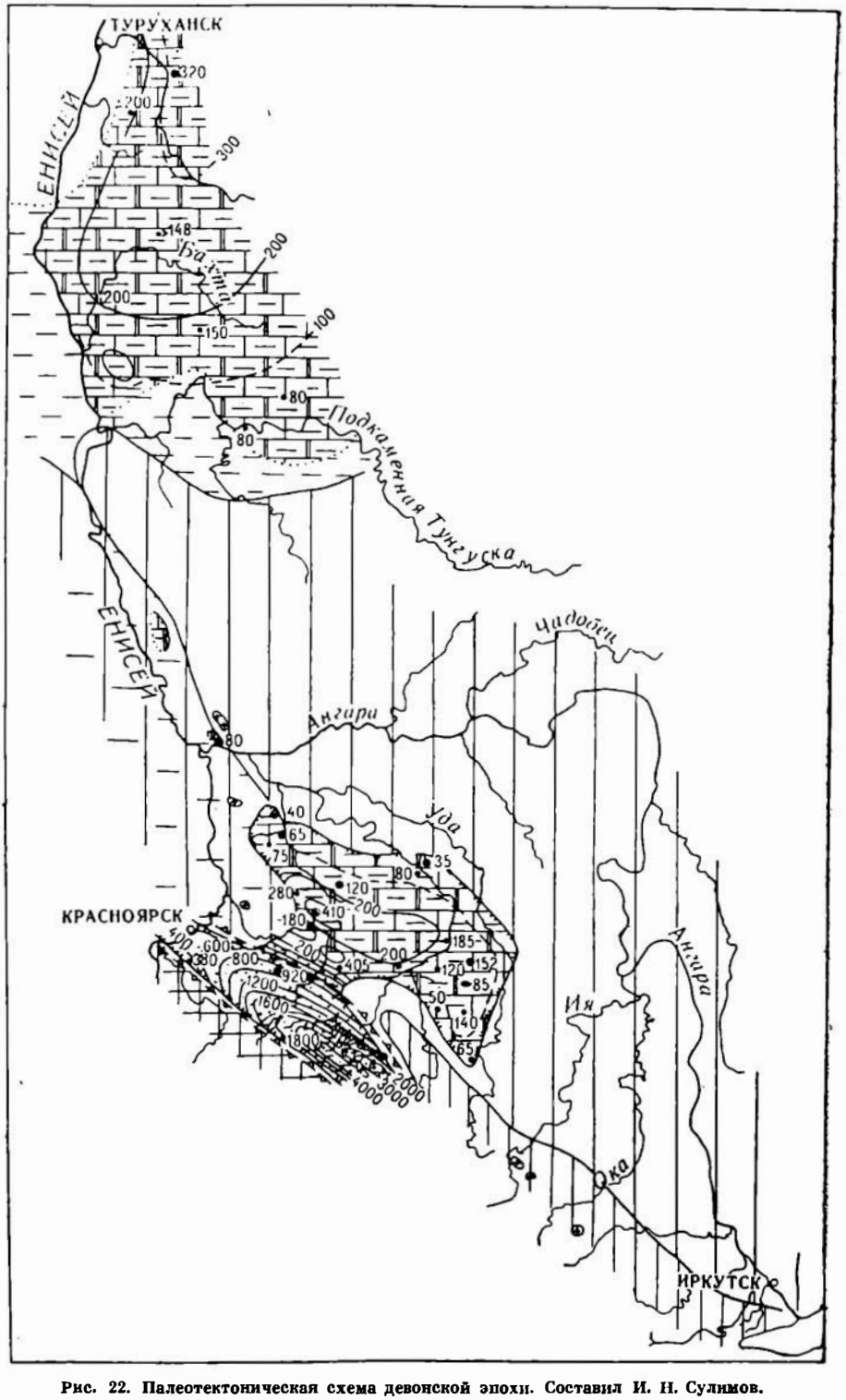


Рис. 22. Палеотектоническая схема девонской эпохи. Составил И. Н. Сулимов.
Условные обозначения см. рис. 16.

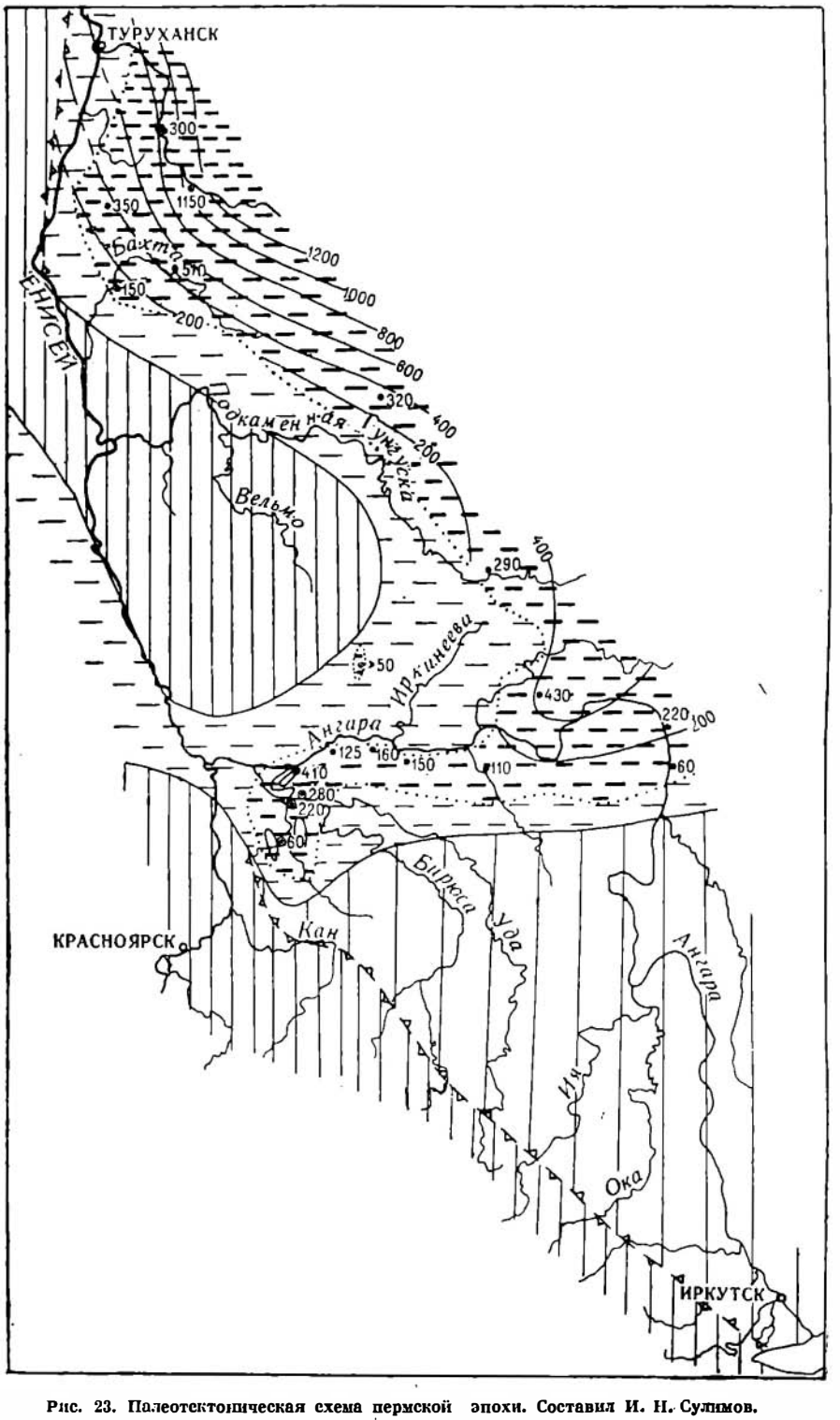


Рис. 23. Палеотектоническая схема пермской эпохи. Составил И. Н. Сулимов.
Условные обозначения см. рис. 16.

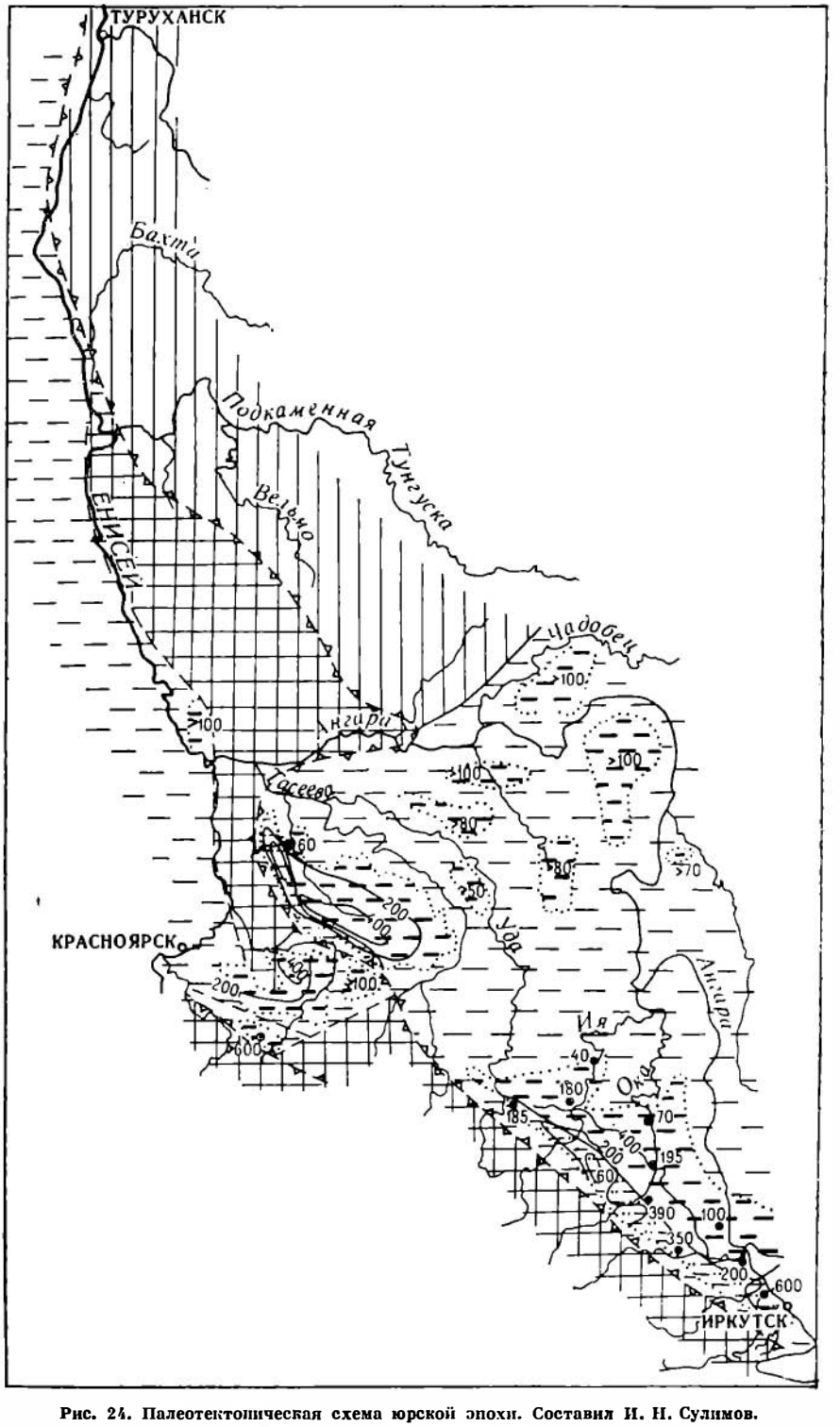


Рис. 24. Палеотектоническая схема юрской эпохи. Составил И. Н. Сулимов.
Условные обозначения см. рис. 16.

Расположение валов по отношению друг к другу в основном субпараллельное, реже кулисообразное. Положительные структуры разделяются нешироким параллельно ориентированными синклинальными прогибами. Степень дислоцированности нижнепалеозойской толщи выражена более интенсивно в пригеосинклинальной и центральной зонах прогиба и значительно слабее — во внешней зоне. При движении от складчатого обрамления к платформе узкие линейные иногда опрокинутые складки общего смятия сменяются сначала брахиантиклиналями и соляными антиклиналями с высокоподнятыми (до 500 *м* и более) сводами и сравнительно крутыми (до 45°) крыльями, а затем — пологими и широкими антиклинальными поднятиями и куполами платформенного типа с углами падения на крыльях от 0,5 до 3°. Характер изменения складчатых структур нашел отражение на геологическом профиле по р. Тасеевой (рис. 25).

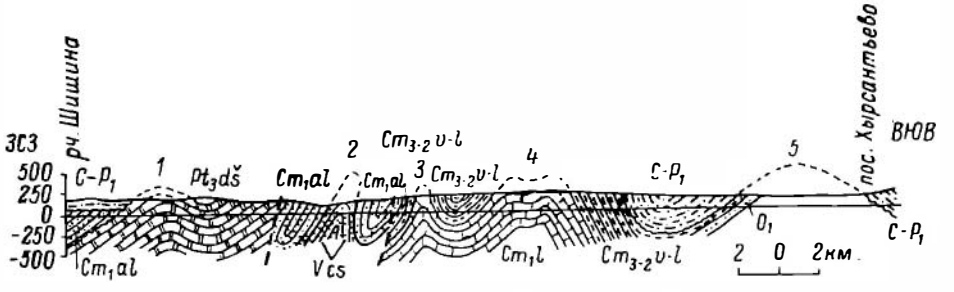


Рис. 25. Геологический профиль по р. Тасеевой (по И. Н. Сулимову).
Антиклинали: *1* — Шишинская; *2* — Чистяковская; *3* — Устьинская; *4* — Верхнетассеевская; *5* — Хырсантьевская.

Рассмотрим тектоническую обстановку формирования складок общего смятия и соляных антиклиналей в рассматриваемом районе. Автор не исключает интенсивных тангенциальных напряжений, возникавших в процессе нижнепалеозойского тектогенеза. О проявлении тангенциальных движений свидетельствуют запрокинутые в сторону платформы антиклинальные складки (Чистяковская антиклиналь на р. Тасеевой). Обращает внимание дисгармоничное строение соляных антиклиналей: по подсолевым горизонтам они очень пологие, а по надсолевым — крутые, с амплитудой поднятия свода до 1000 *м* и более. В образовании столь контрастных складок в надсолевой толще, по-видимому, нашла отражение гравитационная складчатость. Данное предположение обосновывается тем, что к концу раннепалеозойской эпохи, после проявления в Саяно-Енисейской геосинклинали заключительной фазы тектогенеза, в сферу интенсивного воздымания была вовлечена и внутренняя зона краевого прогиба, что привело к крутому (10—15°) наклону осадочной толщи в сторону Сибирской платформы. Каменная соль явилась своеобразной «смазкой», благодаря которой мощная надсолевая толща пород претерпела гравитационное скольжение к центральной части прогиба, обусловившее образование дисгармоничных соляных антиклиналей. Аналогичная гравитационная складчатость известна в Предуральском краевом прогибе (Ф. И. Хатьянов, 1966 г.).

В последующем, при уменьшении статической нагрузки в сводах соляных антиклиналей, вследствие эрозии подток масс каменной соли из крыльев участков к своду происходил по законам изостазии. В результате мощность галогенных отложений в сводах оказалась в 1,5—2 раза больше, чем на крыльях.

Все вышесказанное не исключает складчатых процессов, связанных с тангенциальными движениями в Саяно-Енисейской геосинклинали, направленными в сторону Сибирской платформы. Эти движения нашли, в частности, отражение в зональном расположении пород по степени их трещиноватости.

В пределах описываемого прогиба выделяются три такие зоны [Воробьев, Сулимов, 1966]. Первая из них, соответствующая внутреннему борту прогиба, характеризуется интенсивным и повсеместным развитием тектонических трещин в нижнепалеозойских породах. Вторая зона соответствует центральной полосе краевого прогиба и обладает крайне дифференцированным распределением трещиноватости. Максимальное развитие трещин приурочено к антиклинальным поднятиям, включая их своды и присводовые участки. К числу нетрещиноватых пород в разрезе кембрия в этой зоне относятся только каменная соль, ангидриты и в какой-то мере аргиллиты. Во внешней (приплатформенной) части прогиба тектоническая трещиноватость развита крайне слабо, что обусловлено значительной удаленностью этой зоны от Саяно-Енисейского складчатого обрамления.

Присаяно-Тасеевский прогиб образует в плане огромную выпуклую к юго-западу дугу протяженностью около 800 *км*. Об условности границы этой структуры с платформой писалось ранее [Сулимов и др., 1966]. Еще труднее провести границу прогиба с геосинклинальной областью, поскольку в ее пределах нижнепалеозойские отложения почти повсеместно размыты. Исключением является Манский внутренний прогиб на северо-западе Восточного Саяна, где сохранились мощные терригенно-карбонатные толщи кембрия и ордовика миогеосинклинального типа. Исходя из этого, граница внутренней зоны краевого прогиба с Саяно-Енисейской геосинклиналью намечается где-то северо-восточнее р. Маны. Соответственно ширина прогиба в этом районе по линии поперечного профиля Кан — Абан — Долгий Мост в эпоху раннего кембрия, по-видимому, не превышала 120 *км*. В ордовикское время, когда в сферу прогиба была вовлечена окраинная часть Сибирской платформы, его ширина возросла почти в полтора раза.

Данные глубокого бурения и геофизических исследований позволяют говорить о том, что для Канско-Абанского участка краевого прогиба характерны и наибольшие мощности нижнего палеозоя (до 7000—8000 *м*). При движении на юго-восток ширина прогиба по отложениям ордовика несколько уменьшается и составляет в Бирюсинском Присаянье 120—150 *км*, в районе Нижнеудинска 80—100 *км*, и на р. Ие 50—80 *км*. Не исключена возможность, что в районе Ийского Присаянья, где нами предположительно намечается замыкание краевого прогиба, осевая линия последнего располагалась в полосе Аршан — Порог, т. е. непосредственно в предгорьях Восточного Саяна. Вероятно, в этой полосе, вследствие послеордовикской инверсии прогиба, нижнепалеозойские отложения оказались нацело уничтожены эрозией, и тогда не исключается возможность небольшого продолжения в ордовикский период краевого прогиба в юго-восточном направлении (как в верхоленское время).

Приведенные цифры о размерах прогиба являются весьма ориентировочными, так как структурно-фациальные зоны нижнего палеозоя здесь изучены слабо, а полный разрез кембрия вскрыт только единичными глубокими скважинами. Согласно данным бурения, мощность нижнепалеозойской осадочной толщи заметно уменьшается в юго-восточном направлении и в районе Тулуна составляет не более 4000 *м*.

Иркинеевский поперечный выступ, как уже отмечалось, в эпоху раннего палеозоя являлся конседиментационной положительной структурой на

участке входящего в Сибирскую платформу острого угла Саяно-Енисейской геосинклинали, где формировалась толща терригенно-карбонатных отложений, которые по литолого-фациальному облику нехарактерны для формаций краевого прогиба.

В современном тектоническом плане данная структура представляет огромный незамкнутый с запада полуантиклинал субширотного простирания и сложного строения, шарнир которого к востоку от Енисейского кряжа постепенно погружается под отложения платформенного чехла. Протяженность этой структуры по слоям кембрия превышает 200 *км*, при ширине 30—40 *км*.

Крыльевые части антиклинали осложнены серией крупных сбросов ограничивающих свод, который соответственно имеет горстовое строение. Простирание разрывных нарушений в основном субширотное, однако имеются сбросы северо-западной и северо-восточной ориентировки.

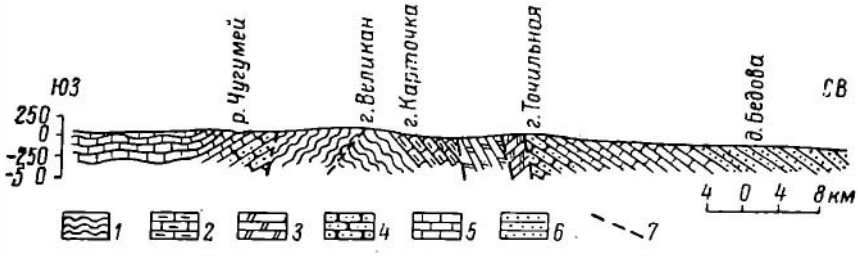


Рис. 26. Разрез вкрест простирания Иркинеевской антиклинали (по С. В. Обручеву, 1935).

Протерозойские отложения: 1 — тунгусикская серия; *2* — ослянская серия; *3* — чингасанская серия; *кембрийские отложения: 4* — алданский ярус (терригенные); *5* — ленский ярус (карбонатный); *6* — средний — верхний отделы (эвенкийская свита); *7* — сбросы.

Поперечный геологический разрез Иркинеевского антиклинала изображен на рис. 26. В своде антиклинали обнажены породы тунгусикской, ослянской и чингасанской серий верхнего протерозоя, на крыльях терригенные (алданский ярус), карбонатные (ленский ярус) отложения нижнего кембрия и красноцветные породы эвенкийской свиты Cm_{2-3}. Трансгрессивные контакты и угловые несогласия между отдельными стратиграфическими горизонтами нижнего палеозоя в пределах этой структуры не наблюдаются. Следовательно, заключительная стадия формирования Иркинеевской антиклинальной складки, вероятно, относится к каледонскому циклу тектогенеза.

Развитие элементов глыбовой тектоники, в частности образование горстового свода в рассматриваемой антиклинали, заведомо связано с более поздней эпохой (поздний палеозой, мезозой).

Вельминско-Бахтинский прогиб изучен слабо. Основным источником информации по этому району являются геологическая съемка и маршрутные исследования. Трудность расшифровки нижнепалеозойских структур усугубляется также тем, что в северной части прогиба повсеместно развиты образования верхних горизонтов платформенного чехла, тогда как на юге вследствие позднейшего воздымания и размыва на поверхность выходят либо отложения эвенкийской свиты (бассейны рек Вельмо и Камо), либо позднего докембрия (восточный склон Енисейского кряжа).

Вельминско-Бахтинский прогиб простирается согласно с ориентировкой складчатых структур Енисейского кряжа, занимая пространство от Иркинеевского выступа на юге до Туруханской антеклизы на севере (расстояние

более 700 *км*). Сочленение прогиба с Саяно-Енисейским складчатым поясом проходит по зоне регионального глубинного разлома. Северо-восточные контуры прогиба неясны и условно проводятся по линии р. Енгида — низовья р. Бахты. На юго-востоке он ограничен Турамским сводом.

Структура краевого прогиба по кровле докембрийского фундамента хорошо обосновывается геофизическими данными (Рempель, 1966 г.; Савинский, 1967 г.), согласно которым мощность осадочной толщи на восточном склоне Енисейского кряжа превышает 5—6 *км*, а в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски и на р. Бахте — от 4 до 5 *км*. Намечается асимметричное строение прогиба: внутренний его борт крутой, а приплатформенный — пологий (см. рис. 11).

Судя по разрезам нижнего палеозоя, вскрытым в бассейне р. Теи, для рассматриваемого прогиба характерны флишоидная и терригенно-карбонатная формации, соленосная и красноцветная терригенная молассы кембрийского возраста суммарной мощностью более 5000 *м*. Ордовикские отложения в тех же разрезах (и на севере Енисейского кряжа), по-видимому, представлены в платформенных фациях, что затрудняет отнесение их к образованиям краевого прогиба.

Толща нижнепалеозойских отложений на рассматриваемой территории, особенно в предгорьях Енисейского кряжа, дислоцирована в линейно-прерывистые складки северо-западного, реже субмеридионального простирания, которые во многих местах осложнены разрывными нарушениями разной ориентировки и масштаба. Наиболее крупными положительными структурами являются Бахтинский, Верхне-Лебедянский, Суломай-Лебяжинский, Лиственичный, Вельминский, Енгидинский, Комэне-Нерунский валы (структуры второго порядка).

Бахтинский вал (5) расположен в районе среднего течения р. Бахты. Простирание вала северо-западное; протяженность более 90 *км*. В сводовой части вала обнажены красноцветные отложения девонского возраста, осложненные разрывными нарушениями. Последние ограничивают в своде один блок, сложенный силурийскими известняками. К разрывам приурочены дайки траппов. Юго-западное крыло вала более крутое с углами падения 2—3°, северо-восточное — несколько положе (1 редко до 3°).

В пределах крыльевых частей вала, по данным Н. А. Осиповой, местами намечаются локальные поднятия. На юго-западном крыле известны две такие положительные структуры. Одна из них расположена в районе оз. Бурного. Ее размеры 2 × 1 *км*. Углы падения на крыльях 2—4°. В своде поднятия отмечаются небольшие сбросы с амплитудой 5—10 *м*. Другое поднятие расположено в 5—6 *км* ниже порога Косого. Размеры 3 × 1 *км*; углы падения на крыльях 2—3°.

Северо-восточное крыло вала осложнено на р. Бахте ниже Молчановского порога куполом (2 × 1,5 *км*), для которого по девонским слоям характерны сравнительно крутые углы падения на крыльях (около 9°).

Учитывая унаследованное развитие подобных структур в южной части краевого прогиба, можно предполагать, что антиклинальная структура Бахтинского вала по слоям нижнего кембрия будет еще более контрастной, нежели в девонской толще.

Верхне-Лебедянский вал (6) расположен в бассейне р. Большой Варламовки (правый приток Енисея), к югу от Бахтинского вала. Простирание северо-западное, протяженность более 60 *км*, ширина 12 *км*. На юго-восточном конце вала сводовая его часть сложена песчаниками ордовика, крылья — карбонатными породами нижнего силура. Углы падения на крыльях до 5—8°. Северо-западная большая по площади часть вала

закрыта четвертичными отложениями. По данным колонкового бурения антиклинальная структура этого вала по слоям ордовика и силура прослеживается до широты пос. Бахта.

Суломай-Лебяжинский вал (7) расположен в районе нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, между урочищем «Щеки» и устьем р. Сухой Лебяжьей. Простирание северо-западное. Вал прослежен на расстоянии 90—100 *км*, его ширина 25—30 *км*. Сводовая часть вала широкая и сложена красноцветными отложениями эвенкийской свиты, залегающими почти горизонтально. На крыльях развиты терригенно-карбонатные породы ордовика и силура, слои которых наклонены под углом от 5 до 20°. В пределах вала известны два локальных поднятия: Черноостровское и Лебяжинское, первое из которых приурочено к северо-восточному крылу главной структуры, а второе — к юго-западному крылу. Лебяжинское поднятие имеет асимметричное строение: его крыло со стороны Енисейского кряжа более крутое, с углами падения до 40—50° и осложнено разрывным нарушением северо-западного простирания.

Лиственичный вал (8) расположен на р. Подкаменной Тунгуске в 30 *км* восточнее Суломай-Лебяжинского вала. По данным Н. С. Малича (1957 г.), протяженность этой антиклинальной структуры составляет 60—70 *км*, ширина 15—20 *км*. Простирание север-северо-западное. В строении вала принимают участие терригенно-карбонатные породы ордовика и нижнего силура. Крылья антиклинали сравнительно пологие и углы падения по слоям ордовика варьируют от 2 до 9°.

Вельминский вал (9) расположен в районе нижнего течения р. Вельмо (левый приток р. Подкаменной Тунгуски) южнее Лиственичного вала и почти на его простирании. Длина вала около 70 *км*, ширина 30 *км*. Свод антиклинали широкий и сложен красноцветами эвенкийской свиты. Крылья очень пологие, с углами падения по слоям ордовика от долей до 2°. Согласно исследованиям Н. С. Малича (1957 г.), мощность ордовикских отложений по направлению к своду значительно сокращается, что указывает на конседиментационное развитие данной структуры в соответствующем отрезке геохрона.

Енгидинский вал (10) расположен в 30—40 *км* восточнее Вельминского вала, на участке верхнего течения р. Енгиды (правый приток р. Вельмо). В структурном отношении этот вал приурочен к приплатформенному борту краевого прогиба. Длина вала 70—80 *км*, ширина 30—35 *км*. Простирание северо-западное. В своде антиклинали обнажаются породы ордовика и местами среднего — верхнего кембрия (эвенкийская свита), на крыльях — ордовика и нижнего силура. Антиклиналь характеризуется расплывчатыми очертаниями, крылья ее очень пологие, с углами падения до 1—2°.

Комэне-Нерунский вал (11) расположен в районе нижнего течения р. Енгиды и р. Комэне, к юго-востоку и почти на простирании Вельминского вала. Протяженность 40—50 *км*, ширина 10—15 *км*. Простирание север-северо-западное. Антиклинальная структура вала выделяется в какой-то мере условно на геологической карте. В намечающемся своде развиты породы среднего — верхнего кембрия и ордовика, на крыльях — ордовика и местами силура. Более уверенно в пределах вала оконтуриваются три локальных поднятия, образование которых, по-видимому, связано с ундуляцией оси главной антиклинали.

Многочисленные разрывные нарушения на рассматриваемой территории подразделяются на три группы. К первой из них относятся крупные разломы древнего заложения, приуроченные к восточному склону Енисейского

кряжа. Эти разломы будут рассмотрены в следующем разделе главы, посвященном характеристике зоны глубинного разлома.

Вторая группа разрывных нарушений представлена небольшими сбросами с амплитудой в несколько десятков метров, ограничивающих горстовые структуры в предгорьях Енисейского кряжа, где развиты позднедокембрийские отложения. Рассматриваемые сбросы как бы оперяют крупные разломы первой группы, строго согласуясь с их простиранием. К этой группе условно относятся нами и разрывные нарушения, осложняющие крыльевые части валов и ориентированные согласно с простиранием этих структур, т. е. преимущественно в северо-западном направлении. Образование таких сбросов, вероятно, связано с концом раннепалеозойской эпохи.

К третьей группе относятся разрывные нарушения субширотного простирания с амплитудой до 50 *м*, редко более, развитые во внешней (приплатформенной) зоне прогиба, в частности на участках пос. Байкит — фактория Кузьмовка, фактория Тунга — урочище «Щеки» на Подкаменной Тунгуске и др. Эти сбросы местами секут антиклинальные структуры вкрест простирания. Развитие данной группы разрывных нарушений, вероятно, связано с начальной стадией формирования Тунгусской синеклизы.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Присаяно-Енисейский краевой прогиб по возрасту и геологическим условиям формирования можно сравнивать с Прибайкало-Ленским прогибом, расположенным в смежной юго-восточной части платформы. Однако последний изучен слабо, и многие геологические сведения о нем отсутствуют.

Из числа догерцинских краевых прогибов в зарубежных странах известны Предаппалачский форланд Северной Америки, сформировавшийся в ордовикскую эпоху, и нижнепалеозойский форланд Восточно-Гренландской складчатой системы в зоне ее сочленения с Канадской платформой, но принадлежность этих структур к внешним прогибам орогенных областей у многих геологов вызывает сомнение. На территории нашей страны наиболее изученной палеозойской структурой подобного типа является Предуральский краевой (передовой) прогиб герцинской складчатости. Учитывая это обстоятельство, автор считает наиболее рациональным провести сравнительное сопоставление Присаяно-Енисейского краевого прогиба с Прибайкало-Ленским прогибом, характеризующимся общностью истории геологического развития, а также с Предуральским прогибом, строение которого сравнительно хорошо освещено в геологической литературе.

Главнейшие морфогенетические признаки внешних прогибов орогенных областей, согласно исследованиям Н. Я. Сягаева (1958, 1966 гг.) и других, представлены совокупностью морфологических, палеогеографических, формационных, тектонических, геофизических и других критериев.

При выделении того или иного типа краевых прогибов важное значение придается полноте формационных рядов, возрасту основания прогиба, строению зоны сочленения со смежным орогенным поднятием, характеру тектонических движений, длительности стадий позднегеосинклинального и орогенного развития геосинклинали, соотношению со смежной периферической частью платформы, вовлеченной в прогибание, и т. п.

В соответствии с рекомендациями Совещания по прогибам, состоявшегося в Ленинграде (1966 г.), и принципами классификации внешних прогибов автором приняты следующие основные положения.

1. Краевые (передовые) прогибы относятся к зонам подвижных областей, а не платформ.

2. Краевые прогибы генетически связаны с орогенными зонами геосинклинальных областей как сопряженные с ними во времени и пространстве зоны опусканий, компенсирующих отток масс из глубин смежных поднятий.

Таковы исходные принципы, которые приняты для сравнительной характеристики Присаяно-Енисейского, Прибайкало-Ленского и Предуральского краевых прогибов.

Прибайкало-Ленский прогиб расположен в бассейне верхнего течения р. Лены, в полосе предгорий Байкало-Патомского горного массива. В отличие от ранее выделенного Н. С. Зайцевым [1954] Ангаро-Ленского прогиба внешняя граница этой структуры нами значительно сдвинута на юго-восток, поскольку на Марковской площади под отложениями мотской свиты скважинами вскрыты протерозойские гранитоиды и различные метаморфические породы, слагающие, по-видимому, крупный выступ (свод) фундамента Сибирской платформы. Соответственно, внешняя (приплатформенная) зона краевого прогиба должна быть проведена несколько восточнее Марковского докембрийского массива.

Протяженность краевого прогиба от Иркутского погребенного поднятия на юге до Вилюйской синеклизы на северо-востоке составляет более 1200 *км* и ширина — от 80 *км* на юге до 200 *км* на севере. Согласно тектонической схеме А. К. Боброва [1964] и др., рассматриваемый прогиб на крайнем северо-востоке включает Березовский прогиб, сопряженный с орогенной зоной Витимо-Патомской складчатой области.

Внутренняя (пригеосинклинальная) граница прогиба проводится вдоль зоны глубинных разломов древнего заложения. Западнее этой зоны развита мощная флишоидная формация вендского комплекса, круто погружающаяся в западном направлении под отложения нижнего кембрия.

И. К. Королюк [1962], изучавшая осадочные формации рифея и кембрия Прибайкалья, указывает на сходство формационных рядов и отдельных формаций Восточной Сибири и Предуральского прогиба. В пределах Прибайкало-Ленского перикратона (прогиба) ею выделяется следующий ряд формаций (снизу вверх): флишевая → молассовидная → эвапоритовая (соленосная) → карбонатная → красноцветная → пестроцветная. Флишевая формация позднего докембрия в объеме качергатской свиты во внутренней зоне прогиба представлена слоеной серией песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 750 *м*. Во внешней зоне (Божехан) формация песчаного флиша сменяется песчано-глинистой формацией сокращенной мощности (100—150 *м*). В пригеосинклинальной зоне характерная флишевая ритмичность терригенно-глинистой толщи нарушается, роль песчаников заметно возрастает, мощность формации увеличивается до 1900 *м*, и она приобретает флишоидный облик.

Таким образом, в Прибайкалье в отличие от Саяно-Енисейской орогенной области формирование толщи песчаного флиша происходило в более раннюю стадию. Флишевая формация, как указывалось ранее, является геосинклинальным образованием в широком смысле этого слова. Следовательно, структура рассматриваемого краевого прогиба, точнее его внутренней и, возможно, центральной зон, заложена на геосинклинальном субстрате.

Вышележащая молассовидная формация в объеме ушаковской и мотской свит отвечает началу крупного трансгрессивного цикла осадконакопления. В пределах Прибайкало-Ленского прогиба она сложена главным образом чередованием пестроцветных полимиктовых песчаников и алевролитов

с пластами конгломератов (суммарная мощность около 300 *м*), что, по нашему мнению, отвечает понятию флишоидной формации. В пригеосинклинальной зоне (р. Куртун) терригенный материал становится более грубым, мощность отложений возрастает до 800—1000 *м* и молассовая формация приобретает свои типичные черты.

Эвапоритовая (соленосная) формация в объеме усольской, бельской, булайской и ангарской свит наиболее широко развита во внешней и в меньшей мере в центральной зонах прогиба. Она представлена чередованием мощных пластов каменной соли (от 2—5 до 50 *м* и более), ангидритов, доломитов и песчанистых известняков (2—5 *м*). В части разреза, соответствующей усольской и ангарской свитам, каменная соль преобладает; в булайской части разреза соль отсутствует. Мощность формации в разных зонах колеблется от 1900 до 2600 *м*. Данная формация соответствует соленосной молассе Присаяно-Енисейского краевого прогиба.

По направлению к складчатому обрамлению Прибайкалья соленосные отложения замещаются сначала сульфатно-карбонатными, а затем в предгорьях карбонатными (включая известняки) с примесью обломочного материала породами, слагающими терригенно-карбонатную формацию (в объеме шанхарской и введенской свит). Мощность ее не превышает 1000—1200 *м*.

Красноцветная формация, выделяемая в объеме верхоленской свиты Cm_{2-3}, сохранилась только в синклинальных структурах рассматриваемого прогиба. В смежных районах Байкало-Патомской складчатой области она почти нацело размыта. Формация отвечает регрессивному циклу седиментации и представлена переслаиванием красно-бурых гипсоносных аргиллитов, мергелей, алевролитов, зелено-серых известняков и фиолетовых доломитов суммарной мощностью от 280 *м* на р. Лене ниже устья р. Ичеры [Бобров, 1964] до 600 *м* в бассейне р. Киренги.

В Присаяно-Енисейском прогибе с эпохой среднего-позднего кембрия связано формирование красноцветной терригенной и грубообломочной молассы. Пестроцветная формация ордовикского и нижнесилурийского возраста представлена терригенно-глинисто-карбонатными отложениями. Наиболее полный разрез формации, по данным А. К. Боброва (1962 г.), сохранился в северной части прогиба на р. Нюя (мощность около 920 *м*) и на юге — во внешней зоне прогиба (Киренск — Марково и др.).

На территории Присаяно-Енисейского прогиба в пределах северной (Заангарской) его части развита аналогичная по составу пестроцветная формация, а в южной — морская песчано-глинистая моласса.

Суммарная мощность формаций нижнего палеозоя (без ушаковской свиты) в пределах Прибайкало-Ленского прогиба составляет 3700—4000 *м*, т. е. почти в два раза меньше по сравнению с мощностью синхронных по возрасту моласс в Присаяно-Енисейском краевом прогибе. Этот факт в значительной мере подкрепляет точку зрения А. Л. Яншина [1965] о малой амплитуде опускания и «недоразвитости» рассматриваемого прогиба. Судя по закономерному уменьшению мощности нижнепалеозойских формаций в сторону платформы, максимальную степень прогибания испытывали пригеосинклинальная и центральная зоны прогиба. В связи с этим в его поперечном профиле отмечается асимметричное строение: внутренний борт крутой, а внешний — пологий.

Коротко о складчатых и разрывных дислокациях на территории краевого прогиба. В. А. Обручев [1935] дает прекрасное описание складок в полосе Прибайкалья от р. Ушаковки до р. Витима, соответствующей внутренней зоне прогиба. Автор указывает, что в бассейне р. Киренги слои кембрия смяты в крутую антиклиналь северо-восточного простирания с углами

падения на крыльях от 50 до 80°. На р. Лене близ ст. Пьяно-Быковской в карбонатной толще кембрия им описаны крутые, местами опрокинутые к северо-западу, складки с размахом крыльев не более 100 *м*, а в низовьях р. Малой Чуи — близкие к изоклинальным складки, осложненные системой сбросов, согласных с простиранием складчатых структур.

За последние годы появилось много новых материалов, которые также свидетельствуют об интенсивном проявлении каледонского тектогенеза в Прибайкало-Ленском прогибе. По данным А. К. Боброва [1964], складкообразование связано с силуром. Наиболее контрастные складки фиксируются во внешней зоне орогенной системы Байкало-Патомского нагорья. По направлению в сторону Сибирской платформы антиклинальные и синклинальные складки постепенно выполаживаются и затем сменяются типичными платформенными структурами.

Строение Прибайкало-Ленского краевого прогиба характеризуется одной важной особенностью. В промежутке 59—60° с. ш. прогиб осложнен Пеледуйской поперечной системой крупных валообразных поднятий, в пределах которых по данным аэромагнитной съемки (П. Н. Меньшиков, Т. С. Кутузов) мощность осадочного чехла составляет 1,5—2,5 *км*. Следовательно, формирование этих поднятий в эпоху кембрия (ордовик здесь размыт) происходило одновременно с осадконакоплением, т. е. было конседиментационным и носило платформенный характер, что принципиально отличает эту структуру от Иркинеевского поперечного выступа, разделяющего внутреннюю зону Присаяно-Енисейского краевого прогиба.

К северу от Пеледуйской системы поднятий расположена наиболее погруженная часть краевого прогиба — Нюйско-Джербинская впадина, нижнепалеозойские структуры которой на северо-востоке перекрыты мезозойским чехлом Вилюйской синеклизы.

Южнее Пеледуя (до р. Ушаковки) в толще нижнего палеозоя развиты линейно-прерывистые складки, сначала северо-восточного, а затем субмеридионального простирания, четко отражающего изменения в ориентировке складчатых структур Байкальского орогена. Наиболее крупными положительными структурами второго порядка в южной части прогиба, включая его платформенный борт, являются Хандинский, Божеханский, Лено-Киренгский, Марково-Ичерский и другие валы, длина которых варьирует от 70 до 200 *км*. Из них первые два, по-видимому, относятся к группе антиклинальных складок общего смятия, а последние — к группе соляных антиклиналей. В пределах валов выделяются «цепочки» локальных брахиантиклиналей, образование которых связано с ундуляцией осей главных структур.

Среди многочисленных разрывных нарушений выделяются две основные группы: глубинные разломы древнего заложения и разрывы, приуроченные к крыльевым частям антиклинальных структур. Для всех разрывных нарушений характерны байкальские простирания. Как и на юго-западе Сибирской платформы, система глубинных разломов ассоциирует в основном с внутренней зоной краевого прогиба. Восточнее этой зоны отложения нижнего палеозоя сохранились только в синклинориях, что указывает на интенсивное воздымание Байкало-Патомского нагорья в послекаледонскую эпоху.

Предуральский краевой прогиб прослеживается вдоль складчатых структур западного склона Урала от Устюрта на юге до Новой Земли на севере. Протяженность прогиба более 2200 *км*, ширина 60—75 *км* на юге и 100—150 *км* в приполярной его части. Наибольшая ширина отмечается в районе хр. Пай-Хой Печорского бассейна [Войновский-Кригер, 1956]. В региональном плане местами наблюдается четковидное строение прогиба. Формирование прогиба связано с заключительной стадией развития

Уральской геосинклинали и относится к длительному отрезку геохрона: от позднего карбона до конца триаса, т. е. охватывает два геологических периода (В. Д. Наливкин, 1950 г.).

Основание краевого прогиба, по данным О. А. Кондиайн (1966 г.), гетерогенное. Северная его часть от Колчимско-Полюдовского поднятия и южная от широтного отрезка р. Белой заложены на месте внешнего прогиба Уральской геосинклинали и, следовательно, характеризуются унаследованным развитием; центральная часть ассоциирует с периферической зоной Русской платформы и является наложенной структурой. Поперечный профиль прогиба асимметричный, западный его борт пологий (3—15°), восточный — крутой (до 30—40°).

Рассматриваемый краевой прогиб осложнен крупными поперечными поднятиями фундамента, которые разделяют его на несколько прогибов второго порядка. Самый южный из них — Березовский прогиб протягивается до поднятия Каратау; между поднятиями Каратау и Полюдов Камень расположен Соликамский прогиб, от последнего до гряды Чернышева — Печорский прогиб и, наконец, самый северный — Каратаихинский прогиб. Западная граница прогиба в основном проходит вдоль тектонического шва платформы, к разломам которого приурочены брахиантиклинальные структуры типа Уфимского вала и гряды Чернышева. Граница на востоке проводится между зоной линейных складок и надвигов западного склона Урала и его центральным антиклинорием (В. П. Горский, 1966 г.). В основании разреза формаций краевого прогиба залегает верхнекаменноугольный флиш, относимый к геосинклинальным образованиям [Пущаровский, 1959].

В начале раннепермской эпохи относительное тектоническое опускание центральной зоны краевого прогиба превышало скорость осадконакопления, что обусловило формирование в этой зоне маломощной (100—400 *м*) толщи глинисто-карбонатных пород. Внутренняя зона представляла компенсированную часть прогиба, в котором накапливалась морская терригенная моласса (мощность 1500—3000 *м*). На платформенном борту прогиба образовалась рифовая формация известняков мощностью более 1000 *м* (Ишимбаево). Следующая по стратиграфическому разрезу соленосная моласса отвечает кунгурскому ярусу. Мощность ее на западном борту прогиба составляет около 500 *м*, в центральной зоне, где наиболее широко развиты каменная и калийная соли, от 400 до 1500 *м* и на восточном борту 300—400 *м*.

Верхняя пермо-триасовая часть разреза в краевом прогибе представлена красноцветной молассой, которая сложена терригенно-глинисто-карбонатными породами с участием конгломератов, либо преимущественно песчаниками и конгломератами. Последние преобладают в центральной зоне прогиба. Мощность красноцветной молассы у приплатформенного борта составляет 1600 *м*, в центральной зоне более 5000 *м* и на внутреннем борту 3200 *м*.

В Печорском прогибе кунгурская соленосная и вышележащая красноцветная молассы постепенно сменяются угленосными формациями, мощность которых в Воркутинской мульде составляет более 10 000 *м*, уменьшаясь по направлению к приплатформенному борту до 2000 *м* (А. В. Македонов, 1965 г.).

Соотношение складчатых и разрывных дислокаций в различных зонах прогиба имеет много специфических особенностей, что находится в прямой зависимости от характера сопряжения тех или иных участков орогенной области Урала и Русской платформы. Во внутренней зоне прогиба широко развиты линейно-прерывистые асимметричные складки субмеридионального простирания, разделенные сравнительно пологими синклиналями. Складки часто осложнены (особенно их западные крылья) разрывными нарушениями,

ориентированными согласно с простиранием складчатых структур, однако отмечаются и поперечные разрывы (Бельский прогиб). В зоне глубинного разлома вблизи орогенной области наблюдаются надвиги, а также опрокинутые на запад (в сторону платформы) узкие складки. По наблюдениям автора подобные опрокинутые складки широко развиты в пермских отложениях западного склона Полярного Урала (бассейн р. Лемвы). Амплитуда вертикальных смещений пород по разрывам варьирует от 200 до 1000 *м* и более. Для центральной зоны в Березовском и Соликамском прогибах характерны весьма контрастные брахискладки, а также соляные антиклинали с диапировыми осложнениями в сводах. Среди брахиантиклинальных складок отмечаются сравнительно пологие с углами падения на крыльях 20—30° и узкие крутые антиклинали, крылья которых часто разбиты сбросами. В приплатформенной зоне названных прогибов подобные сложные формы складок исчезают и появляются пологие структуры платформенного типа.

В Печорском прогибе (Воркутинский район), по нашим данным, отмечается развитие пологих валов и мульд, протягивающихся на десятки километров и местами осложненных разрывными нарушениями. По направлению к западу (реки Инта, Кось-ю) эти структуры еще более выполаживаются и угленосные отложения залегают почти горизонтально. При движении на восток интенсивность складчатости, напротив, заметно возрастает и в предгорьях Полярного Урала местами (р. Кечь-Пель) автором наблюдались типичные изоклинальные складки.

Изложенные данные по трем сопоставляемым краевым прогибам, сведены в табл. 5, в которой нашли отражение главнейшие морфогенетические признаки этих структур.

Сравнительный анализ Присаяно-Енисейского, Прибайкало-Ленского и Предуральского краевых прогибов позволяет говорить о том, что данные структуры характеризуются многими общими чертами развития. Все они связаны с целыми орогенными областями и по своим размерам должны относиться к категории крупнейших краевых прогибов. Их формирование происходило на геосинклинальном основании (флишевая формация) — во внутренней зоне и на платформенном — во внешней. С орогенными областями эти прогибы сопряжены в основном по зонам глубинных разломов или краевых швов.

Полный ряд формаций, представленных молассами, характерен для Предуральского и Присаяно-Енисейского краевых прогибов. В Прибайкалье типичными для краевых прогибов являются молассовидная и соленосная формации, тогда как вышележащие красноцветная и морская сероцветная — широко развиты и в центральных районах Сибирской платформы. Мощности формаций в Прибайкало-Ленском прогибе наименьшие.

Обращает внимание наличие в нижнепалеозойских прогибах Сибири одного структурного комплекса (яруса), что указывает на устойчивое во времени и пространстве прогибание этих структур. В Предуральском прогибе, судя по двум структурным комплексам и сложному строению антиклинальных складок, тектонические движения были более интенсивными и разного знака. Миграция рассматриваемых прогибов в сторону платформы четко прослеживается только во второй стадии их развития, связанной с ордовиком в Восточной Сибири и с пермо-триасом в Предуралье.

Предуральский краевой прогиб имеет большую протяженность и осложнен тремя крупными поперечными выступами, а сопоставляемые с ним Сибирские прогибы обладают несколько меньшими размерами и единичными поперечными выступами.

Таблица 5

Сравнительные данные по краевым прогибам

Морфогенетические признаки прогибов	Присаяно-Енисейский	Прибайкало-Ленский	Предуральский
Протяженность прогиба, *км*	Около 1500	До 2100	Более 2200
Ширина, *км*	От 80 до 220	От 60 на юге до 200 на северо-востоке	От 60 на юге до 1.0 на севере
Основание	Гетерогенное		
Период формирования	Кембрий — ордовик	Верхний венд — ордовик?	Пермь — триас
Ряды формаций	Флишоидная→молассы: соленосная→красноцветная терригенная→→морская песчано-глинистая	Молассовидная→→соленосная→→красноцветная→морская сероцветная	Молассы: морская сероцветная→соленосная→красноцветная терригенная
Время некомпенсированного развития	Усольское (пригеосинклинальная зона)	Усольское (пригеосинклинальная и центральная зоны)	Артинское (центральная зона)
Максимальная мощность формаций, *м*	До 7000	До 4000—5000	До 7000—10 000
Структурные комплексы	Один (нижнепалеозойский)		Два (нижнепермский и нижнетриасовый?)
Сочленение с орогенной областью	По глубинным разломам		
Поперечные выступы:			
а) платформенного развития	—	Пеледуйское поднятие	Полюдов Камень (?)
б) орогенного развития	Иркинеевский выступ	—	Каратау, гряда Чернышева
Наибольшая миграция прогиба в сторону платформ	В ордовике		В пермо-триасе
Типы складок:			
а) складки общего смятия	В пригеосинклинальной зоне	В пригеосинклинальной и центральной зонах	В пригеосинклинальной зоне
б) соляные антиклинали	В центральной и внешней зонах	Во внешней зоне	В центральной зоне
в) соляные купола	—	—	В центральной зоне (южная часть прогиба)
г) брахиантиклинали	В центральной и внешней зонах		
д) платформенные поднятия	Во внешней зоне		
Роль дизъюнктивной тектоники	Небольшая	Значительная (во внутренней зоне)	Значительная

Во всех трех сопоставляемых прогибах наблюдается закономерное выполаживание складчатых структур по направлению от орогенной области к платформе, от линейных очень крутых складок до пологих изометричной формы поднятий платформенного типа. Весьма широко развиты соляные антиклинали в центральных зонах прогибов, за исключением Прибайкало-Ленского, где подобные структуры тяготеют к внешней зоне. Соляные купола развиты только в южной части Предуралья (Березовский прогиб). Некоторые

элементы диапиризма отмечаются и в Восточно-Сибирских прогибах. Согласно классификации Н. А. Сягаева (1966 г.), все три сопоставляемые структуры ограничения платформ относятся к группе позднегеосинклинальных или передовых прогибов, сопряженных с первично-орогенными (геосинклинальными) областями.

По объему и полноте формационного ряда Присаяно-Енисейский краевой прогиб, как и Предуральский, характеризуется чертами полного развития, тогда как Прибайкало-Ленский прогиб, возможно, относится к группе зачаточных прогибов.

ЗОНА ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА (КРАЕВОГО ШВА)

На всем протяжении границы Сибирской платформы с Саяно-Енисейским складчатым поясом, от оз. Байкал до г. Игарки, прослеживается система крупных разрывных нарушений, ассоциирующаяся в южной части с внутренней зоной краевого прогиба и приуроченная к толщам пород различного возраста. Данные разрывные нарушения имеют, вероятно, древнее заложение, поскольку уже в раннекембрийское время они разграничивали зоны формирования соленосной молассы и терригенно-карбонатной формации (о чем говорилось выше). Все это позволяет рассматривать региональную систему разрывных нарушений как крупный глубинный разлом древнего заложения и весьма длительного развития. Зона глубинного разлома являлась, по-видимому, первичной (докембрийской) структурой сочленения Сибирской платформы с Саяно-Енисейской геосинклиналью, т. е. представляла собой краевой шов, на котором в эпоху раннего палеозоя местами сформировался краевой прогиб.

Отдельные сегменты краевого шва продолжали развитие на протяжении всего палеозоя и мезозоя. Такие сегменты краевого шва известны в Иркутском Присаянье и Туруханском районе, где структуры краевых прогибов отсутствуют, а в зонах сочленения платформы (соответственно Иркутского погребенного поднятия и Туруханской антеклизы) со складчатым поясом широко развиты дизъюнктивные структуры.

В предгорьях Восточного Саяна разрывные нарушения в зоне краевого шва известны на реках Олхе, Иркуте, Китое, Уде, Бирюсе и Тагуле. Наиболее контрастен Олхинский надвиг, который приурочен к толще пород различного возраста — от архея до нижнего кембрия [Сулимов, 1960].

Зона рассматриваемых нарушений четко прослеживается вдоль Восточного Саяна до рек Тагула и Туманшета. На р. Уде, у дер. Богатырь, к этой зоне разлома приурочено задернованное понижение в рельефе, на юго-западной стороне которого выносятся утесы оселочной свиты позднего докембрия с падением слоев СВ 70°, $\angle$ 20°, а на противоположной (поднадвиговой) — верхоленские красноцветы, слои которых дислоцированы под углом 70°. На реках Бирюсе и Уде по разлому контактируют доломиты карагасской свиты вендского комплекса с измененными эффузивами и кварцитами бирюсинской свиты нижнего протерозоя.

В Канском районе фрагменты зоны глубинного разлома установлены по данным сейсморазведки (Б. К. Киселев и др.) в районе дер. Тайны. Разломами здесь ограничены юго-западное крыло и сводовая часть Тайнинской антиклинали. Амплитуда смещения отдельных блоков достигает 1000 *м*.

В предгорьях Южно-Енисейского кряжа вследствие плохой обнаженности плоскости разломов обычно не прослеживаются, хотя их существование не может вызвать сомнений, поскольку местами (реки Мурма, Ильинка и др.) наблюдается непосредственное сближение протерозойских метаморфи-

ческих образований с осадочными толщами нижнего кембрия. Основываясь на интерпретации геофизических материалов, А. П. Булмасов (ИГУ) считает, что для зоны разломов восточного склона Енисейского кряжа характерны линейные магнитные аномалии значительной интенсивности и большие градиенты аномалии силы тяжести. Восточнее этой зоны, на площади краевого прогиба, отмечается спокойное или слабо возмущенное магнитное поле и повышенные значения гравитационных аномалий.

В районе Иркинеевского антиклинория (р. Ангара) зона разломов изучалась С. В. Обручевым [1935], Г. И. Кириченко (1955 г.), Ю. А. Кузнецовым (1952 г.), Б. В. Шибистовым (1962 г.) и другими, отмечавшими чрезвычайно большую разветвленность дизъюнктивных нарушений, образующих в низовьях р. Ангары сложную систему разломов и сбросов. Амплитуда смещения отдельных блоков определяется в несколько тысяч метров.

Севернее р. Ангары в пределах восточного склона Енисейского кряжа фрагменты краевого шва прослеживаются от верховьев рч. Енды на северо-запад, через районы верхнего течения рек Горбилока, Большого Пита и Теи. На отрезке от р. Теи до р. Чапы, у устья р. Чингасана, выделяется Нойбинский сброс, между устьями рек Мандры и Немчаны — Мандринский и т. д. По плоскости сбрасывателей обычно смещаются (с амплитудой до 1—2 *км*) юго-западные блоки, сложенные породами верхнего протерозоя.

Зона краевого шва, к северу от Енисейского кряжа, проводится нами вдоль р. Енисея до Игаро-Норильского района *. Объективности ради отметим, что изучение Северо-Енисейской зоны глубинных разломов затруднено из-за покрова мезозойско-кайнозойских отложений. В какой-то мере исключением является Игарский район, где выходы позднедокембрийских пород позволяют определить положение краевого шва. Здесь на расстоянии нескольких километров (в субширотном сечении) происходит резкая смена складчатых форм в толще позднего докембрия от линейных складок с интенсивно развитым кливажом осевой плоскости на западе до относительно пологих пликативных структур платформенного или промежуточного типа на востоке (лишь в зонах разрывов наблюдается некоторое усложнение этих структур). Нижняя формация позднего докембрия в западной части Игарского района представлена терригенно-эффузивными породами, для которых характерна быстрая пространственная смена фациальных обстановок. Восточнее синхронные образования имеют преимущественно терригенный состав и, видимо, не испытывают столь существенных фациальных изменений. Кроме того, есть основания предполагать, что в западной части района в отличие от восточной значительно выше градиент изменения мощностей рассматриваемых отложений и в них чаще встречаются глубокие размывы. Все это свидетельствует о различных геотектонических условиях формирования позднедокембрийских пород: геосинклинальных в западной зоне Игарского района и платформенных — в восточной. Таким образом, в пределах Игарского района фиксируется граница докембрийской Сибирской платформы и смежного складчатого пояса.

В современном структурном плане к этой границе приурочен крупный субмеридиональный разлом. В разрезе позднедокембрийских и перекрывающих их нижнепалеозойских образований близ указанного разлома отсутствуют формации, характерные для краевых прогибов. Все изложенное позволяет считать наиболее вероятной структурой ограничения Сибирской платформы на описанном участке — краевой шов.

* Раздел о Северо-Енисейском краевом шве написан В. С. Старосельцевым.

Аналогичное сочленение платформы и складчатого пояса имеет, видимо, место и в Туруханском районе, где к западу от предполагаемой зоны краевого шва скважинами под мезозойским чехлом вскрыты сильно дислоцированные терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия в фациях, характерных для одновозрастных отложений Енисейского кряжа. К востоку от этой зоны, на реках Нижней и Сухой Тунгусках, Летней и других (правобережье Енисея), разрезы одновозрастных пород, как уже отмечалось, представлены карбонатными формациями платформенного типа, слагая пологую моноклиналь с падением слоев в сторону краевого шва (рис. 27). Все это приводит авторов к убеждению, что северная ветвь Саяно-Енисейского складчатого пояса контактирует с прилежащими структурами Сибирской платформы, в частности с Туруханской нижнепалеозойской антеклизой, по краевому шву.

В зоне рассматриваемого глубинного разлома местами наблюдаются интенсивные дислокации молодого (послеюрского) возраста. В частности, в истоках р. Ангары на рч. Шинихте (Иркутское Присаянье), на оз. Улюколь

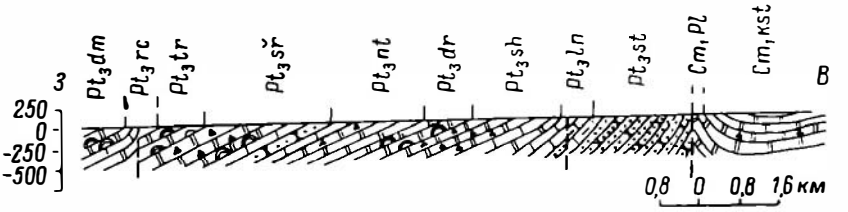


Рис. 27. Схематический геологический профиль по р. Нижней Тунгуске от устья до ур. Стрельные Горы (по Г. В. Козлову и И. И. Сулимову).

Свиты: Pt_3dm — дурномысская, $Pt_3rč$ — речкинская, Pt_3tr — туруханская, $Pt_3šr$ — шорихинская, Pt_3nt — нижнетунгусская, Pt_3dr — деревнинская, Pt_3sh — сухотунгусская, Pt_3ln — Линок, Pt_3st — стрельногорская, Cm_1pl — платоновская, Cm_1kst — костинская.

и в районе дер. Хаерино (восточный склон Енисейского кряжа) в толще юрских отложений известна мелкая складчатость с углами падения на крыльях складок до 50° и более. При удалении от зоны разлома в сторону платформы складчатость затухает, и через 2—3 *км* юрские слои залегают почти горизонтально [Сулимов, 1963].

Изложенные данные свидетельствуют о том, что разрывные нарушения палеозойского и послеюрского возраста пространственно тяготеют к зоне краевого шва Сибирской платформы. Фрагменты глубинного разлома хорошо прослеживаются в толще палеозоя и мезозоя, а также фиксируются при анализе структурно-фациальных зон раннекембрийской эпохи. Следовательно, молодые разломы и взбросо-надвиги в предгорьях Енисейского кряжа и Восточного Саяна являются в основном унаследованными от глубинного разлома древнего заложения и частично возникшими в мезозойско-кайнозойскую эпоху, в результате интенсивного воздымания Саяно-Енисейского орогена.

Наличие пликативных дислокаций в платформенном чехле около зоны глубинного разлома указывает на проявление в Саяно-Енисейском складчатом поясе тангенциальных напряжений не только в геосинклинальную, но и в геоантиклинальную стадии развития этого региона.

САЯНО-ЕНИСЕЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Согласно взглядам Ю. М. Шейнманна [1959], складчатые пояса, или области завершенной складчатости, представляют структуры обрамления платформ и характеризуются двумя основными особенностями: 1) значи-

тельной остаточной тектонической активностью и 2) унаследованностью позднейших движений. По характеру развития выделяются два типа складчатых поясов: непрерывной смены геологических циклов (Аппалачи) и прерывистого развития, когда на сформировавшейся складчатой области долгое время сохраняется геоантиклинальный режим (Кордильеры и др.). Последний тип структуры, как будет видно из дальнейшего изложения, весьма характерен и для Саяно-Енисейского складчатого пояса.

К рассматриваемой территории приурочена главным образом внешняя зона складчатого пояса, куда входят северо-западный склон Восточного Саяна и Енисейский кряж, включая северную его часть, погребенную под чехлом мезозойских, а местами и верхнепалеозойских отложений. В пределах этой зоны расположен входящий в Сибирскую платформу угол, образуемый Иркинеевским выступом, Кийско-Сурнихинский, Манско-Кужинский, Боксон-Сархойский, Ухагальский, Сагансарайский синклинории и ряд внутренних геоантиклинальных поднятий нижнепалеозойского возраста, а также описанные выше западная часть Тайшет-Рыбинской наложенной впадины девонского возраста, южная периклиналь Мурско-Усолкинского верхнепалеозойского прогиба и несколько юрских предгорных впадин (Бородинская, Саяно-Партизанская, Питская).

В пределах Восточного Саяна и Енисейского кряжа широко развиты архейско-протерозойские сильно измененные интрузивные и осадочно-вулканогенные породы, дислоцированные в сложную систему крутых часто запрокинутых и изоклинальных складок, простирание которых обычно согласуется с ориентировкой названных горных массивов. Главные структуры этих массивов, согласно исследованиям С. В. Обручева [1942, 1949], В. Е. Диброва [1960], Г. И. Кириченко (1955, 1956 гг.), Ю. А. Кузнецова [1952], Д. И. Мусатова [1962, 1964] и других, представлены мегантиклинориями, в которых эрозионный срез достиг наиболее древних докембрийских образований, и синклинориями, для которых характерны позднедокембрийские и местами нижнепалеозойские породы.

Складчатые структуры обычно осложнены многочисленными разрывными нарушениями, среди которых выделяются региональные глубинные разломы: Прибайкальский, Байкало-Енисейский, или Главный Саянский, и др. К сводам мегантиклинориев приурочены крупные интрузии гранитоидов различного возраста: от протерозойского до каледонского. Магнитное поле в пределах этих складчатых структур сильно дифференцировано, причем положительные и отрицательные аномалии имеют отчетливую линейную ориентировку. Интенсивность магнитных аномалий обусловлена, по-видимому, наличием интрузивных тел основного состава, обладающих высокой магнитной восприимчивостью. В Иркинеевском антиклинории породы рифея обладают максимумом аномального магнитного поля и максимумом силы тяжести.

Согласно данным бурения и геологических исследований [Сулимов, 1963], связующим звеном между структурами Енисейского кряжа и Восточного Саяна в Канско-Рыбинском районе является опущенный блок складчатого основания, перекрытый чехлом девонских отложений.

По данным Г. И. Кириченко (1952 г.), К. В. Радугина (1952 г.), Д. И. Мусатова (1961, 1964 гг.), В. В. Хоментовского [1959], М. А. Семихатова [1960] и других рассматриваемая область в верхнем протерозое являлась частью огромной Саяно-Алтайской геосинклинали. Замыкание этой геосинклинальной области многими геологами связывается с байкальской складчатостью, возраст которой Н. С. Шатским [1932, 1935] условно определялся периодом конца протерозоя (рифей) — первой половиной кембрия.

В. Е. Хаиным [1964] в составе байкалид были выделены три фазы складчатости: 1) ранняя фаза в геохроне 1100—1000 млн. лет, 2) средняя — 800 млн. лет, 3) завершающая — делийская или поздняя, включающая салаирскую фазу, которая, по Н. С. Шатскому, В. Е. Хаину, Г. Штилле, является заключительной складчатостью байкальского этапа. Следует при этом отметить, что М. В. Муратов [1964] последний этап салаирской складчатости связывает с эпохой ордовика — позднего палеозоя, что отвечает каледонскому этапу складкообразования классической схемы орогенических циклов Европы.

Д. И. Мусатов, много лет изучавший Саяно-Алтайскую складчатую область, пришел к следующему выводу: «Разделить на рассматриваемой территории байкалиды и каледониды невозможно. Даже в «классических байкалидах» Енисейского кряжа и северного фаса Восточного Саяна сейчас известны геосинклинальные формации верхней половины кембрия и даже ордовика» [Мусатов, 1962, стр. 42]. В этой зоне им выделяются и гранитоиды геосинклинального типа (включая посторогенные гранитоиды), имеющие ордовикский и даже нижнедевонский возраст. С указанным временем Е. В. Павловский [1956] связывает проявление в данной зоне Восточного Саяна каледонской складчатости и окончательное отмирание геосинклинального режима. Это подтверждается и приводимыми нами данными о составе и характере дислокаций нижнепалеозойских осадочных формаций краевого прогиба.

Для правильного понимания истории развития Саяно-Енисейской геосинклинали в эпоху раннего палеозоя рассмотрим строение отдельных внутренних прогибов, в которых сохранились нижнепалеозойские отложения.

Кийско-Сурнихинский прогиб на западном склоне Енисейского кряжа, по данным Д. И. Мусатова и М. И. Волобуева [1964], характеризуется линейной ориентировкой, четковидным и асимметричным строением и значительной мощностью отложений. Вендский терригенный комплекс залегает на породах верхнего протерозоя с региональным угловым несогласием. В подошве нижнего кембрия — только местные несогласия. Карбонатная толща ленского яруса иногда прорвана пегматитами. В последующем этот прогиб распался на несколько обособленных впадин (Касская, Киликейская и др.), в которых на протяжении среднего-верхнего кембрия, ордовика и силура (?) накапливались красноцветная терригенная и порфировая формации. В силуре проявился магматизм щелочных пород (Кийский массив щелочных пород) ортофиров и порфиров, характерный для межгорных впадин. С этой стадией связано интенсивное воздымание внутренних геосинклинальных поднятий, поставлявших огромные массы обломочного материала для формирования моласс в прогибах.

В Манском синклинории В. В. Хоментовский (1960 г.), учитывая неоднородность его структуры, выделяет Солбинский, Жержульский (или Центральный) и Усть-Манский прогибы, которые характеризуются несколько различными типами разрезов и отделены друг от друга поднятиями. Отложения вендского комплекса (граувакковая и флишоидная формации) в Солбинском прогибе залегают на рифее согласно, в Жержульском прогибе — на метаморфических породах протерозоя с региональным угловым несогласием. Между нижним кембрием и вендом резких угловых несогласий нет. Однако они отмечаются между колбинской (Cm_1) и баджейской (Cm_{2-3}), а также баджейской и нарвской (Cm_3 — О?) свитами. Эти угловые несогласия указывают на усиление тектонических движений и некоторые изменения структурных планов в соответственные отрезки геохрона. Баджей-

ская грубообломочная моласса связана, вероятно, с формированием в ордовике межгорной впадины (орогенная стадия).

Боксон-Сархойский, Ухагальский и Сагансарайский внутренние прогибы Восточного Саяна наложены на структуру крупного докембрийского синклинория. Согласно исследованиям Ф. К. Волколакова [1966] на южном крыле первого из названных прогибов отмечается резкое несогласие между докембрийскими и нижнепалеозойскими складчатыми структурами. В пределах этих прогибов выделяется ряд узких и крутых антиклинальных и синклинальных складок, осложненных системой продольных и секущих разломов.

Осадочно-эффузивная формация позднего докембрия залегает на верхнем протерозое с резким угловым несогласием. Карбонатная формация нижнего кембрия начинается с базального горизонта, связанного с перерывом. Верхнекембрийская грубообломочная моласса (в объеме яматинской свиты) залегает на подстилающих отложениях кембрия с региональным угловым несогласием. Следовательно, орогенная стадия развития геосинклинали здесь начинается в позднем кембрии.

В прогибах северо-западного Прибайкалья (реки Кунерма, Окунайка) флишоидные отложения ушаковской свиты залегают на байкальском комплексе с региональным угловым несогласием. В вышележащей толще кембрия и ордовика перерывы и несогласия, по данным М. П. Лобанова и других [1964], не наблюдаются и только силурийская красноцветная терригенная моласса (орночеканская свита), связанная, по-видимому, с межгорной впадиной, залегает с угловым несогласием на различных горизонтах нижнего палеозоя.

Таким образом, в послерифейской структуре Саяно-Енисейского складчатого пояса по соотношению различных формаций во внутренних прогибах намечаются три стадии развития: 1) геосинклинальная стадия, продолжавшаяся до конца кембрия в Енисейском кряже, Восточном Саяне и до силурийского периода в северо-западном Прибайкалье; 2) стадия межгорных впадин, связанная с ордовикской эпохой в Енисейском кряже, Восточном Саяне и с силурийской — в Прибайкалье; 3) геоантиклинальная стадия — соответственно в названных районах начиная с силура и девона и до современной эпохи.

Д. И. Мусатов [1964] на примере Кийско-Сурнихинского (Енисейского, по М. А. Семихатову) прогиба послерифейскую структуру геосинклинали Енисейского кряжа называет вторичной геосинклиналью, которая, по его мнению, развивалась в геохроне 850—500 млн. лет.

Большое значение для выяснения вопроса о времени формирования структур Саяно-Енисейского складчатого пояса имеют определения абсолютного возраста изверженных пород радиологическими методами.

Согласно последним исследованиям Д. И. Мусатова (1966 г.), возраст гранитов Нижне-Канского массива, прорывающих бахтинские эффузивы верхнего рифея, по данным Э. К. Герлинга и Ю. М. Артемова, составляет 535 млн. лет по изохронному методу и 505 млн. лет по K-Ar методу. Таким образом, в Енисейском кряже доказан гранитный магматизм нижнепалеозойского возраста. Близкий к этому возраст (определен по эвксениту) у щелочных сиенитов среднего течения р. Татарки — 530 ± 40 млн. лет (кембрий). Наиболее молодыми интрузивными породами Енисейского кряжа являются щелочно-ультраосновные породы Кийского массива, возраст которых по K-Ar методу равен 412 млн. лет (силур). В Восточном Саяне, по данным М. И. Волобуева и И. Д. Мусатова [1964], возраст пегматитов щелочных сиенитов Крыжинского массива по биотиту составляет 475 млн. лет и габбро-

диоритов массива в бассейне р. Прорвы — 490 млн. лет (ордовик). В северо-западном Прибайкалье, по М. П. Лобанову (1964), возраст по К-Ar методу гранитоидов и сиенитов из массивов рек Окунайки, Джелтулай и других варьирует по данным нескольких десятков определений от 464 (ордовик) до 236 млн. лет (пермь).

Приведенных данных по абсолютному возрасту различных интрузий вполне достаточно, чтобы говорить о том, что стадии проявления различного типа магматизма хорошо согласуются с этапами формирования во внутренних прогибах Саяно-Енисейской геосинклинали главного структурного комплекса, в объеме вендских и кембрийских формаций, и орогенного комплекса, включающего молассы верхнего кембрия — ордовика (в Прибайкалье — силура).

Вопрос о продолжении Байкало-Саяно-Енисейского складчатого пояса к северу от Енисейского кряжа является дискуссионным. Одни исследователи (Спижарский [1958]; Мусатов, 1960, 1964 гг.) признают возможным такое продолжение, по представлениям других [Накоряков, 1961; Мирошников, 1961; Голубков, 1963] — на левобережье Енисея (ниже устья р. Елогуя) байкалиды отсутствуют, и Сибирская платформа простирается далеко на запад. Некоторые сторонники [Драгунов, Смирнова 1964; Баженова, Высоцкий, 1965] последнего направления считают, что на рассматриваемой территории в конце протерозоя — начале палеозоя развивался крупный авлакоген.

Позднедокембрийские породы вскрыты на левобережье Енисея несколькими скважинами в субмеридиональной полосе длиной более 600 *км* (от пос. Потапова на севере до устья Елогуя на юге) и шириной около 50 *км*. Они представлены зелеными и зеленовато-серыми хлорит-биотитовыми, хлорит-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми и черными графитизированными сланцами, значительно метаморфизованными карбонатными породами, а также кварцевыми амфиболитами и другими породами, близкими по литологическим признакам одновозрастным образованиям Енисейского кряжа. Все эти породы интенсивно дислоцированы, в большинстве случаев углы падения достигают 70—85°.

Для позднедокембрийских образований западной зоны Игарского района, входящей в состав указанной выше субмеридиональной полосы, характерна полная линейная складчатость с четко выраженным кливажом осевой плоскости. В составе рассматриваемых образований значительное место занимают сланцы, основные эффузивы и их туфы. Подобные особенности состава и строения позднедокембрийского структурного яруса не могли быть обусловлены типично платформенным режимом тектонических движений. Авлакогенной природе этой полосы противоречат следующие данные. Обычно авлакогены либо генетически связаны с внутренними углами платформ, либо образуются внутри последних. Структуры Енисейского кряжа, судя по геофизическим полям, довольно четко прослеживаются на север вдоль Енисея. При наличии авлакогена на рассматриваемой территории мы должны наблюдать где-то севернее Енисейского кряжа внутренний угол древней платформы, ориентированный вершиной на север с соответствующим поворотом геосинклинального складчатого пояса в западном или северо-западном направлении. Однако известные в настоящее время геофизические данные противоречат этому. Кроме того, сопоставление состава и характера дислокаций позднего докембрия свидетельствует о полной однотипности условий их формирования на всем протяжении рассмотренной зоны. Здесь совершенно нет данных, указывающих на постепенную смену (к северу) геосинклинальных условий платформенными, столь характерную для типичных

краевых поперечных прогибов платформ [Шатский, 1945, 1947]. Отсутствуют также материалы, доказывающие предшествующее платформенное развитие этой территории. Напротив, имеются данные о геосинклинальном ее развитии в раннем и среднем протерозое (Наливкин и др., 1965 г.). Все это позволяет считать маловероятным существование в докембрии Енисейского авлакогена.

Изложенное выше показывает, что в позднем докембрии в субмеридиональной зоне, протягивающейся к северу от Енисейского кряжа вдоль Енисея, скорее всего, происходило формирование северной ветви Байкало-Саяно-Енисейской геосинклинали.

Приведенные данные об осадочных формациях, развитых во внутренних и краевых прогибах, о характере складок в толще нижнего палеозоя, возрасте различных интрузивных комплексов, структурно-фациальных зонах и т. п. свидетельствуют о том, что геосинклинальная стадия развития Саяно-Енисейского складчатого пояса закончилась в конце раннепалеозойской эпохи, при этом замыкание остаточных геосинклинальных ванн, складкообразование и инверсия отдельных зон происходили на различных участках геосинклинали в разное время (от позднего кембрия до силура).

Последующая геоантиклинальная стадия развития складчатого пояса характеризуется интенсивными вертикальными подвижками по зонам глубинных разломов, образованием системы новых разрывных нарушений, ограничивающих крупные блоки горноскладчатых массивов. Весьма широкое развитие получили эрозионные процессы, обусловившие размыв нижнепалеозойских пород на значительной части территории складчатого пояса, включая его Северо-Енисейскую ветвь. Только в синклинориях и на внешних бортах массивов существовали условия для их сохранения.

Вертикальные движения блоков начиная с силура и на протяжении всего девона были разнонаправленными, что привело к образованию грабенообразных впадин в верхнем течении р. Кана и р. Рыбной (Рыбинская межгорная впадина), в верховьях р. Мурмы (Енисейский кряж) и в районе устья р. Подкаменной Тунгуски, включая смежное левобережье Енисея. Контуры последней впадины неясны, поскольку ее структуры закрыты мезозойскими отложениями. Судя по данным колонкового бурения, в районе р. Комсы под мезозойским чехлом вскрыты красноцветные лагунные отложения, характерные для девонского разреза смежного Бахтинского участка Сибирской платформы.

В Рыбинской впадине девонская система представлена всеми тремя отделами. На юге впадины, по данным В. А. Крюкова и других (1960 г.), для нижнего девона характерна вулканогенно-осадочная формация (мощность до 3500 *м*) с преобладанием среди эффузивных пород альбитофиров и кварцевых порфиров. Этот факт свидетельствует об интенсивном проявлении в указанном геохроне вулканизма и блоковой тектоники. На остальной площади впадины развиты преимущественно глинисто-терригенные красноцветные отложения среднего и верхнего девона. Девонская толща в целом в пределах этой впадины дислоцирована слабо. Антиклинальные поднятия платформенного типа, как отмечалось выше, приурочены в основном к небольшим эрозионным выступам складчатого кембрия.

В других районах рассматриваемой зоны Саяно-Енисейского складчатого пояса в девонскую и последующую эпоху продолжалось геоантиклинальное развитие, иногда с проявлением магматизма; господствовали процессы денудации и выветривания. Подобная геотектоническая обстановка сохранилась в северной ветви Енисейского кряжа, в южной части Восточного Саяна (Олхино-Китойский район) и в Байкало-Патомском нагорье.

На площади девонских впадин в верхнем палеозое местами фиксируется унаследованное прогибание. Мурско-Усолкинский верхнепалеозойский прогиб своим южным краем заходит в пределы Рыбинской впадины, а его западная часть распространяется до устья р. Ангары, захватывая прилегающие районы современного Енисейского кряжа. Судя по ряду выходов флинтклея и базальных конгломератов тушамской свиты C_1, сохранившихся в отрицательных структурах, отложения пермо-карбона имели в пределах Енисейского кряжа широкое распространение.

Они известны и в более северных районах Енисейской зоны, в частности, около Туруханска, где скважинами вскрыты углисто-глинистые аргиллиты, алевролиты и песчаники катской (?) свиты C_{2-3}. Седиментационный процесс в этой зоне продолжался и в юрско-меловое время. Сформировавшийся на складчатом основании осадочный чехол дислоцирован в пологие платформенные структуры типа мегавалов, куполовидных поднятий и мульд. Все это позволяет говорить о том, что Северо-Енисейская зона начиная с верхнего палеозоя утратила свойства подвижности, характерные для складчатых поясов, и после образования на ней осадочного чехла стала неотъемлемой частью Западно-Сибирской эпигерцинской плиты.

На остальной большей по площади части Саяно-Енисейского складчатого пояса мезозойское время характеризуется интенсивной тектонической жизнью, преимущественным воздыманием и обновлением древних разломов. В начале юрской эпохи отдельные участки этого региона претерпевают опускание, что приводит к образованию сравнительно небольших межгорных прогибов: Питского, Саяно-Партизанского, Бородинского и др. В пределах этих прогибов юрские отложения местами интенсивно дислоцированы. Мелкие складки описаны М. М. Одинцовым и П. П. Скабичевским [1937] на р. Пите. В Саяно-Партизанском прогибе по юрским слоям фиксируются брахиантиклинали с углами падения на крыльях до 35° [Сулимов, 1963]. Наличие подобных дислокаций в юрской толще свидетельствует о тектонической активности рассматриваемой складчатой области и в послеюрское время, включая кайнозой, что в значительной мере подтверждает точку зрения Ю. М. Шейнманна [1959] о весьма длительном сохранении геоантиклинального режима в складчатых поясах прерывистого развития.

ГЛАВА III. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Одним из наименее изученных вопросов в нефтяной геологии Сибирской платформы является проблема коллекторов. Первые достоверные характеристики коллекторских свойств пород получены с началом структурного и нефтегазопоискового бурения. Достаточно полно гранулярные коллекторы изучены в южном обрамлении Тунгусской синеклизы (Воробьев, Сулимов [1966]; Зайчук, Перькова, Мещерская, 1959 г.; Калачева [1964]). Некоторые сведения получены по результатам бурения в Приенисейской зоне Сибирской платформы, в Норильском (Г. Д. Кулик, 1962 г.; Ю. Г. Самойлович, 1966 г.) и Туруханском районах и на восточном обрамлении синеклизы (Дмитриева, Ковтун, 1962 г.). В целом проблема гранулярных коллекторов находится на той стадии изучения, когда только выясняются общие закономерности распределения пород-коллекторов как по разрезу, так и по площади.

Изучение трещиноватости пород и трещинных коллекторов начато в 1960 г. по естественным обнажениям и скважинам в обрамлениях Тунгусской синеклизы. В результате проведенных работ выявлен ряд горизонтов повышенной трещиноватости пород в нижнепалеозойских отложениях по обнажениям (Ковтун, 1964 г.; Илюхин, Скарятин, 1964 г.; Серегин и др. [1965]; Татаринов, 1962 г.) и по скважинам (Воробьев, Сулимов [1966]; Дмитриева, Ковтун, 1962 г.; Калачева, 1964 г.).

С 1963 г. СНИИГГИМС начал работы по изучению коллекторских свойств пород палеозоя Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Основной целью этих работ на прошедшем этапе исследования являлось уточнение и выявление горизонтов гранулярных и трещинно-поровых коллекторов в разрезе палеозоя, выявление литолого-стратиграфических этажей распределения пород-коллекторов и пород-покрышек и оценка возможности их распространения.

Изучение трещиноватости и трещинной проницаемости пород производилось на основе разработанной в СНИИГГИМСе методики (Воробьев, 1962 г.; Мельников, Воробьев, 1964; Воробьев, 1965 г.; Воробьев, Мельников [1965]; Мельников [1965]; Воробьев, Мельников [1966]). По этой методике степень трещиноватости пород оценивалась по удельной поверхности трещин. Под удельной поверхностью трещин (P) понимается суммарная площадь поверхностей трещин, приходящихся на единицу объема породы ($м^2/м^3$). За поверхность трещины принята поверхность обеих ее стенок.

Определение трещинной проницаемости пород производилось двумя различными способами: методом пришлифовок (модификация метода «больших шлифов» ВНИГРИ) и по результатам нахождения удельной поверхности и раскрытостей трещин.

При характеристике пород-коллекторов принята классификация А. И. Леворсена (1958 г.).

Коллекторские свойства пород в изученных разрезах оценивались по следующим названным выше параметрам: удельной поверхности трещин (отдельно для закрытых, открытых, секущих, послойных), трещинной проницаемости по данным пришлифовок и значениям удельной поверхности (отдельно для секущих и послойных трещин), открытой пористости пород, их межгранулярной проницаемости. Все перечисленные параметры графически наносились на разрезы площадей (скважин), что позволило довольно точно выделить в разрезах пласты-коллекторы и пласты-покрышки.

Трещиноватость и трещинная проницаемость палеозойских пород изучалась только по керновому материалу. Одновременно по керну изучалась пористость и межгранулярная проницаемость пород. Определение пористости проводилось и по образцам из обнажений, отобранных геологами темы по рекам Маймеча, Котуй, Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска и др. Кроме того, были учтены определения открытой пористости и газопроницаемости пород из отчетов СНИИГГИМС, ВНИГРИ, Норильской экспедиции НИИГА, КГУ, треста Востсибнефтегеология и др. Всего использовано около 5500 определений открытой пористости и около 1000 определений газопроницаемости пород.

Трещиноватость и трещинная проницаемость пород изучены по всем площадям структурного и поискового бурения в пределах Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Пористость пород оценена по этим же районам, а также по юго-западному склону Анабарской антеклизы и Присаяно-Енисейскому краевому прогибу.

Описание коллекторских свойств пород по каждому региону включает определения трещиноватости, трещинной проницаемости, открытой пористости и газопроницаемости пород в изученной части разреза. На этих данных основывается характеристика пород-коллекторов и пород-покрышек, рассматривается их распределение по разрезу.

ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА

В пределах Тунгусской синеклизы изучен керновый материал колонковых скважин Аллюнской площади и Тунгусской опорной скважины.

На Аллюнской площади изучена трещиноватость триасовых и верхнепермских образований. Всего описано 4920 *пог. м* керна. Определение степени трещиноватости пород показало, что в каждом стратиграфическом подразделении наиболее трещиноватыми породами являются долериты (табл. 6). Среди осадочных пород верхнепермского возраста наиболее трещиноваты аргиллиты, наименее трещиноваты песчаники, т. е. фиксируется отчетливая зависимость степени трещиноватости пород от их гранулометрического состава. Туфоосадочные образования триаса характеризуются небольшими, близкими по величине значениями растресканности. Поэтому здесь несколько завуалирована зависимость трещиноватости от гранулометрического состава пород.

В разрезе триаса наиболее трещиноваты образования нидымской свиты. Максимальная трещиноватость фиксируется в подошве нижнего покрова базальтов (рис. 28). Породы корвунчанской и тутончанской свит отличаются низкой трещиноватостью.

Некоторое увеличение степени трещиноватости отмечено только в пестроцветных алевролитах верхней части разреза корвунчанской свиты. В верхне-

Таблица 6

Трещиноватость пород в разрезе Аллюнской площади

Стратиграфическая разбивка	Порода	Изученный керн, *пог. м*	Удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$		
			открытых	закрытых	суммарная
Нижний триас	Базальты	232	12,2	2,2	14.4
	Туфоалевролиты	857	2.6	1,7	4,3
	Туфобрекчии мелкообломочные	973	1,9	2,6	4,5
	Туфопесчаники	112	1,9	1,8	3,7
	Туфобрекчии среднеобломочные	1619	1,2	2,7	3.9
	Туфобрекчии крупнообломочные	633	1,3	2,1	3,4
Верхняя пермь	Долериты	80	29,5	5.0	34,5
	Аргиллиты	113	18,1	0,3	18,4
	Алевролиты	127	7,7	0,7	8,4
	Песчаники	414	2,6	0,0	2,6

пермских отложениях интервалы повышенной трещиноватости сложены аргиллитами и алевролитами.

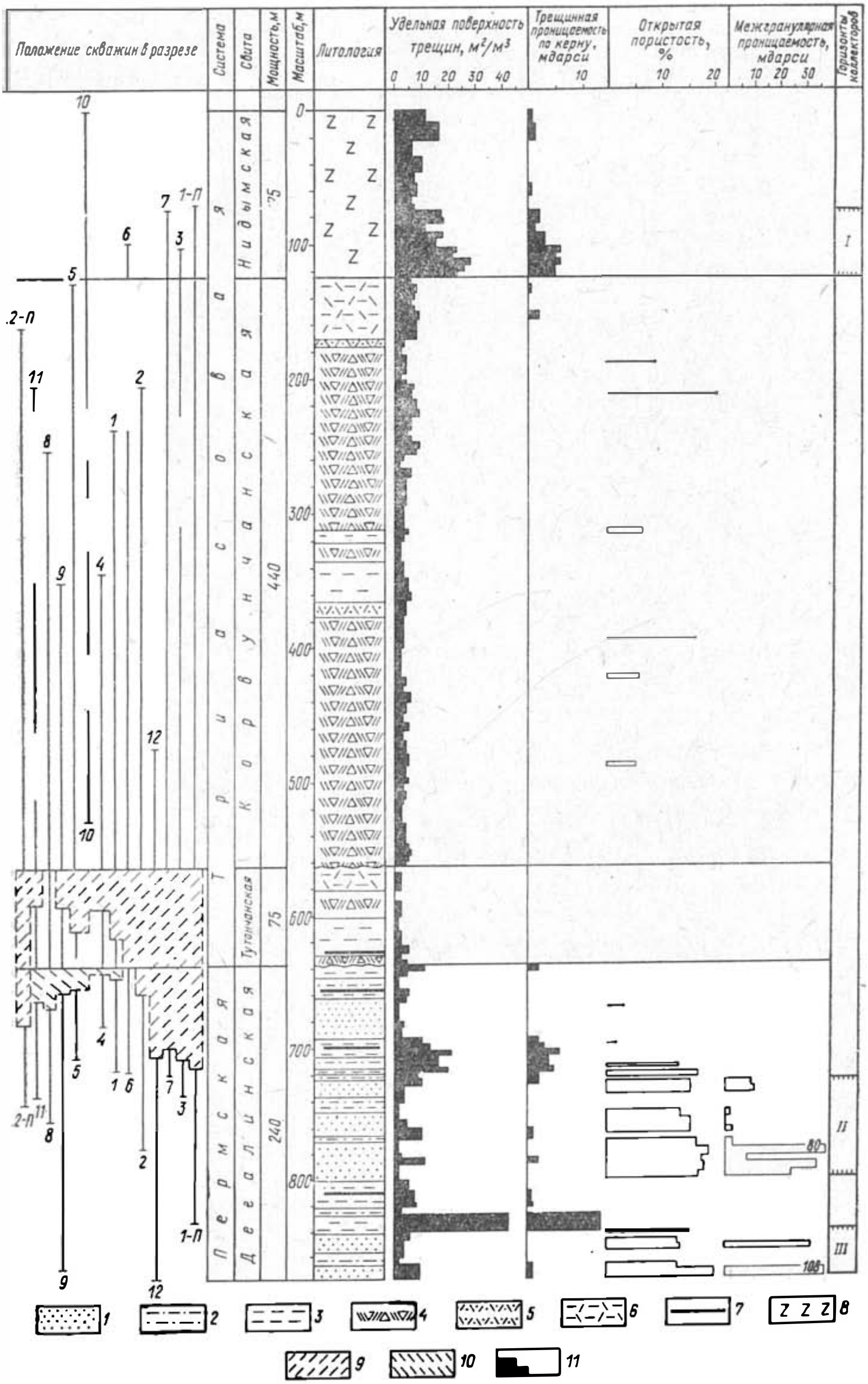
На картах трещиноватости пород триаса и перми (рис. 29) фиксируется значительное изменение трещиноватости на западной периклинали Аллюнского поднятия, в зоне наибольшего перепада отметок маркирующих горизонтов, где, по-видимому, проходит сброс. Отмечено также увеличение трещиноватости пород к более приподнятому участку восточного купола (скв. 3-К). Менее отчетливо данная зависимость намечается для центрального купола (скв. 6-К).

В разрезе триасовых отложений трещинной проницаемостью до 20 *мдарси* обладают базальты нидымской свиты. Слабо проницаемы (1—2 *мдарси*) отдельные слои алевролитов в верхах корвунчанской свиты. Среди верхнепермских пород выделяется ряд главным образом аргиллитово-алевролитовых слоев, слабо проницаемых по трещинам (1—4 *мдарси*).

Пористость туфогенно-осадочных пород триаса весьма изменчива. Цифровые значения открытой пористости изменяются в пределах от 1,5 до 20,8%. Средняя открытая пористость пород равна 9,6%. Верхнепермские песчаники и крупные алевролиты обладают более высокой пористостью, колеблющейся в пределах от 6,5 до 23,4% (см. рис. 28). В среднем пористость составляет здесь 16,8%. Величина пористости зависит в основном от типа цемента, гранулометрического состава песчаников и в меньшей мере от степени отсортированности зерен.

Проницаемость в породах триаса фиксируется в единичных образцах, обладающих высокой открытой пористостью. Цифровые значения проницаемости невелики, характеризуют отдельные прослои. Триасовые образования в целом не обладают межгранулярной проницаемостью. Верхнепермские песчаники характеризуются высокой, средней и низкой межгранулярной проницаемостью. Наиболее проницаемы и пористы песчаники в нижней части дегалинской свиты (см. рис. 28).

В целом на Аллюнской площади тутончанская и корвунчанская свиты нижнего триаса являются мощной (до 400 *м*) покрышкой для подстилающих отложений верхнего палеозоя, в которых развиты высокоемкие, хорошо- и среднепроницаемые поровые и реже порово-трещинные коллекторы.



Положение скважин в разрезе
Система
Свита
Мощность, м
Масштаб, м
Литология
Удельная поверхность трещин, м²/м³
Трещинная проницаемость по керну, мдарси
Открытая пористость, %
Межгранулярная проницаемость, мдарси
Горизонты коллекторов
Пермская
Триасовая
Нидымская
Корвунчанская
Тутончанская
Дегалинская
75
440
75
240
80
100
I
II
III

В Тунгусской опорной скважине изучено 1350 *пог. м* керна. Визуальное изучение трещин и оценка трещинной проницаемости пород выполнены по всему разрезу опорной скважины. Определение трещинной проницаемости пород методом больших шлифов проведено только в нижних двух третях вскрытого разреза начиная с глубины 1100 *м* (верхний девон — нижний кембрий). Всего описано 1420 отдельно пришлифованных граней (каждая грань равноценна одному большому шлифу).

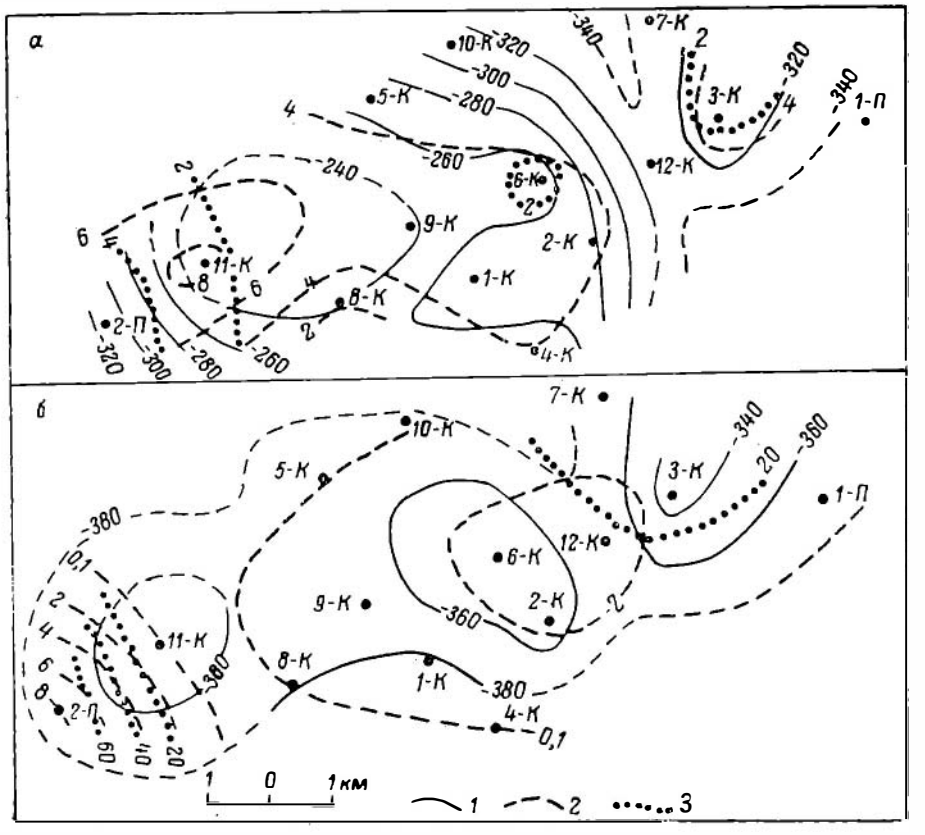


Рис. 29. Карты трещиноватости пород на Аллюнской площади. *а* **— пород корвунчанской и тутончанской свит;** *б* **— пород дегалинской свиты P_2;**

1 — изогипсы по подошве: *а* — корвунчанской свиты, *б* — второй аргиллитовой пачки дегалинской свиты; *2* — изолинии удельной поверхности: *а* — всех трещин, $м^2/м^3$; *б* — трещин в песчаниках, $м^2/м^3$; *3* — то же: *а* — только для открытых трещин, *б* — в алевролитах и аргиллитах, $м^2/м^3$.

Верхняя часть вскрытого разреза характеризуется высокой трещиноватостью пород (рис. 30, табл. 7), нижняя, представленная силурийскими, ордовикскими и кембрийскими образованиями, отличается низкой трещиноватостью. Несколько повышенная трещиноватость приурочена к породам венлокского и мангазейского ярусов и костинской свиты (соответственно 8,0—8,7—4,9 $м^2/м^3$). Наиболее трещиноватыми в разрезе скважины являются

Рис. 28. Трещиноватость и коллекторские характеристики пород в разрезе Аллюнской площади.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — туфобрекчии; *5* — туфопесчаники; *6* — туфоалевролиты; *7* — уголь; *8* — базальты; *9* — предкорвунчанский размыв; *10* — размыв в предтутончанское время; *11* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам.

Таблица 7

Количественная характеристика трещиноватости пород в разрезе Тунгусской опорной скважины (по стратиграфическим подразделениям)

Стратиграфические подразделения	Карбонаты		Пелиты		Алевриты и псаммиты		Средняя для осадочных пород		Метаморфизованные осадочные породы		Долериты	
	h	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*
P_1brg	—	—	41	93,9	117	65,0	158	72,6	7	84,6	389	39,1
C_{2-3}	—	—	3	2,5	30	16,0	33	14,5	2	38,9	—	—
C_1dg	10	38,1	—	—	—	—	10	38,1	2	4,3	14	146,8
D_3	40	28,2	—	—	—	—	40	28,2	2	12,3	84	76,7
D_2	53	13,0	3	137,0	—	—	56	21,0	—	—	—	—
D_1	24	21,7	—	—	—	—	24	21,7	—	—	—	—
S_2ld	53	0,0	14	0,0	—	—	67	0,0	—	—	17	12,8
S_1w	44	8,0	—	—	—	—	44	8,0	—	—	—	—
S_1ln	81	0,0	—	—	—	—	81	0,0	32	2,9	16	4,8
O_2mn	15	8,4	—	—	3	5,5	17	8,0	2	15,3	—	—
$O_1 — Cm_3um$	86	0,3	4	0,0	—	—	90	0,3	—	—	—	—
Cm_3up	88	2,0	—	—	—	—	88	2,0	—	—	—	—
Cm_2et	14	3,7	8	3,2	—	—	23	3,6	—	—	—	—
$Cm_{1-2}kst$	16	3,9	—	—	—	—	16	3,9	11	7,0	1	0,0

Примечание. *h* — керн. *пог. м*, *P* — удельная поверхность трещин в керне, $м^2/м^3$.

долериты, метаморфизованные породы и аргиллиты. Наименее трещиноваты глинистые известняки, глинистые доломиты, мергели.

Незначительные величины удельной поверхности открытых трещин по всему разрезу позволяют предположить, что трещинная проницаемость будет крайне низка (от 0 до 5 *мдарси*).

Изучение микротрещиноватости горных пород, вскрытых опорной скважиной, показало, что в усть-пелядкинской и летнинской свитах присутствуют только послойные микротрещины. В девонских, лудловских и лландоверских образованиях, наряду с послойными, отмечены секущие трещины (в количестве не более 10%). В породах венлокского и мангазейского ярусов, усть-мундуйской и костинской свит они составляют 35—80% от общего числа трещин.

Микротрещинная проницаемость пород в скважине колеблется от 12 до 45 *мдарси*. Повышенные значения ее приурочены к нижнесреднедевонским, лудловским и майским образованиям, т. е. к тем интервалам, где

Таблица 8

Интервалы с повышенной трещинной проницаемостью пород в разрезе Тунгусской опорной скважины

Номер интервала	Стратиграфическое положение	Глубина залегания, *м*	Расположение относительно тел долеритов и стратиграфических границ	Проницаемость, *мдарси*
1	D_{1-2}	1155—1176	В кровле	62
2	D_{1-2}	1431—1439	9 *м* ниже подошвы долерита	52
3	S_2ld	1734—1741	6 *м* ниже подошвы долерита	33
4	S_1w	1836—1851	В кровле	50
5	O_2mn	2164—2190	2 *м* ниже подошвы долерита	18
6	$O_1 — Cm_3um$	2228—2250	В кровле	13
7	Cm_1kst	2834—2880	50—4 *м* выше кровли долеритов	11—49

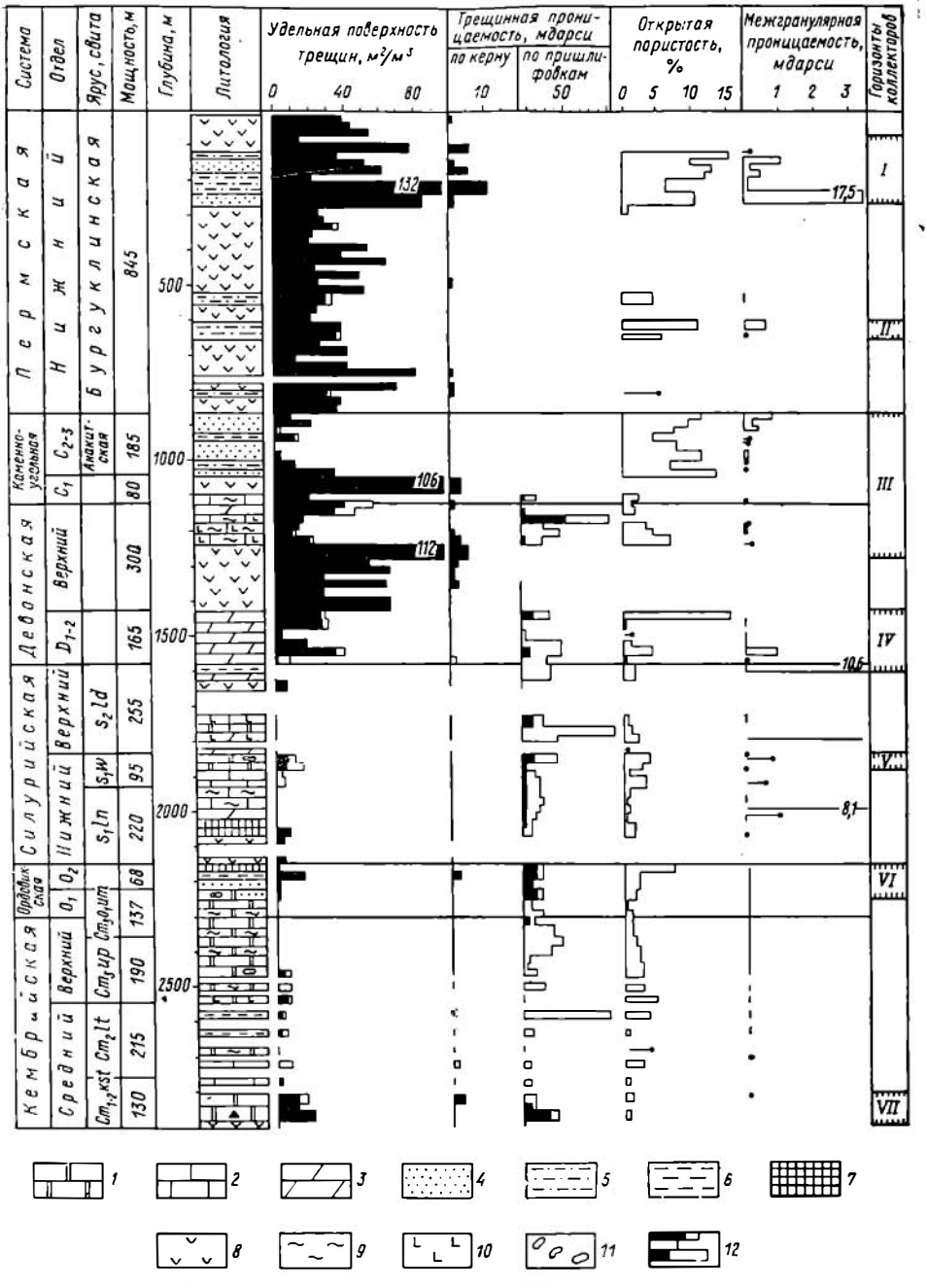


Рис. 30. Трещиноватость и коллекторские характеристики пород в разрезе Тунгусской опорной скважины

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — мергели; *4* — песчаники; *5* — алевролиты; *6* — аргиллиты; *7* — метаморфизованные осадочные породы; *8* — долериты; *9* — глинистость; *10* — загипсованность; *11* — кавернозность; *12* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур).

развиты исключительно послойные трещины. Интервалы с повышенной проницаемостью пород по микротрещинам тектонического происхождения приурочены к кровле отдельных стратиграфических подразделений и к интервалам разреза непосредственно выше и ниже тел долеритов в породах, претерпевших контактовый метаморфизм (см. табл. 8).

Напрашивается вывод, что тела траппов являются поисковым признаком для выявления локальных горизонтов коллекторов трещинно-порового типа. Мощности и контуры распространения таких коллекторов обусловливаются площадями развития и типом конкретных траповых тел. Повышенную трещинную проницаемость пород в кровле отдельных горизонтов можно объяснить гипергенными процессами (например, древним выветриванием) или литологическими особенностями пород. В обоих случаях эти горизонты должны иметь широкое площадное распространение.

Пористость пород в опорной скважине резко уменьшается с глубиной. Средние значения открытой пористости в песчаниках тунгусской серии составляют 13—10% (см. рис. 30), а в нижележащем разрезе не превышают 4% и только в единичных слоях — до 7,5%. Даже в байкитских песчаниках открытая пористость не превышает 5%, составляя в среднем около 2,5%.

Межгранулярная проницаемость фиксируется только в песчаниках тунгусской серии. Максимальные значения газопроницаемости достигают 60—87 *мдарси* (по двум анализам), обычно составляя десятые доли.

Вышеприведенные данные позволяют предположить в разрезе опорной скв. 7 горизонтов с удовлетворительными коллекторами (см. рис. 30). Наиболее мощные горизонты сосредоточены в верхней части разреза до глубины 1275 *м*. Это — поровые и трещинно-поровые коллекторы IV—VI классов. Ниже по разрезу фиксируются малоемкие трещинные и трещинно-поровые коллекторы IV—VI классов.

В целом по территории Тунгусской синеклизы коллекторские свойства палеозойских пород изучены в очень ограниченном стратиграфическом диапазоне. Данные бурения на вышеописанных площадях и материалы по обнажениям позволяют характеризовать только коллекторские свойства верхнепалеозойских пород, по которым наблюдается последовательное увеличение межгранулярной пористости и проницаемости песчаников в восточном и южном направлениях.

Для средне- и нижнепалеозойских пород поровые коллекторы в какой-то мере можно прогнозировать по результатам бурения опорной скважины на западную окраину Тунгусской синеклизы. Коллекторские свойства пород данных стратиграфических горизонтов будут, по-видимому, очень низкими.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ЗОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Значительный объем работ по изучению коллекторских свойств пород выполнен в Норильском и Туруханском районах. В первом из них изучен керновый материал на Полбанско-Гремякинской, Южно-Пясинской и Фокино-Убойнинской площадях, и в Туруханском — на Сухотунгусской (Дьявольской) площади.

На Полбанско-Гремякинской площади изучена трещиноватость в 17 структурных скважинах (3300 *м* керна), которыми вскрыт разрез кембрия и позднего докембрия (рис. 31). Кроме трещиноватости оценена открытая пористость. Межгранулярная проницаемость пород не изучалась, поскольку их открытая пористость характеризуется очень небольшими значениями. Наибольшее количество открытых трещин приурочено к глинистым доломитам и аргиллитам. Трещины, заполненные минеральным веществом, преобладают в известняках и доломитах (табл. 9).

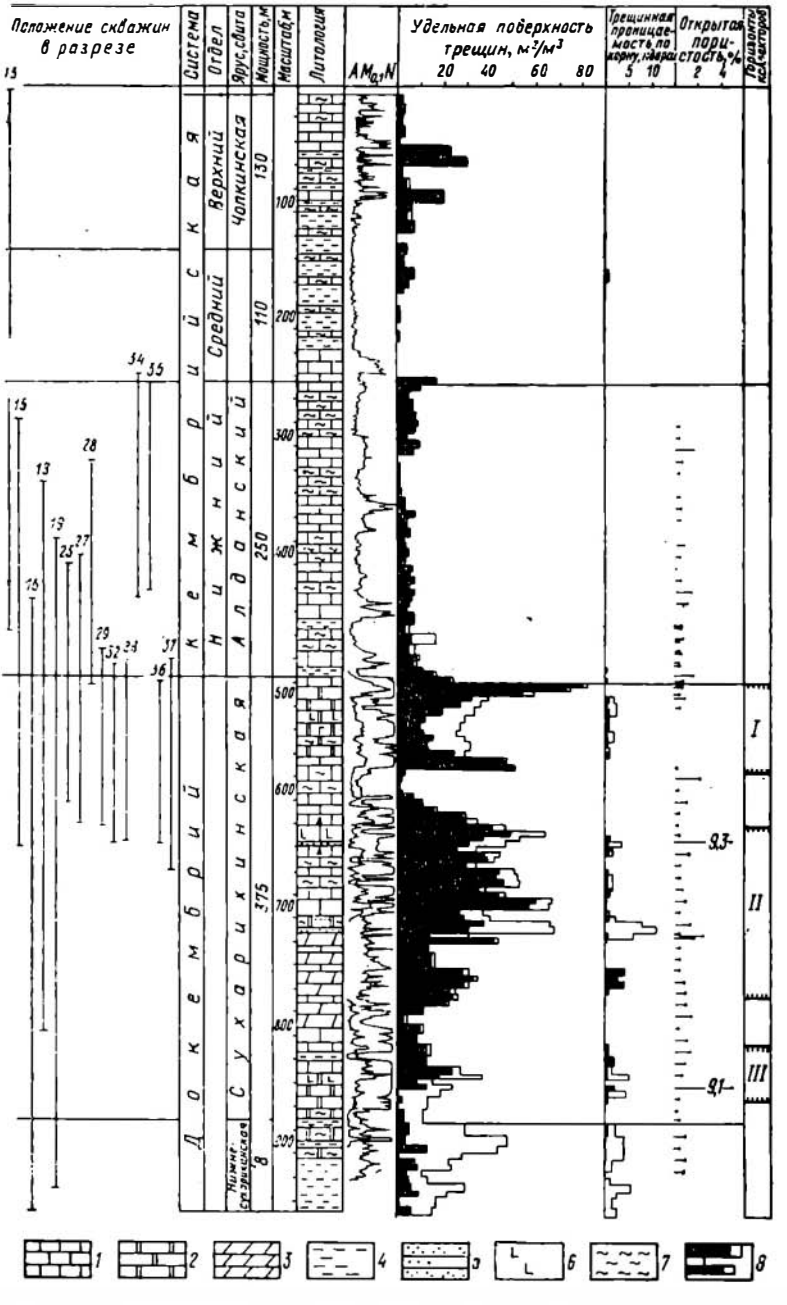


Рис. 31. Трещиноватость и коллекторские характеристики пород Полбинско-Гремякинской площади.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — аргиллиты; *5* — песчаники; *6* — загипсованность; *7* — глинистость; *8* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур).

Таблица 9

Трещиноватость пород Полбанско-Гремякинской площади

Стратиграфическая разбивка	Породы	Кол-во керна, пог. м	Удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$		
			открытых	закрытых	суммарная
Кембрий верхний (чопкинская свита)	Мергели	55	6,3	2,4	8,7
	Известняки глинистые	148	4,1	3,0	7,1
	Итого	203	4,7	2,8	7,5
Кембрий средний и нижний	Аргиллиты	11	7,5	9,9	17,4
	Мергели	328	4,4	4,8	9,2
	Известняки глинистые	589	2,6	5,1	7,7
	Известняки	464	2,4	4,4	6 8
	Итого	1392	3,0	4,8	7,8
Верхний докембрий (сухарихинская и нижнесухарихинская свиты)	Доломиты глинистые	240	24,3	20,5	44,8
	Аргиллиты	26	19,2	12,2	31,3
	Доломиты	235	10,8	31,7	42,5
	Доломиты загипсованные	194	7 4	21,8	29,2
	Мергели	373	6,8	12,0	18,8
	Известняки глинистые	314	5,4	18,5	23,9
	Песчаники	3	5,0	15,8	20,8
	Известняки	338	4,8	45,0	49,8
	Итого	1723	9,4	24,6	34,0

Для известняков, глинисто-известковистых и глинистых разностей пород характерно увеличение степени трещиноватости при уменьшении их известковистости. В докембрийских образованиях эта зависимость завуалирована наличием других типов пород. Но она сохраняется, если рассматривать только открытые трещины в известково-глинистых породах. В то же время с уменьшением глинистости пород увеличивается количество трещин, выполненных минеральным веществом.

Трещиноватость глинисто-карбонатных пород среднего и нижнего кембрия не превышает 30 $м^2/м^3$, составляя в среднем 8 $м^2/м^3$. В докембрийских образованиях трещиноватость пород значительно увеличивается максимально до 83 $м^2/м^3$, а в среднем — до 34 $м^2/м^3$ (см. табл. 9).

Кембрийские и докембрийские образования различаются не только по степени трещиноватости пород, но и по ориентировке трещин. В породах кембрия распространены только секущие трещины, в докембрийских — наряду с секущими, довольно много послойных трещин (см. рис. 31).

Приведенные данные позволяют выделить на рассматриваемой площади две зоны с различной трещиноватостью пород. Нижняя из них охватывает вскрытую бурением часть разреза докембрия, а верхняя — кембрийские отложения.

Карты трещиноватости для отдельных стратиграфических комплексов позволяют заключить, что породы нижнего кембрия наиболее трещиноваты в сводовой части Гремякинской антиклинали, а также вблизи крупного сброса, ограничивающего с востока горст (рис. 32). Аналогичная зависи-

мость между структурным планом и степенью трещиноватости наблюдается для пород докембрия, но для них характерно уменьшение количества открытых трещин к своду и периклиналям антиклинали.

Трещинная проницаемость зафиксирована только в докембрийских породах, где она достигает 12 *мдарси*. Такие горизонты приурочены к интервалам с повышенной и высокой трещиноватостью пород.

Карбонатные и глинисто-карбонатные породы кембрия и докембрия характеризуются крайне низкой открытой пористостью (0,1—2,4%). Прослои кварцевых средне- и мелкозернистых хорошо окатанных песчаников в сухарихинской свите имеют очень низкую открытую пористость (1,8—2,7%),

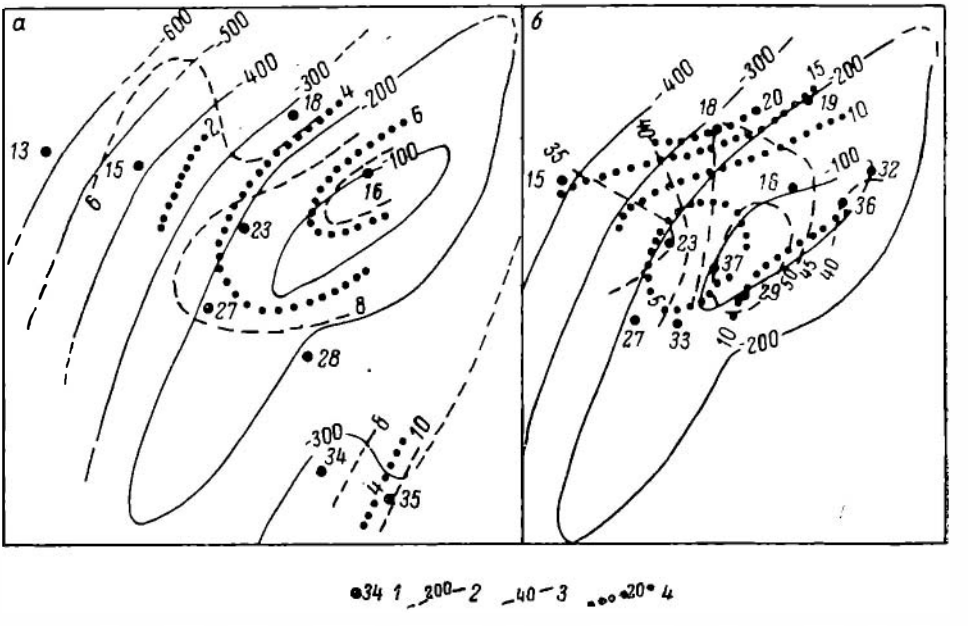


Рис. 32. Карты трещиноватости пород на Полбанско-Гремякинской площади. *а* — в породах алданского яруса; *б* — в верхней 80-метровой пачке сухарихинской свиты.

1 — изучение скважины; *2* — изогипсы по кровле кварцитовидных песчаников сухарихинской свиты (по В. Д. Немцеву и А. М. Иванову); *3* — изолинии удельной поверхности для всех трещин, м²/м³; *4* — то же, для открытых трещин, м²/м³.

что обусловлено регенерационным кварцевым цементом, почти нацело выполняющим промежутки между зернами. Два довольно высоких значения открытой пористости (9,3—9,1%) приурочены к гипсоносным ангидритизированным пачкам пород.

На Полбанско-Гремякинской площади возможно обнаружение слабопроницаемых очень малоемких трещинных и трещинно-каверновых коллекторов в верхней части разреза позднего докембрия. Глинисто-карбонатные отложения кембрия образуют мощную покрышку.

На Южно-Пясинской площади трещиноватость пород нижнего палеозоя изучена по 21 колонковой и одной глубокой поисковой скважинам (6750 *пог. м* керна). В скв. 1-Р методом пришлифовок определена трещинная проницаемость (47 образцов) и межгранулярная пористость пород (в 48 образцах). Кроме того, использованы 135 определений пористости и 45 проницаемости по кернам колонковых скважин, приведенные в работах Г. Д. Кулик (1962 г.), П. С. Пук и др. (1963 г.).

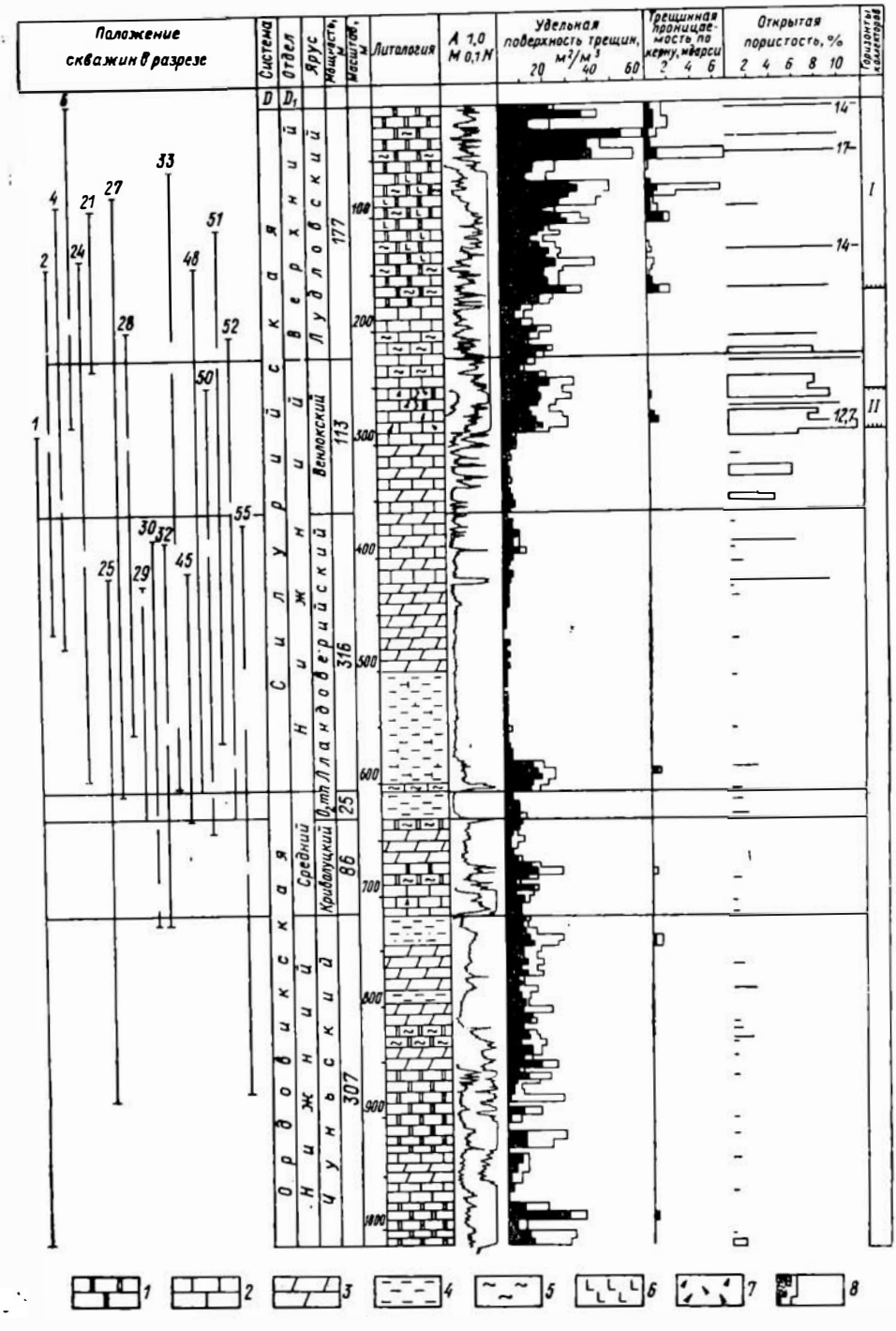


Рис. 33. Трещиноватость и коллекторские характеристики пород Южно-Пясинской площади.

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — мергели; *4* — аргиллиты; *5* — глинистость; *6* — загипсованность; *7* — окремнение; *8* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур).

Очень высокая трещиноватость ($P_{ср}$ = 83 *м²/м³*) характерна для нижней части вскрытого разреза (Cm_{1-2}), высокая ($P_{ср}$ = 18—24 *м²/м³*) для пород лудловского, верхней половины венлокского, усть-кутского ярусов и тукаландинской свиты. В остальной части разреза отмечена низкая трещиноватость пород (рис. 33).

Намечается зависимость между количеством трещин (степенью трещиноватости) и литологическим составом пород (табл. 10). К числу наиболее трещиноватых относятся долериты, метаморфизованные породы и ангидритодоломиты. Наименее трещиноваты глинистые известняки, мергели и аргиллиты.

Таблица 10

Трещиноватость пород на Южно-Пясинской площади

Породы	Удельная поверхность трещин в горизонтах различной трещиноватости, *м²/м³*		
	I	II	III
Долерит	—	58,4	58,1
Метаморфизованные породы	—	31,0	31,2
Граптолитовые сланцы	—	—	20,0
Доломиты глинистые	31,8	—	15,3
Доломиты ангидритизированные	30,5	—	—
Доломиты	24,5	—	14,0
Известняки	20,4	5,9	6,4
Аргиллиты	—	2,5	8,1
Известняки глинистые	11,2	3,1	2,5
Мергели	—	2,0	3,2

Трещинная проницаемость пород фиксируется только в верхней половине 1 горизонта трещиноватости, где выделяются два интервала, из которых первый включает 50 *м* доломитов в кровле лудловского яруса (трещинная проницаемость 0,1—5 *мдарси*). Второй горизонт мощностью 38 *м* сложен гипсоносными доломитами верхней половины лудловского яруса (трещинная проницаемость 0,1—5 *мдарси*.

По керну скв. 1-Р фиксируется очень низкая (0,1—1 *мдарси*) трещинная проницаемость пород в интервалах 1025—1050, 1140—1160, 1500—1525, 1590—1615, 2760—2785, 2840—2865, 2900—2920, 3100—3120, 3190—3210 *м* и только в интервале 2710—2730 *м* — 25 *мдарси*. Интервалы проницаемых пород сгруппированы в 4 горизонта (рис. 34).

В скв. 1-Р методом «больших шлифов» установлено наличие средней трещинной проницаемости пород в интервалах 790—1050, 1360—2700, 2800—2820, 3030—3170 *м*, обусловленной послойными микротрещинами. Наиболее высокие значения приурочены к глинистым разностям пород (нижняя половина тукаландинской свиты, чопкинская свита).

Открытая пористость пород верхней части вскрытого разреза (D_1, S_2ld, S_1w) достигает 17% (в среднем 8—11%), а в нижележащей толще (S_1ln — Cm_{1-2}) не превышает 2%.

Таким образом, в разрезе нижнего палеозоя выделяются три горизонта, где возможно нахождение коллекторов трещинного и трещинно-кавернового типов. Это доломиты, известняки лудловского яруса, доломиты нижней половины усть-кутского яруса и верхов тукаландинской свиты и доломиты верхней половины майского яруса. Данные коллекторы характеризуются низкой

емкостью и низкой трещинной проницаемостью пород (коллекторы IV и V классов). Коллекторские свойства пород на *Фокинско-Убойнинской площади* изучены по керну 15 структурных скважин (описано 3430 *пог. м* керна).

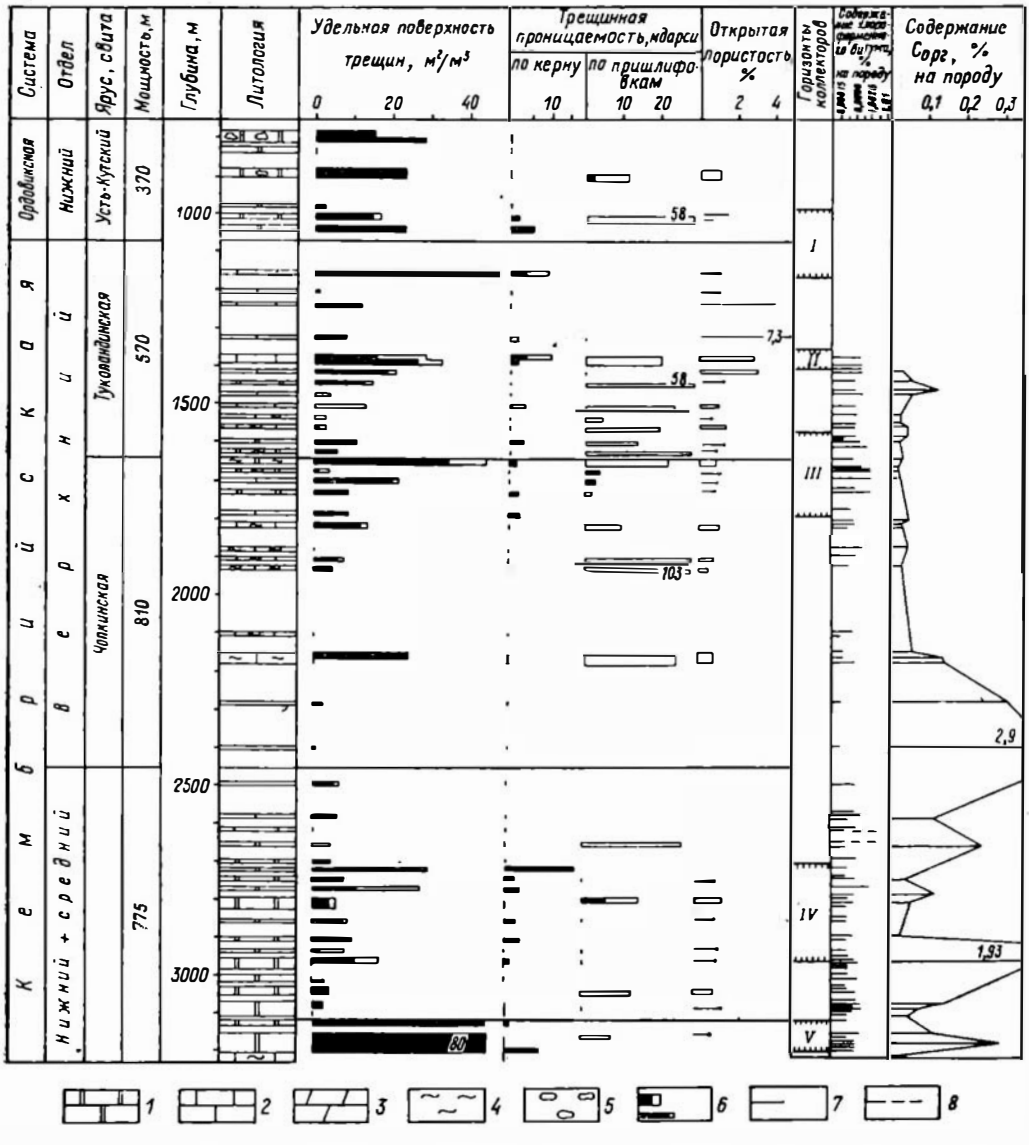


Рис. 34. Трещиноватость, коллекторские характеристики и битуминозность пород в скв. 1-р Южно-Пясинской площади.

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — мергели; *4* — глинистость, алевритистость; *5* — кавернозность; *6* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур); *7* — маслянистый битум; *8* — осмоленный битум.

Всего использовано 475 анализов открытой пористости пород, выполненных в НИИГА, КГУ, СНИИГГИМС.

Наибольшее число трещин приурочено к долеритам и метаморфизованным породам (табл. 11). Среди осадочных пород наиболее трещиноваты изве-

стняки, наименее — ангидриты. Трещиноватость пород постепенно уменьшается вниз по разрезу (рис. 35); наибольшие значения — в породах девонского возраста (в среднем 29 $м^2/м^3$), минимальные — в силурийских (в среднем 13 $м^2$) и ордовикских (9 $м^2/м^3$). Аналогичное уменьшение трещиноватости отмечено для ряда литологических разностей — долеритов, доломитов, аргиллитов, глинистых известняков; это обусловлено, по-видимому, различиями в литологии данных горизонтов, а также глубинами их залегания во время формирования трещин.

Таблица 11

Трещиноватость пород на Фокинско-Убойнинской площади по стратиграфическим подразделениям

Порода	Карбон				Девон				Силур				Ордовик			
	керн, *пог. м*	Удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$			керн, *пог. м*	Удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$			керн, *пог. м*	Удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$			керн, *пог. м*	Удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$		
		открытых	закрытых	суммарная		открытых	закрытых	суммарная		открытых	закрытых	суммарная		открытых	закрытых	суммарная
Долериты	21	23,9	4,0	28,0	84	24,6	17,6	42,2	236	15,4	19,0	34,4	38	12,3	10,4	22,7
Метаморфизованные породы	38	13,7	3,1	16,8	2	8,0	15,0	23,0	103	3,5	9,0	12,5	9	8,3	8,4	16,7
Известняки	32	7,2	5.7	12,9	54	11,8	34,0	45,8	329	3,4	5,7	9.1	65	1,6	13,1	14,7
Доломиты	—	—	—	—	64	13,6	28,2	41,8	16	4,4	22,1	26,5	23	6,9	4,0	10,9
Доломиты глинистые	—	—	—	—	61	6,5	14,2	20,7	146	7,0	14,6	21.6	90	2,1	6,2	8,3
Аргиллиты	—	—	—	—	162	15.0	17,4	32,4	142	3,9	5,2	9.1	399	3,1	3,0	6,1
Известняки глинистые	—	—	—	—	28	10,0	15,6	25,6	505	2,7	5,3	8,0	104	2,0	3,5	5,5
Ангидриты	—	—	—	—	190	3,4	7,4	10,8	54	2,0	5.2	7,2	—	—	—	
Мергели	—	—	—	—	—	—	—	—	218	3,6	2,3	5,9	217	7,5	4,1	11,6

Трещинная проницаемость пород (0—7 *мдарси*) зафиксирована в разрезе карбона и девона, а также в единичных прослоях карбонатных пород в силуре и ордовике (см. рис. 35).

По всему вскрытому разрезу преобладают очень низкие значения открытой пористости пород и только в верхней его части фиксируются отдельные прослои алевролитов с высокими и средними значениями (до 16%). Ниже по разрезу в карбонатно-глинистых породах S_1 и О пористость более стабильна и колеблется от 1 до 3%, редко 8% (прослои в известняках венлока).

Межгранулярная проницаемость пород практически отсутствует и лишь в отдельных образцах алевролитов она составляет единицы миллидарси.

Итак, в пределах Фокинско-Убойнинской площади, среднепористые горизонты возможны только в толще среднего палеозоя. Там же фиксируются горизонты повышенной трещиноватости и трещинной проницаемости пород. По-видимому, в этой толще распространены горизонты слабопроницаемых, малоемких коллекторов трещинно-порового типа. Глинисто-карбонатные отложения нижнего силура и ордовика представлены в целом непроницаемыми породами. Только в чуньском ярусе отмечается трещинная проницаемость среди отдельных слоев доломитов и известняков.

На Сухотунгусской площади пробурены первые в Туруханском районе структурные и поисковые на нефть и газ скважины. Трещиноватость пород

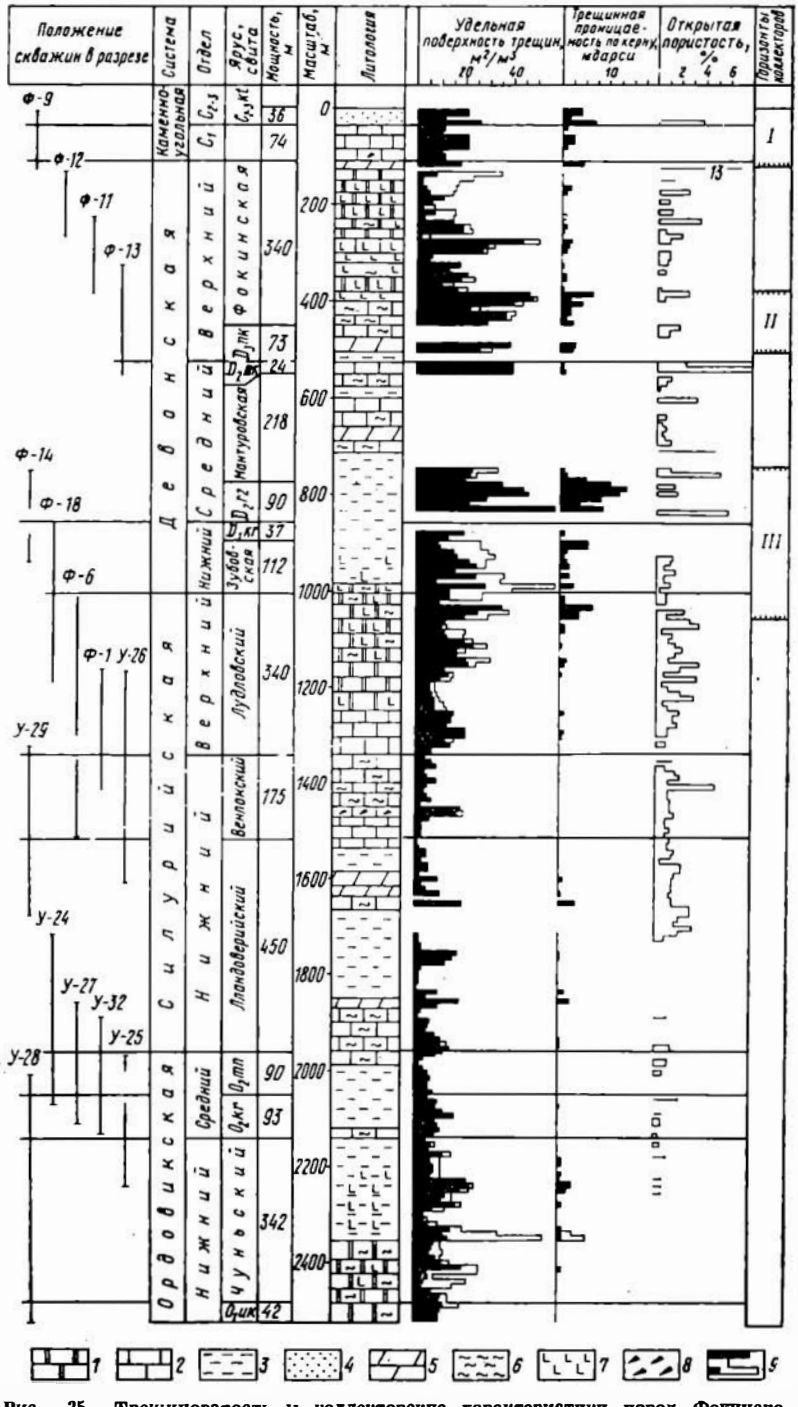


Рис. 35. Трещиноватость и коллекторские характеристики пород Фокинско-Убойшинской площади.

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — аргиллиты; *4* — песчаники; *5* — мергели; *6* — глинистость; *7* — загипсованность; *8* — окремнение; *9* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур).

(рис. 36, 37) изучена по керну 12 структурных и двух поисковых скважин (около 2900 *пог. м* керна).

Характер распределения трещин по разрезу позволяет выделить пять горизонтов с различной трещиноватостью пород. Верхний горизонт включает лудловский ярус и, по-видимому, вышележащие девонские отложения.

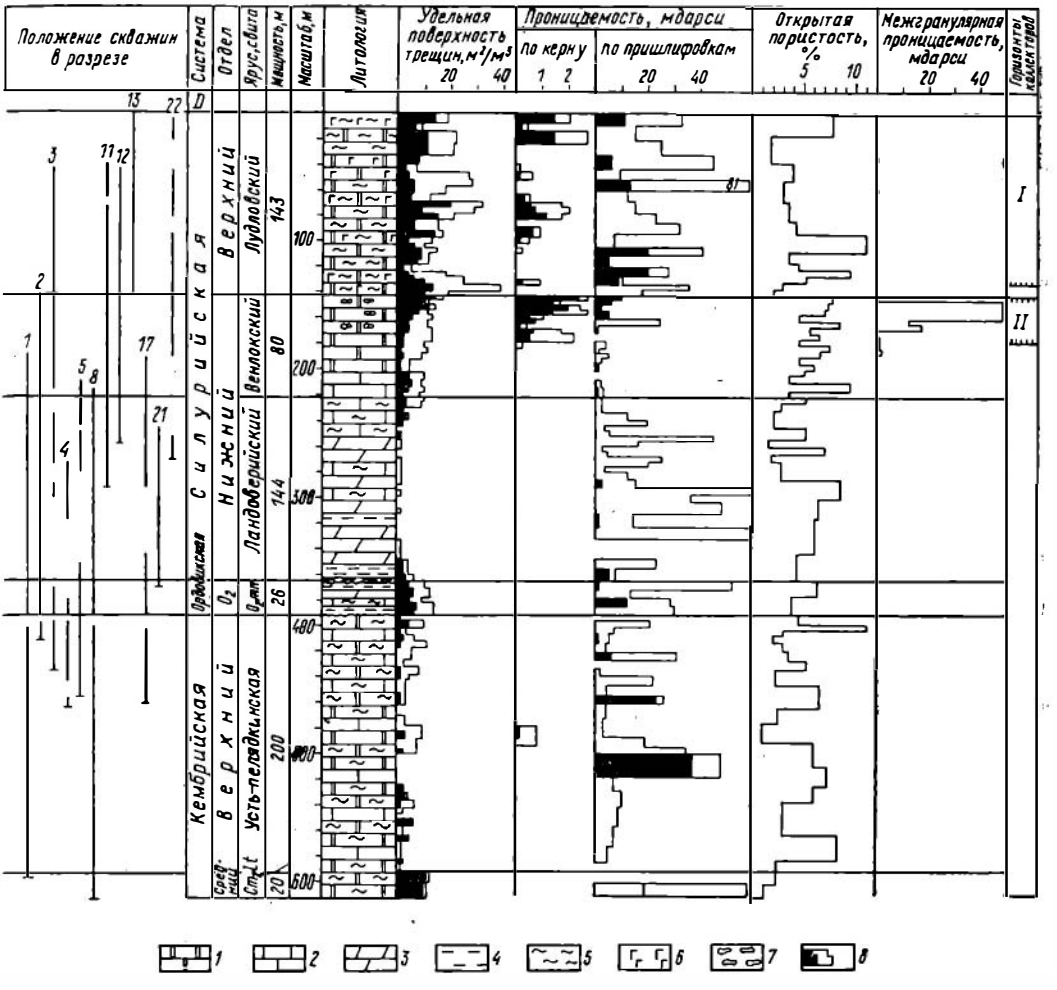


Рис. 36. Трещиноватость и коллекторские характеристики пород Сухотунгусской площади.

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — мергели; *4* — аргиллиты; *5* — глинистость; *6* — загипсованность; *7* — кавернозность; *8* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур).

Он характеризуется высокой трещиноватостью пород, изменяющейся в пределах от 14 до 175 $м^2/м^3$ (табл. 12) и обусловленной в большей мере послойными трещинами (60%). Второй горизонт охватывает венлокский ярус, в котором трещиноватость пород изменяется от 4 до 25 $м^2/м^3$. В кровле яруса она обусловлена секущими (тектоническими) трещинами (90%), в остальной части — послойными (75%). Третий горизонт включает глинистые породы лландовери. Трещиноватость их не превышает 0—2 $м^2/м^3$ и только в пачке граптолитовых сланцев возрастает до 5—8 $м^2/м^3$. Четвертый горизонт

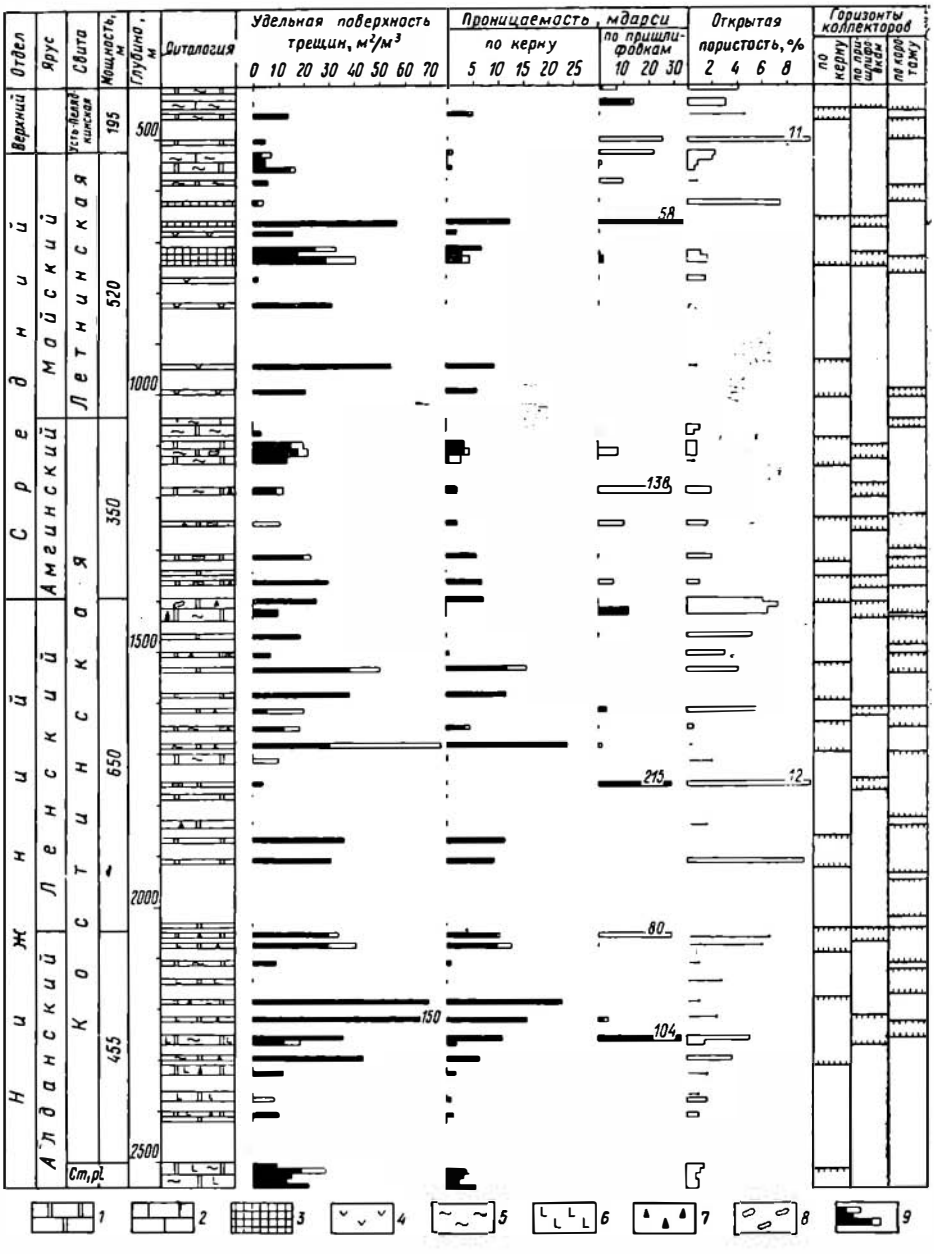


Рис. 37. Трещиноватость и коллекторские свойства пород в Сухотунгусской скв. 1-р (кембрийская система).

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — метаморфизованные осадочные породы; *4* — долериты; *5* — глинистость; *6* — загипсованность; *7* — окремнение; *8* — кавернозность; *9* — значения параметров трещиноватости по секущим трещинам (черный контур) и послойным (белый контур).

охватывает разрез мангазейского яруса и усть-пелядкинскую свиту. Породы горизонта характеризуются низкой трещиноватостью (0—12 $м^2/м^3$). В карбонатных породах усть-пелядкинской свиты преобладают послойные трещины, а в аргиллитах мангазейского яруса — секущие трещины со следами скольжения. Пятый горизонт сложен в основном доломитами среднего и нижнего кембрия. Трещиноватость пород весьма высока и изменяется от 3 до 51 $м^2/м^3$ (см. табл. 12). Преобладают трещины тектонического происхождения.

Таблица 12

Трещиноватость литологических разностей пород на Сухотунгусской площади
(по горизонтам различной трещиноватости)

Породы	1 горизонт		2 горизонт		3 горизонт		4 горизонт		5 горизонт		Сводная по площади	
	h	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*
Метаморфизованные	—	—	—	—	—	—	—	—	6	23,0	6	23,0
Долериты	—	—	—	—	20	21,9	—	—	7	21,4	27	21,8
Доломиты	66	34,7	419	11,0	—	—	122	2.5	37	20,1	644	12,3
Аргиллиты	96	25,4	—	—	90	3,5	148	5.8	—	—	334	10,9
Известняки	—	—	139	10,1	194	2,0	439	5,5	23	16,8	795	5,8
Доломиты глинистые	324	23,6	17	8.3	—	—	26	1,0	5	14,5	372	21,2
Мергели	38	16.0	—	—	341	1.2	16	8,8	—	—	395	4,5
Известняки глинистые	—	—	32	8,3	236	1,2	67	6.7	—	—	335	3,0
Сводная	524	24,5	607	10,1	881	2,1	818	5,1	78	19,5	2908	9,1

Примечание. *h* — длина изучения керна, *м*; *P* — удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$.

В большинстве горизонтов наиболее трещиноваты метаморфизованные породы, долериты и доломиты; наименее — мергели и глинистые известняки (см. табл. 12).

На картах, отражающих распределение трещин в породах изученного разреза, наблюдается увеличение общей трещиноватости пород в северо-западном направлении (рис. 38), и только в мангазейском ярусе максимальная трещиноватость фиксируется в своде Восточно-Дьявольской антиклинали. Следовательно, на Сухотунгусской площади имеется большая группа трещин, образование которых не связано с современным тектоническим планом по силурийским отложениям.

В распределении открытых трещин также намечается значительное увеличение их числа в северо-западном направлении и отчетливое увеличение к своду антиклинали. Открытые трещины являются наиболее поздними среди всех типов трещин (Гмид, 1961 г.). Следовательно, закономерное изменение количества открытых трещин в зависимости от структурного плана Сухотунгусской площади позволяет предположить, что часть этих трещин образовалась после формирования Восточно-Дьявольской антиклинали.

Основные горизонты с макротрещинной проницаемостью пород выявлены по керну скв. 1-Р, где в разрезе нижне- и среднекембрийских отложений имеется 12 горизонтов с проницаемостью по макротрещинам от 3 до 29 *мдарси*. Мощность их изменяется от 20 до 130 *м* (см. рис. 37). Незначительная тре-

щинная проницаемость пород отмечена также в разрезе силура (см. рис. 36). В лудловском ярусе такие горизонты представлены загипсованными глинистыми доломитами, средняя трещинная проницаемость в которых колеблется от 2 до 2,7 *мдарси*. В венлоке проницаемы по макротрещинам верхние 37 *м* кавернозных доломитов. Средняя трещинная проницаемость составляет 3,0 *мдарси*; трещины тектонического происхождения.

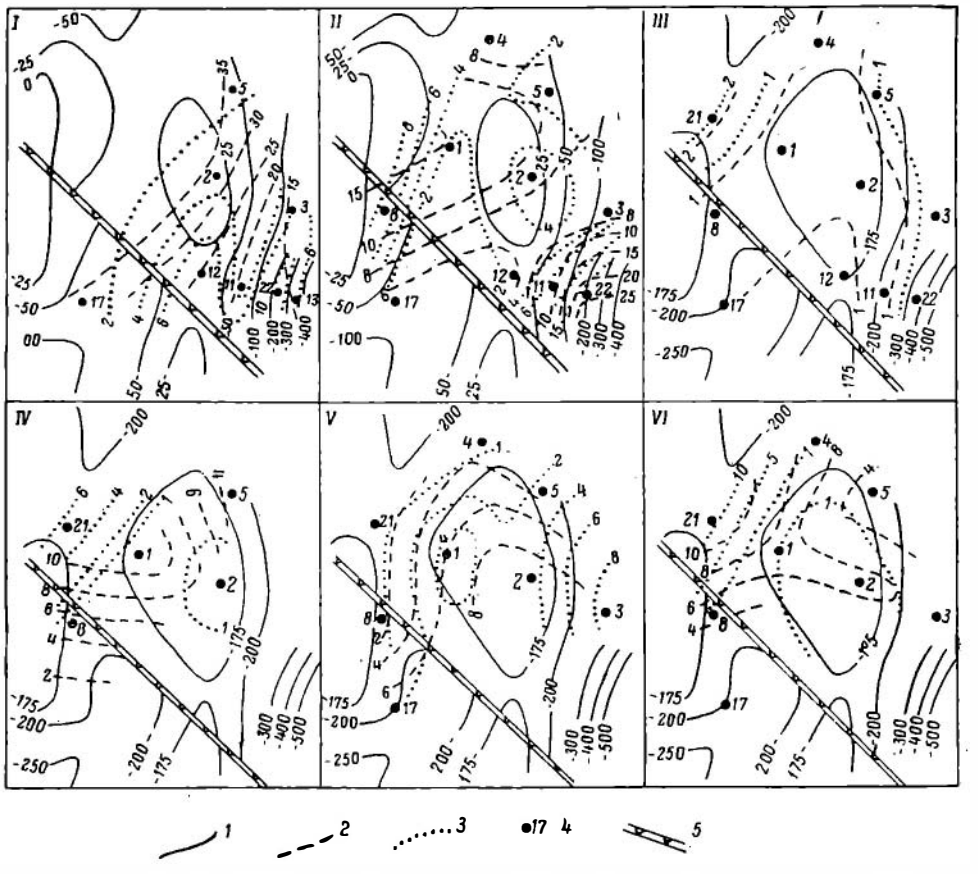


Рис. 38. Карты трещиноватости пород Сухотунгусской площади. Составил Н. В. Мельников.
I — лудловский ярус; *II* — венлокский ярус; *III* — ландоверский ярус до граптолитовых сланцев; *IV* — пачка граптолитовых сланцев ландовери; *V* — мангазейский ярус; *VI* — усть-пелядкинская свита. *1* — изогипсы по подошве венлока (*I* и *II*) и по подошве ландовери (III—VI); *2* — изолинии удельной поверхности всех трещин, *м*²/*м*³; *3* — то же, для открытых трещин, *м*²/*м*³; *4* — изученные скважины; *5* — дайка долеритов.

Микроскопическое изучение трещиноватости пород проведено в пришлифовках по 334 образцам из 7 структурных скважин и в 30 образцах из скв. 1-Р. В среднем 10 *см*² пришлифованной поверхности приходится на 1 пог. *м* керна. Результаты изучения показали отсутствие взаимосвязи трещинной проницаемости пород по послойным трещинам в пришлифовках с проницаемостью трещин по керну и со степенью трещиноватости пород (см. рис. 36, 37). Например, по данным изучения керна, породы лландовери имеют очень низкую степень растресканности ($P = 2$ *м*²/*м*³) и совершенно непроницаемы по трещинам. В то же время в пришлифовках они обладают максимальной трещинной проницаемостью (до 60 *мдарси*), обусловленной

послойными микротрещинами, причем последние наблюдаются по всему разрезу там, где они в какой-то степени зафиксированы по керну и там, где они отсутствуют. По-видимому, в пришлифовках наблюдались послойные микротрещины, возникшие как в процессе выбуривания керна, так и в процессе его хранения. При визуальном изучении керна природные послойные трещины легко отличимы от плоскостей наслоения, в то время как при микроскопическом изучении трудно провести грань между ними. Наиболее отчетливо это проявляется в тонкослоистых глинистых разностях пород, обладающих способностью быстро разрушаться под действием агентов выветривания с образованием в первую очередь трещин по наиболее ослабленным участкам, т. е. по плоскостям напластования.

Проницаемость по секущим (тектоническим) микротрещинам в пришлифовках отмечена в тех же стратиграфических интервалах, где наблюдается трещинная проницаемость по керну. Проницаемыми оказались доломиты венлока (до 12 *мдарси*) и в меньшей мере доломиты низов лудловского яруса (до 20 *мдарси*).

В разрезе скв. 1-Р, среди доломитов костинской свиты намечаются два горизонта с микротрещинной проницаемостью пород (см. рис. 37). Первый из них приурочен к низам верхней подсвиты костинской свиты. Трещинная проницаемость по двум образцам из интервала 1248—1256 *м* составляет 6 и 14 *мдарси*. Второй горизонт приурочен к нижней части костинской свиты (гл. 2214 и 2254 *м*), где также по двум образцам трещинная проницаемость равна 4 и 165 *мдарси*.

Пористость и кавернозность изучена в 550 образцах карбонатных пород. Оценка их емкостных свойств проведена по коэффициенту открытой пористости. Общая характеристика изменения этого коэффициента по разрезу приведена на рис. 36, 37. Отмечается чередование горизонтов с малой открытой пористостью (от 5 до 10%) и низкой (меньше 5%). Среднепористые горизонты (10—15%) фиксируются в средней подсвите костинской свиты, близ кровли усть-пелядкинской свиты и в лудловском ярусе. Кроме того, отдельные интервалы, судя по единичным анализам, имеют среднюю и большую пористость пород (10—17%). Для пород усть-пелядкинской свиты, лландоверского и лудловского ярусов пористость более 10% отмечена в 9% образцов. В средней подсвите костинской свиты и в венлокском ярусе такие значения пористости установлены в 20% образцов. Следовательно, наличие высокопористых горизонтов более вероятно в доломитах средней подсвиты костинской свиты и венлокского яруса.

По колонковым скважинам кавернозность доломитов венлока изменяется от 0,7 до 17,5% (в среднем 5,9%), при этом отмечены пласты с повышенной и пониженной кавернозностью. В верхней части венлока фиксируется существенное увеличение открытой пористости в западном направлении, а в нижней — в южном. Проницаемость доломитов изменяется от 0 до 178 *мдарси*, что обусловлено резкими изменениями их кавернозности по разрезу и площади. Наиболее проницаема (в среднем 37 *мдарси*) верхняя часть их разреза (до 37 *м* ниже кровли). Нижняя часть характеризуется очень малой проницаемостью, в среднем 0,6 *мдарси*.

По результатам анализов вырисовывается следующая картина распределения коллекторов по разрезу. В лудловском и венлокском ярусах развиты слабо- реже среднепроницаемые коллекторы трещинно-порового и трещинно-кавернового типов. Наилучшими показателями характеризуется верхняя часть кавернозных доломитов венлока ($h = 37$ *м*, $m = 6{,}6\%$, $K_{тр} = 12$ *мдарси*, $K_{пор} = 37$ *мдарси*). Породы названных ярусов находятся в зоне выветривания и не представляют интереса для поисков нефти и газа

на Сухотунгусской площади, но они могут быть весьма перспективными в местах глубокого погружения (на южном окончании Дьявольского вала и к востоку от флексуры, окаймляющей цепочку Сухотунгусских структур). Толща пород лландоверского и мангазейского ярусов образует хорошую покрышку мощностью 170 *м*.

В кровле верхнего кембрия фиксируется маломощный горизонт карбонатных пород-коллекторов со средней пористостью 11,1%. Проницаемость этих пород не определялась. В скв. 2-К из данного горизонта получен приток газа дебитом до 1000 *м*³/*сутки*, а в скв. 1-Р произошел выброс воды и газа.

Основная часть усть-пелядкинской свиты (около 150 *м*) представляет собой покрышку для нижележащих горизонтов среднего и нижнего кембрия. Только в основании свиты намечается горизонт среднепористых, высокотрещиноватых доломитов, который может быть коллектором трещинно-порового типа.

Породы летнинской свиты обладают низкой пористостью, но очень высокая трещиноватость и трещинная проницаемость их позволяют предположить возможность развития коллекторов трещинного типа. Последнее подтверждается водопроявлениями из пород летнинской свиты в скв. 2-Р. Такой же тип коллекторов может быть в верхней подсвите костинской свиты. Коэффициент открытой пористости здесь не превышает 2%, но трещиноватость карбонатных пород весьма высока, особенно в нижней половине разреза, где выделяются два горизонта с трещинной проницаемостью пород.

В средней подсвите костинской свиты возможен трещинно-поровый тип коллекторов. В ней наблюдается чередование пористых (6—14%), часто высокотрещиноватых доломитов с плотными различно трещиноватыми глинистыми и засолоненными доломитами. Трещинная проницаемость по керну достигает 30 *мдарси*, по пришлифовкам — 215 *мдарси*. В нижней подсвите костинской свиты, а также во вскрытой части платоновской свиты пористость пород очень низка, но весьма высоки значения трещиноватости, трещинной проницаемости, что указывает на возможность развития коллекторов трещинного типа.

* * *

Пористость и проницаемость палеозойских пород в обнажениях Приенисейской зоны платформы изучена по Норильскому и Туруханскому районам.

По Норильскому району имеются 1050 определений пористости и 200 проницаемости пород из обнажений по притокам р. Рыбной, рекам Хантайке, Кулюмбе, Горбиачину и Сухарихе (табл. 13).

Как видно из табл. 13, средняя пористость пород свыше 5% характеризует тунгусскую серию (C_2—P_2), среднеордовикские отложения и в какой-то мере нижнеордовикские (по притокам рек Рыбной и Кулюмбе).

В большинстве случаев увеличение средней открытой пористости обусловлено наличием в разрезе пластов песчаников. Так, в песчаниках тунгусской серии (C_2—P_2) эти значения равны 15—20%, в горизонте гурагирских песчаников (чуньский ярус) — 12—25% и т. д. (см. табл. 13). Все остальные горизонты в этих разрезах имеют открытую пористость меньше 3% и, видимо, бесперспективны в отношении коллекторов порового типа.

В толще нижнего палеозоя этих районов выделяются два горизонта, имеющие среднюю и высокую открытую пористость. Первый из них приурочен к кровле чуньского яруса и представлен песчаниками гурагирской свиты. По притокам р. Рыбной средняя открытая пористость песчаников данного горизонта равна 10% (изменения от 1 до 21%), по рекам Хантайке и Кулюмбе — 13% (изменения от 4 до 25%), по р. Горбиачину — 6—7%.

Межгранулярная проницаемость изменяется от 0 до 40 *мдарси*. Второй горизонт выделен в кровле карбонатных отложений Cm_3. Повышенные значения открытой пористости отмечаются по притокам рек Рыбной — 11%, Хантайке — 18% (изменения от 1 до 23%), Кулюмбе — 11% (колебания 10—12%). Межгранулярная проницаемость данного горизонта изменяется от 0 до 22 *мдарси*.

В целом по Норильскому району наблюдается уменьшение открытой пористости пород вниз по разрезу от 9—15% в пермских отложениях до 1—3% в кембрийских. По-видимому, коллекторы порового и трещинно-порового типов распространены только в отложениях среднего и верхнего палеозоя.

Коллекторские свойства палеозойских пород Туруханского района изучены по 750 анализам пористости, в образцах из обнажений по рекам Курейке, Мундуйке, Шорихе, Нижней Тунгуске, Летней и Сухой Тунгуске и по 200 определениям межгранулярной проницаемости пород (см. табл. 13).

Средняя открытая пористость свыше 10% отмечена в верхне- и среднепалеозойских отложениях. Нижнепалеозойские породы характеризуются уменьшением значений открытой пористости до 0—5% и являются в целом малоперспективными в отношении коллекторов порового типа. Только в горизонтах, сложенных терригенными породами (байкитские, неручандские песчаники) и в меньшей степени кавернозными доломитами (костинская свита), отмечена повышенная пористость, составляющая соответственно 4—17 и 4—10%.

В интервалах повышенной пористости пород можно выделить горизонты предполагаемых коллекторов. Первый горизонт приурочен к песчаникам в кровле D_1 на реках Курейке, Летней и Сухой Тунгуске, где средняя открытая пористость равна 16% (изменения от 2 до 22%) и межгранулярная проницаемость 2—5 *мдарси*. Второй горизонт приурочен к кровле усть-пелядкинской свиты (реки Курейка и Летняя). Средняя пористость равна 7% (изменения от 2 до 15%), проницаемость не определялась. Третий горизонт выделен в кровле костинской свиты по рекам Курейке, Летней и Нижней Тунгуске. Средняя открытая пористость равна 8% (изменения от 1 до 15%), межгранулярная проницаемость — 0—86 *мдарси*. Четвертый горизонт приурочен к кровле средней подсвиты костинской свиты (реки Курейка и Сухая Тунгуска). Средняя пористость доломитов составляет 10% (колебания от 2 до 20%), межгранулярная проницаемость изменяется от 0 до 10 *мдарси*. Пятый горизонт расположен в подошве платоновской свиты. Средняя пористость песчаников колеблется от 3 до 16%, межгранулярная проницаемость — от 0 до 780 *мдарси*.

Таким образом, судя по анализам образцов, взятых их обнажений в Туруханском районе, коллекторы порового типа возможны в разрезе тунгусской серии, а также в девоне и кембрии (костинская, платоновская свиты).

Приведенные данные позволяют заключить, что коллекторы порового и кавернового типов в разрезе нижнего палеозоя имеют распространение главным образом в Туруханском районе. В пределах Норильского района такие коллекторы возможны только среди карбонатных пород O_1 и Cm_3. Породы среднего — верхнего палеозоя обладают более высокими значениями открытой пористости и вероятность обнаружения в них коллекторов порового типа выше, чем в нижнем палеозое.

Трещинно-поровые и трещинно-каверновые типы коллекторов возможны в любой части разреза среднего и нижнего палеозоя, а также венда. В Норильском районе эти коллекторы наиболее вероятны в разрезе девона и верхнего силура (частично венлока), майского яруса и в верхней части

Таблица 13

Средние значения открытой пористости пород в различных районах Тунгусской синеклизы и ее обрамления

I — триасовые — девонские отложения

Район	Участок	T		P_2		P_1		C_{2-3}		C_1		D_3		D_2		D_1	
		n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
Тунгусская синеклиза	Тунгусская скв. 1-О	—	—	—	—	88	9,3	53	10,0	6	2,4	22	3,5	9	4,2	13	2,8
	Аллюнская площадь	8	10,0	94	16,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Р. Нидым	40	21.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Северо-западное обрамление синеклизы	Болгохтохская площадь	38	8,7	—	—	—	—	—	—	—	—	25	3,2	8	5,0	5	7 6
	Южно-Пясинская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	10,8	—	—
	Р. Рыбная	2	3,5	14	8,8	25	8,4	1	9,0	1	1,0	9	5,2	20	12,1	11	7.2
	Фокино-Убойнинская площадь	—	—	—	—	—	—	2	3,7	—	—	59	1,7	36	1,8	44	0,9
	Р. Горбиачин	—	—	15	12,9	15	9,3	2	19,2	3	2.5	4	7,0	—	—	—	—
	Р. Курейка	—	—	4	14,7	—	—	—	—	7	6,1	5	1.7	18	3,7	7	10,3
	Р. Летняя	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	15,5	1	4,1
	Р. Сухая Тунгуска	—	—	—	—	—	—	4	5,4	—	—	—	—	10	11,3	—	—
Юго-западное обрамление синеклизы	Р. Бахта	—	—	3	15,7	14	6,7	10	7,3	2	14.1	—	—	39	12,4	5	12,2
	Реки Тычаны, Чуня	10	19,9	—	—	—	—	11	26,6	—	—	—	—	—	—	—	—

II — силурийские — докембрийские отложения

Район	Участок	S_2ld		S_1w		S_1ln		O_3+O_2		O_1		Cm_3		Cm_2		Cm_1		Pt_3	
		n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
Тунгусская синеклиза	Тунгусская скв. 1-О	23	1,4	25	3,4	22	1,2	24	3.0	9	1.7	43	2,8	14	3.2	7	1,3	—	—
Северо-западное обрамление синеклизы	Болгохтохская площадь	4	12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Южно-Пясинская площадь	9	10,0	30	7,5	15	2,8	6	0,8	21	0,8	33	1,4	10	1,2	—	—	—	—
	Р. Рыбная	9	1,3	7	1,1	10	6,1	23	5,5	149	5,9	101	3,1	—	—	—	—	—	—
	Полбано-Гремякинская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	0,7	52	1,3
	Фокино-Убойнинская площадь	128	1,5	82	1,3	77	1:8	18	1,6	12	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—
	Р. Хантайка	3	0,7	17	1,2	6	0,9	—	—	138	3,1	341	1,9	—	—	—	—	—	—
	Р. Кулюмбе	3	4,9	1	2,7	2	0,7	6	5,4	22	5,9	14	2,8	1	0,6	—	—	—	—

	Р. Горбиачин	2	1,0	—	—	—	—	15	4,9	9	2,1	7	1,6	—	—	15	0,6	—	—
	Р. Сухариха	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	56	1,7	18	2,5
	Р. Курейка	16	1,1	38	1,6	1	0,9	17	5,2	97	4,0	91	2,6	39	4,7	—	—	—	—
	Р. Шориха	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	3,8	26	5,6	10	2,2
	Р. Летняя	—	—	1	6,4	2	0,7	—	—	3	9,7	28	2,7	31	3,6	33	5,3	—	—
	Р. Нижняя Тунгуска	1	17,3	—	—	—	—	—	—	4	10,9	—	—	6	10,0	93	5,9	1	4,2
	Р. Сухая Тунгуска	10	11,6	11	4,7	—	—	—	—	—	—	7	3,5	13	7,9	96	5,8	15	1,5
	Дьявольская площадь	65	4,6	318	5,9	50	4,0	17	2,7	—	—	105	3,7	47	1,5	92	4,2	—	—
Северо-восточное обрамление синеклизы	Р. Маймеча	—	—	—	—	—	—	—	—	10	8,4	22	3,7	31	4,2	—	—	—	—
	Р. Мойеро	26	10,6	42	5,5	18	3,2	23	7,3	57	7,0	5	4,8	—	—	—	—	—	—
	Р. Арга-Сала	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	155	7,1	101	3,6	—	—	7	4,2
	Реки Алакит, Кенгеде	—	—	—	—	—	—	—	—	35	12,5	95	7,8	72	3,6	19	3,3	15	5,5
	Р. Силигир	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,7	165	6,4	17	4,5	—	—	—	—
	Реки Оленек, Муна	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32	5,2	10	4,0	—	—	—	—
	Р. Тюнг	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	4,4	11	4,3	—	—	—	—
	Р. Марха	—	—	—	—	—	—	—	—	12	6,0	24	7,0	9	7,7	—	—	—	—
Юго-западное обрамление синеклизы	Р. Бахта	—	—	4	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Реки Б. Лебяжья, Столбовая	—	—	—	—	3	9,2	1	12,8	5	15,3	1	8,3	—	—	—	—	—	—
	Реки Тычаны, Чуня	—	—	—	—	4	7,5	18	5,7	168	18,3	48	9,0			—	—	—	—
	Р. Тасеева	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	5,8	6	8,3
	Абанская скв. 1-О	—	—	—	—	—	—	6	22,8	9	13,8	45	12,7			—	—	—	—
	Тынысская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	7,6			83	4,1	—	—
	Канарайская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	15,5			8	10,9	—	—
	Караульнинская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,5			6	6,7	—	—
	Михайловская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	2	18,9	—	—	—	—	—	—	—	—
	Кондратьевская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	1	16,7	1	8,3			8	8,6	—	—
	Тайнинская скв. 1-СП	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	58	6,0	7	4,1
	Троицкая площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	10,2	—	—
	Мурминская площадь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	6,0			24	2,3	—	—
	Р. Бирюса	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35	15,2	—	—
	Р. Тагул	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	39	9,1	—	—
	Нижнеудинская скв. 1-О	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30	9,8	—	—

Примечание. *n* — число определений.

сухарихинской свиты. В Туруханском районе такие коллекторы вероятны в девоне, силуре (исключая лландовери) и в доломитах костинской свиты.

К горизонтам пород-покрышек можно отнести отложения лландоверского и мангазейского ярусов суммарной мощностью 470—190 *м*, чопкинской свиты (800 *м*) в Норильском районе; усть-пелядкинской, летнинской свит (суммарной мощностью 400 *м*) и нижней половины алданского яруса (100—400 *м*) в Туруханском районе.

ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Трещиноватость и трещинная проницаемость, а также гранулярные типы коллекторов изучались сотрудниками ВНИГРИ в обнажениях на южном склоне Анабарской антеклизы и в скважинах. Работами СНИИГГИМС частично изучены коллекторские характеристики пород в разрезах западного склона Анабарской антеклизы. По данным ВНИГРИ (Дмитриева, Ковтун, 1962 г.; Ковтун, 1964 г.) вырисовывается неравномерное распределение трещин по разрезу синийских и кембрийских пород южного склона Анабарской антеклизы. В естественных обнажениях породы билляхской (Sn) и вышележащей маныкайской (Cm_3al) свит имеют высокую трещиноватость (до 40 *м*²/*м*³). Карбонатные породы Cm_{1-2} слабо трещиноваты (4—25 *м*²/*м*³), а вышележащие (Cm_3) — снова интенсивно трещиноваты (до 40 *м*²/*м*³).

Трещинная проницаемость пород изменяется в той же последовательности. Наиболее высокие ее значения зафиксированы в билляхской свите и верхнем кембрии. Трещиноватость и трещинная проницаемость последних изучена по керну трех колонковых скважин из района кимберлитовой трубки, где отмечается значительное уменьшение этих величин при удалении от кимберлитовой трубки.

По восточному обрамлению Тунгусской синеклизы пористость изучена в разрезах по рекам Маймеча и Мойеро, Оленек, Марха, Муна и Тюнг. На р. Маймеча коллекторские свойства изучены по 60 образцам пород нижнего ордовика и верхнего кембрия. Породы верхней части усть-куранахской свиты (O_1) обладают средней и высокой открытой пористостью (8—16%), что обусловлено наличием песчаников и песчанистых разностей карбонатов. Значения пористости изменяются от 4 до 21%. Следовательно, в верхах усть-куранахской свиты можно обнаружить коллекторы порового типа.

Нижняя часть усть-куранахской свиты и породы Cm_{1-2} характеризуются низкими значениями открытой пористости (изменения от 1 до 9%, средние — 4%). Наряду с уменьшением этих значений фиксируется значительное увеличение плотности пород вниз по разрезу (O_1 — 2,56 *г*/*см*³, Cm — 2,73 *г*/*см*³), а это подтверждает предположение о том, что поровые коллекторы возможны только в породах нижнего ордовика.

Для характеристики коллекторских свойств пород по р. Мойеро было использовано 180 анализов открытой пористости. Высокими значениями обладают два горизонта, соответствующих песчаным карбонатным породам или песчаникам. Первый из них лудловский ярус и верхние — 100 *м* венлока. Открытая пористость в этой части разреза равна 8—15% (изменения от 2 до 28%). Второй горизонт приурочен к песчаникам чуньского яруса (аналоги байкитских песчаников), в которых средняя открытая пористость составляет 6—9%, при колебаниях от 2 до 15%. Оба горизонта, по-видимому, включают поровые коллекторы. Породы лландоверского и большей части венлокского ярусов характеризуются очень низкой открытой пористостью, в среднем

2—3% (изменения от 0 до 8%). Глинистый состав пород, наряду с низкой открытой пористостью, позволяет предположительно отнести данный комплекс к категории покрышек.

В районе рек Оленёк, Силигир, Мархa и др. (южный склон Анабарской антеклизы) было использовано 850 определений открытой пористости и 300 — межгранулярной проницаемости. Основная часть определений взята из отчетов К. К. Макарова и А. Б. Коровкина (ВНИГРИ). Авторы выделяют два стратиграфических горизонта с высокими значениями открытой пористости и межгранулярной проницаемости пород. Первый из них — олондинская (O_1) и верхние две трети мархинской (Cm_3) свит. Открытая пористость пород изменяется от 4 до 33%, межгранулярная проницаемость — от 0 до 140 *мдарси*. Второй горизонт соответствует маныкайской (Cm_1) и билляхской (Sn) свитам. Средняя открытая пористость пород изменяется здесь от 1 до 23%, межгранулярная проницаемость — от 4 до 62 *мдарси*. Высокие их значения объясняются, по-видимому, кавернозностью карбонатных пород и наличием песчаников в подошве нижнего кембрия.

Остальная часть разреза палеозоя характеризуется низкими коллекторскими свойствами. Так, открытая пористость пород эгянской (Cm_3) и силигирской (Cm_2) свит составляет 4—6% (изменения от 0 до 24%), проницаемость 0—8 *мдарси* (колебания от 0 до 40 *мдарси*). Нижележащие отложения джахтарской (Cm_2), оленекской (Cm_2) и пестроцветной (Cm_1) свит характеризуются еще более низкими значениями пористости (2—4%) и отсутствием проницаемости.

Таким образом, в осадочном чехле южного склона Анабарской антеклизы намечаются два горизонта, в которых могут быть коллекторы порового типа. Они разделены мощной (620 *м*) толщей, по-видимому, непроницаемых пород. В целом, коллекторские свойства пород на восточном обрамлении Тунгусской синеклизы более благоприятны для коллекторов порового типа.

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Коллекторские свойства пород на этой территории изучались в пределах Вельминско-Бахтинского и Присаяно-Тасеевского нижнепалеозойских прогибов.

Коллекторские свойства пород *Вельминско-Бахтинского прогиба* изучены по обнажениям на реках Бахте и Подкаменной Тунгуске (участок близ устья р. Лебяжьей и в низовьях Чуни, Тычаны). Всего использовано 350 определений открытой пористости и 130 — межгранулярной проницаемости (см. табл. 13). Средняя открытая пористость песчаников пермо-карбона в районе р. Бахты равна 15%, на р. Подкаменной Тунгуске выше устья рек Тычаны и Чуни — 27% (изменения от 10—35%), межгранулярная проницаемость соответственно равна 16 и 600 *мдарси* (колебания от 1 до 2000 *мдарси*).

Открытая пористость девонских песчаников на р. Бахте равна 18—25% (изменение значений от 5 до 27%). Межгранулярная проницаемость в данных породах не определялась.

В отложениях нижнего ордовика по рекам Тычаны, Чуня, Б. Лебяжьей и Столбовой высокие и средние значения открытой пористости связаны с песчаниками и песчанистыми карбонатными породами байкитской и чуньской свит. Средняя пористость их равна 15% (значения изменяются от 3 до 36%), межгранулярная проницаемость 0—590 *мдарси*. Выделяется горизонт байкитских песчаников с открытой пористостью 17—19% и проницаемостью больше 1 *мдарси*.

Судя по высоким значениям открытой пористости и межгранулярной проницаемости, песчаники пермо-карбона, девона и нижнего ордовика обладают коллекторами порового типа.

Низкими значениями (5—10%) открытой пористости и межгранулярной проницаемости характеризуются породы верхнего кембрия и среднего ордовика — нижнего силура (см. табл. 13), что обусловлено наличием глинистого цемента в песчаниках и преобладанием глинистых пород в разрезе. Эта толща может служить надежной покрышкой для песчаных коллекторов нижнего ордовика.

Таким образом, в рассматриваемом районе можно выделить три горизонта коллекторов порового типа: отложения пермо-карбона, девона и нижнего ордовика (байкитские песчаники). Между двумя последними расположены возможные покрышки (O_2 — S_1).

В Присаяно-Тасеевском прогибе результаты исследования коллекторов по отдельным площадям и скважинам изложены в работе И. Н. Сулимова и др. [1966]. Во избежание повторений в данном разделе приведены основные закономерности изменения коллекторских свойств пород по площади и разрезу этого региона.

В пределах западной наиболее освещенной бурением части прогиба коллекторские свойства определялись на Хырсантьевской, Среднинской, Троицкой, Мурминской, Тынысской, Караульнинской, Каранайской, Кондратьевской и Михайловской площадях. В центральной и внешней зонах прогиба изучены разрезы Тайшетской, Абанской, Чуно-Бирюсинской, Тайнинской, Мироновской и Заярской глубоких скважин. По рекам Тагулу, Бирюсе, Тасеевой, Усолке и другим изучена трещиноватость пород в естественных обнажениях. Кроме того, были использованы данные других исследователей.

По степени трещиноватости пород территория Канско-Тасеевской впадины расчленяется на три зоны (рис. 39).

Первая зона трещиноватости приурочена к полосе сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой, где изучена трещиноватость пород на участках г. Камешок, дер. Ялай и в некоторых скважинах Михайловской и Кондратьевской площадей. Данная зона (шириной 15—20 *км*) характеризуется интенсивной и сравнительно равномерной трещиноватостью, что обусловливает хорошую проницаемость пород и отсутствие экранирующих покрышек по всему разрезу осадочного чехла. Последнее обстоятельство позволяет считать эту зону бесперспективной в отношении нефтегазонакопления. Сюда входит Шишкинский вал, Канская антиклиналь и др.

Вторая зона трещиноватости соответствует внутренней зоне Присаяно-Тасеевского краевого прогиба в пределах развития крупных линейно-ориентированных валов: Унжа-Данилкинского, Канарайско-Усть-усолкинского, Троицко-Кокуйского и др. Некоторая удаленность от складчатого обрамления платформы определяет пониженную (по сравнению с первой зоной) степень трещиноватости пород. Здесь наблюдается четкая связь трещиноватости с тектоническим строением района. Максимумы трещиноватости приурочены к отдельным локальным поднятиям, а в пределах самих поднятий — к участкам периклинальных замыканий и к зонам погружения крыльев (до 80—100 $м^2/м^3$). Сводовые части структур менее трещиноваты (до 50 $м^2/м^3$). Интенсивность трещиноватости закономерно уменьшается в восточном направлении.

Не менее четкие различия наблюдаются и по различным стратиграфическим горизонтам разреза. В пределах зоны выделены четыре крупных литолого-стратиграфических комплекса различной трещиноватости.

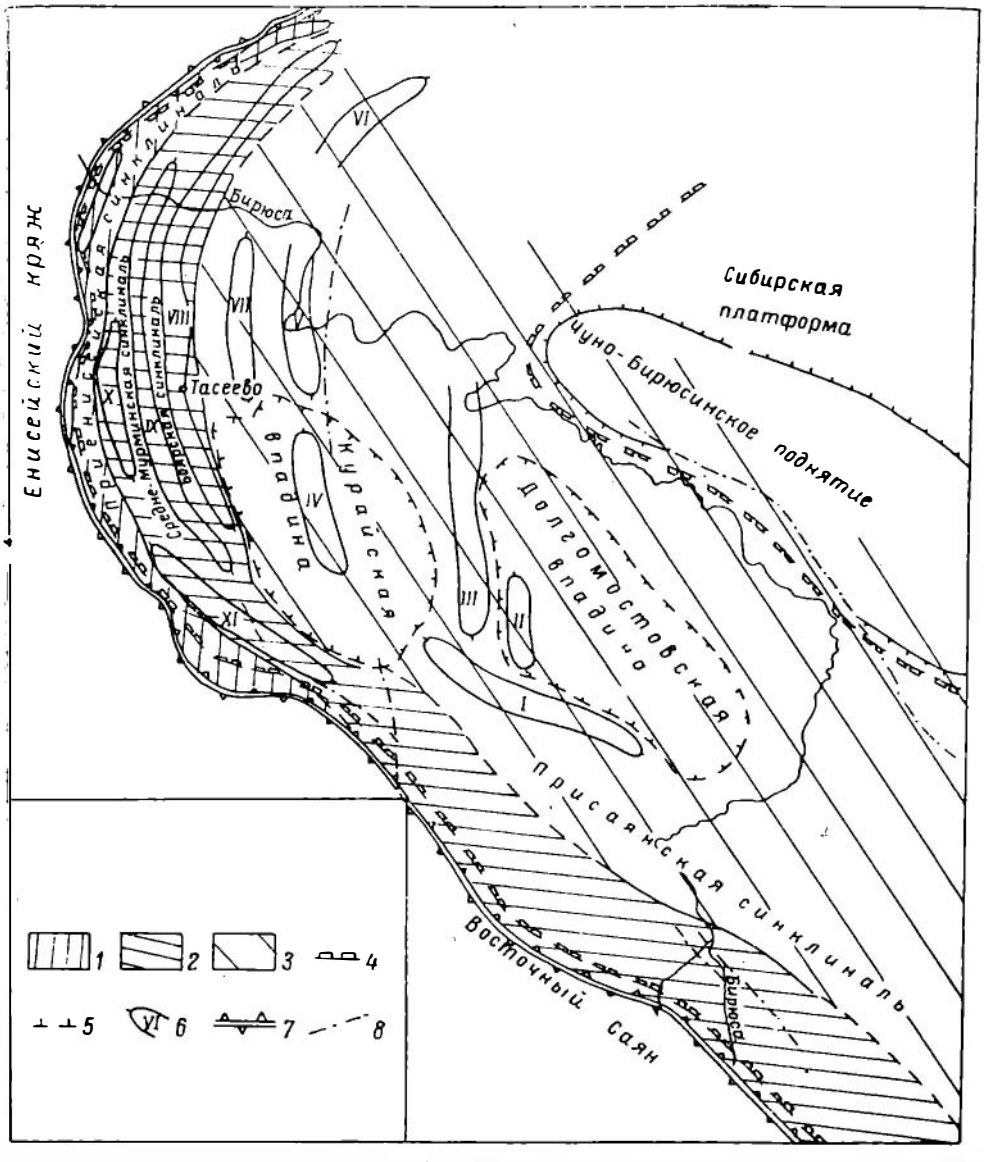


Рис. 39. Схема распространения зон различной трещиноватости в нижнем палеозое Присаяно-Тасеевского прогиба. Составил В. Н. Воробьев и И. Н. Сулимов.

Зоны трещиноватости: 1 — устойчивой высокой; *2* — переменной (средней и высокой в пределах валов и низкой в остальных участках); *3* — очень низкой и возможно низкой (в пределах валов и локальных поднятий); *4* — границы прогиба; *5* — границы крупных структурных элементов прогиба; *6* — валы: *I* — Новгород-Николаевский; *II* — Капкорский; *III* — Захарово-Пушкинский; *IV* — Покровско-Ношинский; *V* — Кайтымский; *VI* — Моктыгинский; *VII* — Сидоровский; *VIII* — Троицко-Кокуйский; *IX* — Канарайско-Усть-усолкинский; *X* — Унжа-Даниловский; *7* — зоны глубинных разломов; *8* — дизъюнктивные нарушения.

Первый комплекс включает слабо трещиноватые отложения нижнего ордовика и верхнего кембрия. Трещины, как правило, открытые. Интенсивность трещиноватости составляет 2—5 $м^2/м^3$. Трещинная проницаемость отсутствует.

Второй комплекс включает отложения верхоленской свиты. Интенсивность трещиноватости в зависимости от структурного положения скважин изменяется в пределах 30—50 $м^2/м^3$. Свиту можно подразделить в свою очередь на три регионально выдержанные пачки. Верхняя из них отличается резким преобладанием открытых трещин. Во второй пачке трещины, как правило, выполнены гипсом. Интенсивность трещиноватости повышается от 10 до 20—40 $м^2/м^3$. В основании свиты выделен 20—25-метровый горизонт резко повышенной трещиноватости (до 80 $м^2/м^3$).

В пределах поднятий аргиллиты и мергели верхоленской свиты, несмотря на преобладание в ее нижней части закрытых трещин, достаточно хорошо проницаемы, что лишает их экранирующих свойств. По мере удаления от сводов поднятий эти породы становятся более надежной покрышкой.

Третий литолого-стратиграфический комплекс трещиноватости охватывает отложения карбонатно-солевого комплекса (ангарская — усольская свиты). Этот комплекс сложен перемежающимися пачками трещиноватых, слабо трещиноватых и практически нетрещиноватых пород, что создает благоприятные условия для формирования залежей флюидов. В зависимости от тенденций к растрескиванию, литологические разности пород можно расположить в следующем порядке (табл. 14).

Таблица 14

Трещиноватость пород на изученных площадях Присаяно-Тасеевского прогиба

Площади	Возраст	Алевролит		Песчаник		Аргиллит		Алевролит загипс.		Доломит		Известняк	
		h	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*	*h*	*P*
Тыныссская	Cm_3	1439	20,0	470	11,7	672	13,2	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	493	18,0	58	10,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Мурминская	Cm_3	172	34,1	82	54,0	995	17,2	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	112	80,7	14	28,9	13	17,1	—	—	—	—	29	57,5
Троицкая	Cm_3	1222	1,8	1029	4 5	328	1,5	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	335	24,2	71	10,2	—	—	—	—	65	23,8	7	0,0
Кондратьевская	Cm_3	774	24,1	1260	3,0	194	21,9	—	—	—	—	2	55,9
	Cm_1	43	19,2	75	28.3	—	—	—	—	36	12,0	14	22,1
Тайнинская	Cm_3	14	45,6	2	31,9	19	1,7	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	15	9 9	72	1,7	15	2,5	—	—	1	3,7	4	19,8
Тайшетская	Cm_3	—	—	—	—	361	0,3	—	—	—	—	—	—
Заярская	Cm_3	285	0,7	10	3,6	100	0,1	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	—	—	—	—	—	—	—	—	209	0 1	3	5,3
Мироновская	Cm_3	32	2,1	3	0,0	—	—	—	—	5	3,1	—	—
	Cm_1	—	—	—	—	—	—	—	—	216	0,5	—	—
Караульнинская	Cm_3	942	24,0	49	13,5	277	40,3	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	344	42,9	39	36,9	—	—	—	—	151	17,0	7	19,0
Канарайская	Cm_3	1606	27.6	547	5,6	474	21,6	75	0,3	—	—	—	—
	Cm_1	83	46,6	58	28 7	—	—	198	31,8	278	29,5	—	—
Михайловская	Cm_3	543	17,4	626	0,9	86	13,9	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	51	68,9	20	44.0	23	43 0	—	—	34	36,3	—	—
Среднинская	Cm_3	82	112,2	—	—	28	0,0	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	323	22,2	178	5,4	—	—	—	—	67	5,5	—	—
Хырсантьевская	Cm_3	599	14,0	—	—	328	3,4	—	—	—	—	—	—
	Cm_1	274	6,2	3	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. *h* — изученный керн, *м*; *P* — удельная поверхность трещин, $м^2/м^3$.

Комплекс условно расчленяется на 4 пачки. Первая из них охватывает верхнюю карбонатную, сильно трещиноватую, часть ангарской свиты, в которой интенсивность трещиноватости составляет 40—120 $м^2/м^3$ и величина трещинной проницаемости до 30 *мдарси*. На участках далекого погружения крыльев поднятий, где верхоленские образования достаточно непроницаемы, эта часть свиты может служить ловушкой флюидов. Вторая пачка представлена чередованием трещиноватых, слаботрещиноватых и нетрещиноватых терригенно-карбонатно-галогенных пород в объеме ангарской (нижней ее части), булайской и бельской свит. Горизонты трещиноватых пород здесь перекрыты пластами непроницаемых каменных солей. Величина трещинной проницаемости достигает 10—15, реже 20 *мдарси*; следовательно эти горизонты являются весьма благоприятными для нефтегазонакопления. Такие горизонты приурочены к нижней части бельской, верхней части ангарской, верхам и реже низам булайской свит. Третья пачка соответствует практически нетрещиноватым галогенным образованиям усольской свиты, которая представляет собой регионально выдержанную покрышку для возможных залежей нефти и газа в нижележащих отложениях. Четвертая пачка соответствует низам усольской свиты (осинский горизонт). Трещиноватость пород составляет около 30 $м^2/м^3$ при трещинной проницаемости до 10—15 *мдарси*. Региональное распространение, удовлетворительные значения трещинной проницаемости и надежное экранирование позволяют считать эту часть разреза благоприятной для нефтегазонакопления.

Четвертый литолого-стратиграфический комплекс трещиноватости соответствует отложениям мотской и ушаковской свит. Интенсивность трещиноватости пород здесь невыдержана по разрезу, сколько-нибудь заметной связи ее с литологией не отмечается.

В пределах рассматриваемой зоны достаточно полно изучены коллекторы гранулярного типа. В отложениях луговской и дзержинской свит величины открытой пористости составляют 17—19% при удовлетворительных значениях проницаемости (единицы *мдарси*). Лучше охарактеризованы отложения ангарской свиты, для которой максимальное значение средней открытой пористости песчаников зафиксировано на Тынысском поднятии. В южном и восточном направлениях наблюдается уменьшение ее значений до 5—9%.

Намечена отчетливая закономерность изменения коэффициента пористости по площади локальных поднятий. Своды поднятий отличаются минимальной пористостью пород, что объясняется, по-видимому, большей степенью вторичной нарушенности порового пространства в процессе формирования структур и более свободным проникновением по трещинам высокоминерализованных вод.

О закономерностях изменения открытой пористости в более глубоких горизонтах можно судить по единичным скважинам. Разрез нижнекембрийских отложений в целом характеризуется пониженными значениями открытой пористости и нулевыми или близкими к ним величинами межгранулярной проницаемости. Намечается ухудшение коллекторских свойств пород сверху вниз по разрезу. Если открытая пористость алевролитов и песчаников в ангарской свите составляет 5—15%, то в булайской и бельской свитах она снижается соответственно до 7—10%, а местами до 0,4—5%. В песчаниках мотской и оселочной свит, а также в терригенных прослоях усольской свиты отмечено некоторое увеличение открытой пористости — соответственно до 4—8, 5—15 и 4—8%. Аналогичная картина изменений намечается и в карбонатных породах усольской свиты. В толще нижнего кембрия можно выделить несколько горизонтов, обладающих повышенной пористостью, но

все они характеризуются очень низкой межгранулярной проницаемостью пород (менее 0,1 *мдарси*).

Третья зона трещиноватости пород соответствует внешней части Присаяно-Тасеевского прогиба. Разрез нижнего палеозоя этой зоны трудно расчленить по степени трещиноватости на отдельные комплексы. Величина удельной поверхности трещин не превышает 8 $м^2/м^3$, составляя в среднем 2,4 $м^2/м^3$. Исключение составляют долериты, где интенсивность трещиноватости поднимается до 20 и даже 40 $м^2/м^3$. Коллекторы порового типа в пределах этой зоны установлены в ордовикских отложениях. Открытая пористость в песчаниках обычно составляет 15—25, реже 10—30%; межгранулярная проницаемость от 0,1 *мдарси* до 2,5 *мдарси*. Наиболее высокими значениями проницаемости обладают пласты песчаников братской свиты, нижней части мамырской и верхней части ийской свиты (I, II, реже III классы, по Г. И. Теодоровичу). Нижняя часть ийской и вскрытая в Абанской скв. 1-О часть луговской свит (40 *м*) слабопроницаемы почти по всему разрезу (V, IV, реже III классы).

Значение ордовикских коллекторов для нефтегазонакопления в значительной мере снижается из-за отсутствия надежных экранирующих покрышек.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Определение степени трещиноватости пород показало, что во всех районах западной части Сибирской платформы наиболее трещиноваты долериты, базальты и осадочные породы, претерпевшие изменения в зоне контакта с интрузиями долеритов. Среди осадочных пород максимальная трещиноватость фиксируется в аргиллитах, алевролитах и ангидритизированных глинистых доломитах.

Изучение трещин на локальных поднятиях показало, что степень трещиноватости нижнепалеозойских пород на северо-западе платформы максимальна в Норильском районе (Фокинско-Убойнинская площадь) и минимальна в Туруханском районе (Сухотунгусская площадь). По отложениям среднего и верхнего палеозоя такая закономерность не прослеживается. В пределах Норильского и Туруханского районов намечается подобная направленность изменения трещиноватости пород по разрезу. Здесь выделены три зоны, из которых верхняя включает образования верхнего силура, девона, нижнего карбона и, по-видимому, угленосные отложения пермо-карбона. Эта зона характеризуется высокой и повышенной трещиноватостью пород. Средняя зона включает разрез нижнего силура, ордовика и кембрия, характеризующийся незначительной трещиноватостью пород. Нижняя зона в объеме сухарихинской свиты, изученная только на Гремякинской антиклинали, отличается высокой трещиноватостью пород.

Можно предположить несколько основных причин образования рассмотренных зон различной трещиноватости. Первой причиной могли явиться изменения амплитуды тектонических движений в период формирования этих литолого-стратиграфических комплексов. Второй причиной могли быть особенности литологического состава пород, что подтверждается наблюдениями по всем изученным районам (см. табл. 6—12). Третьей причиной могла быть глубина залегания той или иной толщи во время формирования трещин. Для уточнения роли этих геологических причин рассмотрим трещиноватость тел долеритов. Внедрение в триасовом периоде интрузий долеритов в различ-

ные толщи палеозоя Сибирской платформы позволяет исключить влияние на их трещиноватость более ранних (палеозойских) тектонических движений. Незначительные изменения физических свойств для различных типов долеритов, по сравнению с изменениями этих свойств для осадочных пород, позволяют пренебречь этой причиной при объяснении различной трещиноватости долеритов.

Различия трещиноватости тел долеритов, вероятно, могут быть объяснены: а) глубиной залегания долеритов во время образования трещин (влияние глубины на физические свойства долеритов); б) различиями в компетентности вмещающих толщ и в) различиями в мощности интрузивных тел. Основной материал по этому вопросу, позволяющий нам в какой-то мере оценить данные причинные связи, получен на Фокинско-Убойнинской площади и по Тунгусской опорной скважине (см. табл. 7, 11).

На Фокинско-Убойнинской антиклинали, сформировавшейся после накопления триасовых образований, трещиноватость долеритов уменьшается следующим образом: девон — 42,2, силур — 34,4, ордовик — 22,7 $м^2/м^3$. В разрезе Тунгусской опорной скважины эта зависимость проявляется так: верхний девон — 131,0, средний — нижний девон — 66,8, верхний силур — 12,8, нижний силур — 4,8 $м^2/м^3$. При этом резкий скачок в уменьшении трещиноватости фиксируется на границе верхней и средней зон трещиноватости. Закономерное уменьшение степени трещиноватости долеритов вниз по стратиграфическому разрезу (при близкой мощности интрузий), по-видимому, является результатом глубины их залегания во время образования трещин. Уменьшение трещиноватости долеритов, внедрившихся в породы перми и карбона, по сравнению с долеритами среди девонских отложений, объясняется, по-видимому, различиями в компетентности вмещающих толщ и, в частности, влиянием диктующих слоев (Белоусов, 1954 г.).

Количественные масштабы изменения пористости оценены по тем стратиграфическим интервалам, в которых широко распространены песчаные породы, так как преобладающие среди палеозойских отложений карбонаты часто характеризуются вторичной пористостью. Возникновение таких явлений в песчаниках затруднено. Нами выбраны три интервала разреза, терригенные породы которых прослежены по большинству районов Тунгусской синеклизы и ее обрамления: песчаники в основании палеозойского разреза (мотская свита на юге, подошва платоновской свиты на западе и манькайская свита на востоке), песчаники в нижнем и среднем ордовике (байкитские, неручандские и их аналоги) и тунгусской серии.

Данные карты пористости, построенной по этим стратиграфическим горизонтам (рис. 40), позволяют заключить, что среди песчаников в основании палеозоя наименьшая пористость наблюдается в Норильском и на севере Туруханского районов, пониженная пористость — на территории Присаяно-Енисейского краевого прогиба. Низкие значения открытой пористости, вероятно, будут характерны также для северной половины Тунгусской синеклизы. Пористость песчаников нижнего и среднего ордовика и тунгусской серии также минимальна на северо-западе Сибирской платформы. В южной части Тунгусской синеклизы и ее обрамлении пористость песчаников этого горизонта имеет максимальные значения (см. табл. 13).

Такой характер изменения величин открытой пористости пород приводит к убеждению, что гранулярные коллекторы в палеозое имеют широкое распространение на юге Тунгусской синеклизы (от водораздела рек Подкаменной и Нижней Тунгусок), возможно ограниченное — на северо-востоке синеклизы и ее восточном обрамлении, и очень ограниченное (и только в разрезе среднего и верхнего палеозоя) — на северо-западе синеклизы (рис. 41).

Степень проявления и характер распределения коллекторов кавернового (межагрегатного) типа в карбонатных породах обрамления Тунгусской синеклизы изучены весьма слабо. К толщам палеозоя, предрасположенным

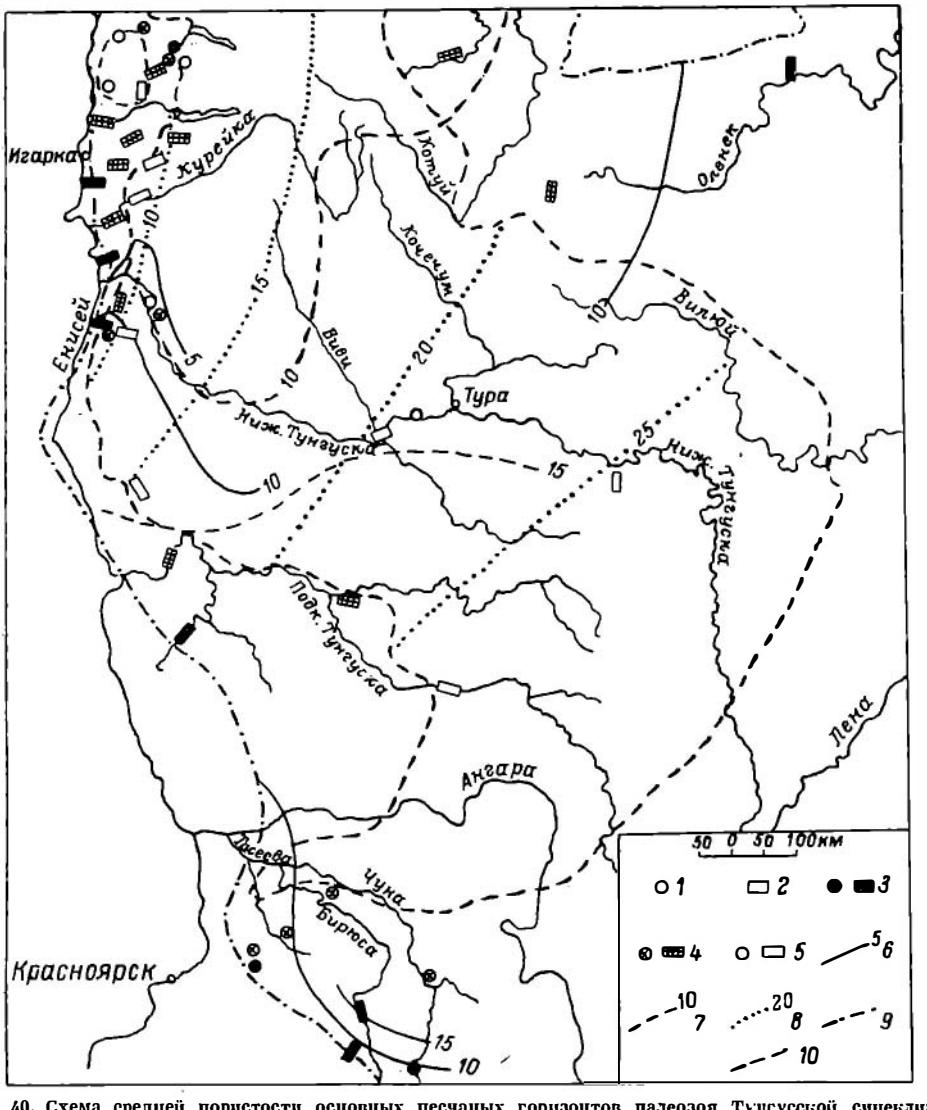


Рис. 40. Схема средней пористости основных песчаных горизонтов палеозоя Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Составил И. В. Мельников.

1 — площади, где пористость определялась по керну скважин; *2* — то же, по образцам из обнажений; *3* — площади, по которым определена пористость песчаников, залегающих в основании кембрия; *4* — то же, для песчаников, залегающих в кровле нижнего ордовика (байкитская, иручандская свиты и их аналоги); *5* — то же, для песчаников тунгусской серии; *6* — изолинии средней открытой пористости песчаников, залегающих в основании кембрия; *7* — то же, для песчаников, залегающих в кровле нижнего ордовика; *8* — то же, для песчаников тунгусской серии; *внешние контуры зон распространения:* *9* — нижнепалеозойских отложений; *10* — тунгусской серии.

к образованию коллекторов этого типа, относятся карбонатные породы нижнего ордовика в Норильском районе, доломиты венлока и нижнего кембрия в Туруханском районе, доломиты нижнего кембрия в Присаяно-Енисейском прогибе и карбонаты верхнего кембрия южного склона Анабарского массива.

Трудно выделить конкретные горизонты разреза, характеризующиеся региональным распространением коллекторов кавернового типа. Условно к ним можно отнести карбонатные породы ленского яруса, кавернозные — Туруханском и Присаяно-Тасеевском районах, а также венлок Туруханского и Норильского районов.

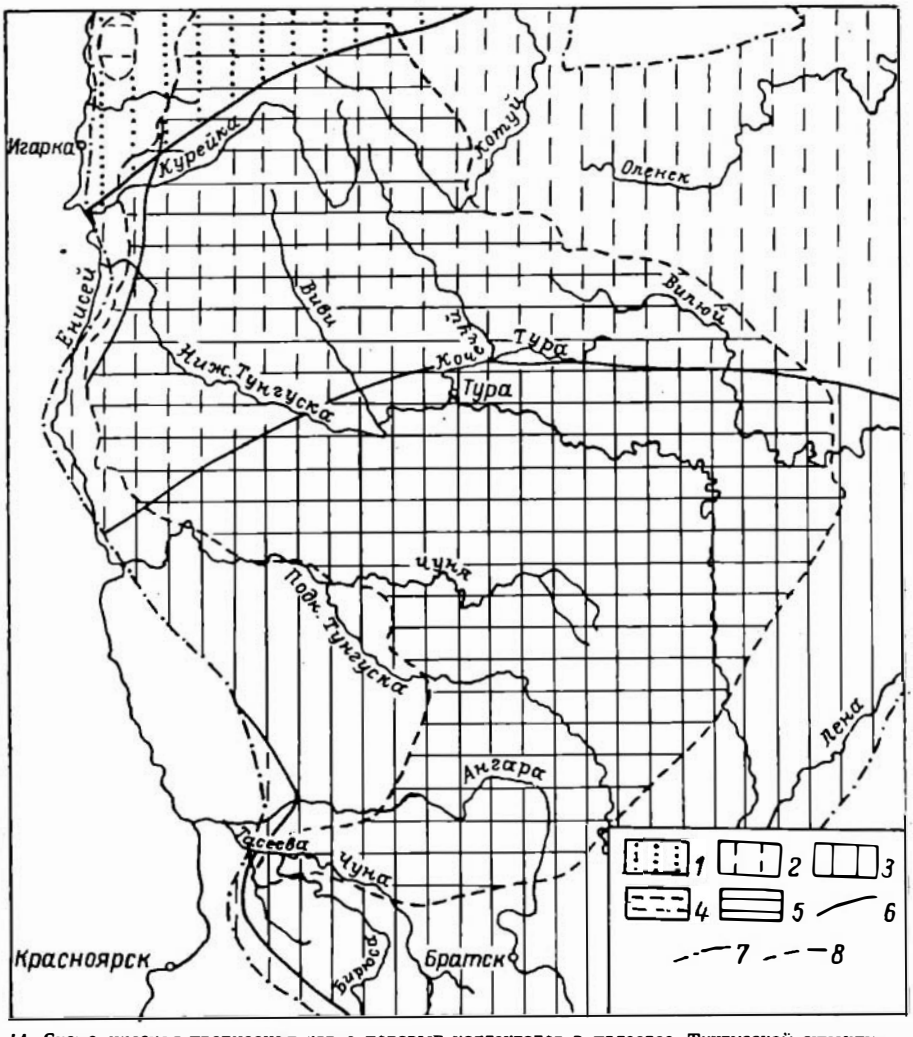


Рис. 41. Схематическая прогнозная карта поровых коллекторов в палеозое Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Составил И. В. Мельников.

Области распространения поровых коллекторов: 1 — очень ограниченного в отложениях Pz_1 (отсутствие коллекторов в породах Cm и ограниченное распространение поровых и кавернозных коллекторов в породах O_{1-2}, S_1); *2* — ограниченного в отложениях Pz_1; *3* — повсеместного в отложениях Pz_1; *4* — ограниченного в отложениях Pz_2; *5* — повсеместного в отложениях Pz_2; *6* — границы областей различной перспективности; *внешние* контуры распространения: *7* — отложений Pz; *8* — тунгусской серии.

Анализы межгранулярной проницаемости пород палеозоя выполнены в основном по образцам из естественных обнажений. Их числовые значения не могут привлекаться для характеристики коллекторских свойств пород того или иного района. По керну скважин анализов гораздо меньше и, следовательно, пока нельзя установить пределы изменения проницаемости пород палеозоя (включая трещинную проницаемость) на рассматриваемой территории.

ГЛАВА IV. ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА, НЕФТЕЙ И БИТУМОВ

Первые находки битумов на исследуемой территории относятся к 30-м годам XX столетия (П. Г. Верхоланцев, Л. М. Шорохов, Л. П. Смирнов, А. А. Предтеченский, Ф. Г. Марков, А. Г. Вологдин, Г. И. Кириченко). Битумы были сосредоточены в Туруханском районе. К концу 30-х годов относятся и первые химические исследования битумов (В. А. Успенский, В. Г. Пуцилло и П. И. Санин). В эти же годы был впервые поставлен вопрос о перспективах нефтегазоносности Приенисейской части Сибирской платформы. В дальнейшем, в связи с трудностями военных лет, а также вследствие того, что перспективность указанного региона на нефть и газ некоторыми исследователями отрицалась, вопрос о нефтепоисковых работах, а стало быть, и о нефтегеохимических исследованиях в западной части Сибирской платформы был снят с повестки дня. В середине 50 годов в связи с широкой постановкой геологосъемочных и тематических работ (ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ВАГТ и др.) вопрос о перспективах нефтегазоносности запада платформы вновь привлек внимание исследователей. В 1955 г. на данной территории нефтепоисковые тематические исследования, в том числе и геохимические, начинает СНИИГГИМС (С. П. Микуцкий, Э. В. Чайковская, Т. К. Баженова). В 1960—1963 гг. они были продолжены Т. К. Баженовой. С 1957 г. на территории Тунгусской синеклизы нефтепоисковые тематические работы проводятся геологами ВНИГРИ (В. Д. Козырев и др.), которые по геохимии практически ограничиваются изучением макробитумопроявлений, за исключением исследований Л. С. Беляевой разреза Тунгусской опорной скважины, где ею были изучены рассеянные битумы и органическое вещество.

С 1961 г. геохимические исследования (как часть нефтепоисковых тематических работ) в Норильском районе проводятся НИИГА. Главное их направление — изучить битуминозность силурийских и девонских отложений разбуриваемых площадей и нефтепроявлений на Болгохтохской площади.

Проведение нефтегеохимических исследований в западной части Сибирской платформы сопряжено с определенными трудностями, которые определяются, прежде всего, геологическими причинами.

1. Палеозойские отложения Тунгусской синеклизы доступны наблюдению только в пределах ее обрамлений вследствие перекрытия центральных частей туфолавовой толщей триаса и отсутствия глубоких скважин на этой территории. Между тем, обрамления синеклизы в тектоническом отношении представляют приподнятые участки, т. е. зоны (области) нефтегазонакопления, для которых нефтесборными площадями в основном являются погруженные участки Тунгусской синеклизы. Вследствие этого разрезы обрамлений в большинстве своем «заражены» эпигенетичными битумами, представля-

ющими собой, как правило, продукты разрушения нефтяных залежей. Последнее значительно затрудняет диагностику первично битуминозных толщ, количественную и качественную оценку процессов преобразования органического вещества в них.

2. Указанные выше трудности усугубляются и преимущественно карбонатным составом палеозойского разреза обрамлений, вследствие чего одни и те же породы нередко обладают как битумопродуцирующими, так и коллекторскими свойствами, что опять-таки приводит к смешению первичной и вторичной битуминозности, а стало быть, и к потере информации о характере каждой из них в отдельности.

3. Развитие траппового интрузивного магматизма обусловило высокую степень метаморфизма не только рассеянного органического вещества, но и (в определенных зонах) вторичных битумов, до превращения последних в антраксалиты. Эти вторичные нерастворимые битумы при относительно рассеянной форме залегания в аналитической практике легко могут быть приняты за остаточную часть первичного органического вещества; таким образом, возникает необходимость специальных методов их распознавания. Интрузивный магматизм неизбежно обусловил присутствие битумов и чисто нафтоидной природы, которые не имеют ничего общего с проявлениями нафтидов, свидетельствующих, как правило, о нефтеносности недр.

Такая специфичность геологических условий западной части платформы создает не только своеобразие и широту генетических линий битумов, но и, что самое главное, преподносит их наблюдателю не в чистом, а в смешанном виде. Следовательно, при постановке нефтегеохимических исследований на первый план выступают вопросы диагностики первично- и вторичнобитуминозных толщ, диагностики тех или иных генетических типов битумов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ЕГО БИТУМИНОЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Кембрийские отложения. Распределение органического вещества в кембрийских отложениях западной части Сибирской платформы имеет весьма неравномерный характер как по разрезу, так и по площади и подчиняется изменениям фациально-литологического состава отложений.

В отношении изучения сингенетического органического вещества в наиболее «выгодном» положении оказываются разрезы кембрийских отложений Норильского и Игарского районов как наименее зараженные битуминозными веществами миграционного происхождения (по-видимому, вследствие более плохих коллекторских свойств). Следует оговориться, что при подсчете средних содержаний $C_{орг}$ по всем разрезам образцы со сколько-нибудь значительной вторичной битуминозностью любого характера были исключены.

Распределение $C_{орг}$ в разрезе кембрия Норильского района показано в табл. 15. Наиболее обогащены сингенетическим органическим веществом сухарихинская свита Cm_1al, толщи темноцветных глинистых известняков Cm_1al, темноцветных глинистых известняков и мергелей Cm_2 и чопкотинская свита Cm_3, в особенности ее нижняя подсвита. Все указанные толщи имеют значительное литологическое сходство, их отличают повышенная терригенная глинистая и алевритовая примесь, основными литологическими разностями для них являются: темно-серый глинисто-алевритистый известняк и черный алевритистый мергель. Для пород характерна тонкая слоистость и микрослоистость, вероятно, сезонного характера, которой и подчиняется распределение органического вещества.

Таблица 15

Распределение $C_{орг}$ в разрезе кембрия Норильского района

Свита	Мощность, м	Кол-во образцов	Содержание $C_{орг}$, %		Литологический состав
			Среднее	Колебания	
Сухарихинская	470	94	0,33	0,06—3,94	Черные и серые глинистые известняки
Краснопорожская . . .	65	4	0,075	0,03—0,17	Светло-серые и красные известняки
Толща черных фосфатоносных известняков	60	5	0.17	0,05—0,55	Серые и черные глинистые известняки
Толща черных известняков и мергелей . .	210	23	0,47	0,03—1,52	Серые и черные известняки и мергели
Чопкотинская:					
нижняя подсвита	300—350	49	0,8	0,06—3,12	Серые и черные глинисто-алевритовые известняки и мергели
верхняя подсвита	500—600	53	0,18	0,03—1,13	Серые глинистые алевритистые известняки
Тукаландинская	260—400	19	0,075	0,02—1,17	Серые органогенные известняки, желтые доломиты, красные мергели

Частота распределения значений $C_{орг}$ по интервалам для сухарихинской свиты (Cm_1al) видна из следующего:

Градации $C_{орг}$, %	Кол-во образцов
0,05—0,1	15
0.1—0,2	36
0,2—0,3	17
0,3—0,4	12
0,4—0,5	6
0,5—1	4
1	3

Толща темноцветных известняков и мергелей ($Cm_1al + Cm_2$) и чопкотинской свиты (Cm_3) имеет показатели (табл. 16).

Каждая из свит имеет только один частотный максимум значения $C_{орг}$, но в разных интервалах градации. Распределение $C_{орг}$ по разрезу сухарихинской свиты имеет неравномерно циклический характер, что определяется строением самой свиты. Это подчеркивается тремя маломощными прослоями кварцевых песчаников, два верхних из которых перекрываются пачками серых сульфатоносных доломитов. Максимальные значения $C_{орг}$ связаны с мергелями, минимальные — с сульфатоносными доломитами и песчаниками.

Содержание рассеянного хлороформенного битума А во всех обогащенных органическим веществом горизонтах кембрия Гремякинской площади, по данным горячей экстракции, составляет 0,008—0,014% на породу, степень битуминизации органического вещества ($\beta_{ов.хл}$) колеблется от 0,5 до 20%. Элементарный состав битумов следующий: С — 75—78; Н—10—11,5; О+N + S — 10—13%. В основном эти битумы, по-видимому, имеют остаточный характер, но среди них возможны и перераспределенные битумы (при высоких $\beta_{ов.хл}$).

Таблица 16

Градации $C_{орг}$, % на породу	Кол-во образцов		
	Толща темноцветных известняков и мергелей	Чопкотинская свита	
		нижняя подсвита	верхняя подсвита
0,01—0 05	2	—	7
0,05—0,1	3	3	24
0,1—0,2	7	8	15
0,2—0,5	8	15	4
>0,5	—	—	3
0,5—1,0	4	10	—
1,0—1,5	3	—	—
1,0—2,0	—	7	—
1,5—2,0	1	—	—
2,0—3,0	—	5	—
>3,0	—	1	—

Характер распределения битумов в чопкотинской свите на р. Чопко ранее изучался нами. Полученные результаты частично опубликованы [Серегин и др., 1965]. Ниже рассматриваются лишь основные моменты распределения битумов в указанном разрезе. Содержание хлороформенного битума А в нижней подсвите колеблется от 0,001 до 0,1 % на породу при колебании $C_{орг}$ от 0,3 до 3,12% (здесь и ниже на породу), $\beta_{ов.хл}$ изменяется от 0,8 до 6,36 %. Хлороформенные экстракты (битум А) имеют полужидкую и жидкую консистенцию и светлую окраску — от светло-коричневой до зеленоватой. Элементарный состав хороформенного экстракта из сборного образца нижней подсвиты следующий: С—75,03; Н — 10,07; О + N + S — 14,90 %. По данным хроматографии, содержание масел в экстракте 59,9; смол — 37,7%; асфальтены отсутствуют (2,4% — потери). Элементарный состав масел: С — 85,47; Н — 13,38; О + N + S — 1,15%; смол — С — 73,41; Н — 8,18; О + N + S — 18,41%.

Инфракрасная спектроскопия * масел фиксирует присутствие метаново-нафтеновых углеводородов, в том числе и твердых парафинов; из ароматических углеводородов фиксируются моно- и бициклические, присутствуют нафтены с боковыми цепями и метановые углеводороды изостроения. Гетероатомные группы не проявляются, т. е. масла состоят почти нацело из углеводородов. При битумопетрографическом изучении пород нижней подсвиты отмечаются следы перераспределения сингенетических битумов.

В верхней подсвите при более низком содержании $C_{орг}$ в породах концентрация хлороформенного битума А почти не снижается; $\beta_{ов.хл}$ здесь нередко достигает 30—60%. По-видимому, наряду с сингенетичными битумами в верхней подсвите содержатся рассеянные битумы миграционного происхождения или имеет место перераспределение битумов внутри данной толщи. В ней нередко можно наблюдать кальцитовые прожилки, окрашенные битумом в светло-коричневый цвет и содержащие мелкие (2—3 *мм*) включения коричневого вязкого битума.

Кембрийский разрез Игарского района имеет как черты сходства, так и различия с разрезом Норильского района, что сказывается и на распределении органического вещества. Распределение $C_{орг}$ в разрезе Игарского района показано в табл. 17 и на рис. 44.

* Инфракрасные спектры расшифрованы А. Н. Гусевой (МГУ).

Таблица 17

Распределение $C_{орг}$ в разрезе Игарского района

Свита и возраст	Мощность, м	Содержание $C_{орг}$, %		Литологический состав
		Среднее	Колебания	
Сухарихинская Cm_1al . . .	500	0,23	0,04—0,9	Известняки сероцветные и мергели, желтые доломиты, песчаники
Краснопорожская Cm_1al	120	0,04	0,01—0,08	Светло-серые и красные известняки
Каллактинская Cm_1al + + ln + ингинская Cm_2am	250	0,5	0,04—2,04	Серые и черные известняки и мергели, реже доломиты
Усть-брусская Cm_2m . . .	250—300	0,05	0,01—0,10	Пестроцветные мергели, доломиты, алевролиты
Лабазная Cm_2m	800	0,05	0,02—0,16	Серые глинистые известняки и мергели
Орактинская Cm_3	400	0,05	0,03—0,1	То же
Кулюмбинская Cm_3	900	0,045	0,02—0,1	Светлоокрашенные известняки, доломиты, пестроцветные мергели

Как видно из табл. 17 и рис. 44, наиболее обогащены органическим веществом сухарихинская, каллактинская и ингинская свиты. Каллактинская и ингинская свиты по характеру распределения органического вещества аналогичны толще темноцветных известняков и мергелей Cm_{1-2} разреза Гремяки. Сухарихинская свита Игарского района отличается от Норильского аналога песчанистостью в основании разреза, большей доломитистостью и меньшей глинистостью. Если в Норильском районе почти вся свита в той или иной степени обогащена органическим веществом, то в Игарском районе подобных разностей пород несравненно меньше.

Содержание хлороформенного битума А в кембрийских свитах Игарского района, как обогащенных, так и бедных органическим веществом, колеблется в одних и тех же пределах от 0,0006 до 0,04% на породу. В свитах, обедненных сингенетичным органическим веществом, повышенные концентрации битума обусловлены его эпигенетичностью ($\beta_{ов.хл}$ — 40—45%), что часто подтверждается и характером микрораспределения битума.

Разрез кембрия Туруханского района литологически существенно отличается от разрезов смежных к северу районов. Его отличает преимущественно доломитовый состав пород и в общем незначительная терригенность. В большинстве доступных наблюдению участков кембрийские разрезы в значительной степени «заражены» эпигенетичной битуминозностью, что существенно затрудняет изучение их сингенетичного фона. Систематическое изучение распределения рассеянного органического вещества в кембрийских отложениях этого района по существу только начинается, хотя изучение распределений битумов насчитывает уже несколько лет. Результаты этих исследований ранее были опубликованы [Чайковская, Баженова, 1958; Микуцкий и др., 1963]. Наибольший интерес представляют платоновская и костинская свиты. Распределение $C_{орг}$ в породах этих свит представлено в табл. 18.

Содержание хлороформенного сингенетичного битума А в породах платоновской свиты варьирует от 0,0005 до 0,15% на породу, преимущественно 0,04—0,08, при колебаниях $\beta_{ов.хл}$ от 2,5 до 14%.

Таблица 18

Распределение $C_{орг}$ в породах платоновской и костинской свит

Свита и возраст	Мощность, м	Кол-во образцов	Содержание $C_{орг}$, %		Литологический состав
			Среднее	Колебания	
Платоновская Cm_1al . .	400	15	0,32	0,04—2,37	Серо-желтые и коричневые доломиты и доломитовые мергели
Костинская Cm_1al — Cm_2am					
Подсвиты:					
аполлоновская . . .	500	3	0,04	0,02—0,05	Светло-желтые и белые рифогенные доломиты
североречевская . .	440	22	0,05	0,01—0,1	Белые, желтые доломиты, реже серые известняки
нижневороновская	240	29	0,03	0,01—0,09	Светло-желтые рифогенные доломиты
верхневороновская	120	6	0,07	0,01—0,14	Желтые и коричневые доломиты и известняки

Элементарный состав сингенетичного хлороформенного битума А из доломитового мергеля следующий: С — 76,47; Н — 9,12; О + N + S — 14,3%. В породах свиты наблюдаются и перераспределенные битумы, сингенетичные свите в целом как в рассеянном состоянии ($\beta_{об.хл}$ — 30—40%), так и в виде небольших концентраций — по трещинам, в полостях конкреций, кавернах. Эти концентрации представляют собой скопления микронефти, превращенной в поверхностных условиях в мальту, асфальт, асфальтит и керит. Наиболее битуминозным является разрез свиты на р. Сухой Тунгуске.

Как видно из табл. 17, концентрации $C_{орг}$ в породах костинской свиты в целом очень низки и почти не изменяются от подсвиты к подсвите. Но, судя по литологическому облику пород, содержание $C_{орг}$ в североречевской и верхневороновской подсвитах является явно заниженным. Это объясняется, во-первых, неполным литологическим представительством пород, по которым производились анализы $C_{орг}$, а, во-вторых, тем, что при существующей методике определения $C_{орг}$ в породах, содержащих нерастворимого остатка не более 5%, часть органического вещества теряется в процессе декарбонитизации. Некоторая обогащенность сингенетическим органическим веществом указанных подсвит подтверждается и их петрографическим изучением. Концентрация сингенетичного хлороформенного битума А в породах костинской свиты колеблется в пределах от 0,0001 до 0,02% на породу, наибольшие содержания характеризуют опять-таки североречевскую и верхневороновскую подсвиты.

Пестроцветные породы летнинской свиты и сероцветные органогенно-обломочные и оолитовые известняки и доломиты усть-пелядкинской свиты во всех изученных разрезах содержат вторичные битумы (как растворимые в хлороформе, так и не растворимые, метаморфизованные). Единичные образцы, свободные от эпигенетичной битуминозности, показывают значения $C_{орг}$ не выше первых сотых долей процента на породу, что вполне согласуется с их фациально-литологическим обликом.

Разрез кембрийских отложений бассейна р. Маймечи (восточный борт Тунгусской синеклизы) близок к разрезу Туруханского района, т. е. представлен

Таблица 19

Литологический состав пород и распределение $C_{орг}$ в ордовикских отложениях

Район и возраст	Мощность, м	Кол-во образцов	Содержание $C_{орг}$, %				Литологический состав
			Аналитическое		Исходное		
			Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	
Норильский							
O_1, uk	250—300	5	0,06	0,03—0,14	—	—	Серые органогенные известняки
B	250	5	0,17	0,01—0,56	—	—	Желтые глинисто-алевритистые доломиты
$C/O_1\check{c}n$	200	5	0,07	0,03—0,11	—	—	Желтые доломиты с гипсами
З	250	6	0,03	0,01—0,06	—	—	Серые органогенно-обломочные известняки
O_2kr_1	25	15	0,32	0,07—0,87	—	—	Серые и черные глинистые известняки, мергели
O_2mn	40	13	0,6	0,06—3,12	—	—	Серые и зеленые мергели, органогенные известняки, черные аргиллиты
Игарский							
$O_1uk + \check{c}n_1$	500	21	0,08	0,01—0,53	—	—	Желтые доломиты, серые органогенно-обломочные оолитовые известняки, мергели
O_2kr_1	40	4	0,1	0,03—0,24	—	—	Серые глинистые известняки
$O_2mn + O_3$	80	5	0,18	0,01—0,48	—	—	Серые и зеленые мергели, органогенные известняки, черные аргиллиты
Туруханский							
O_1	0—150	3	0,045	0,04—0,05	—	—	Желтые доломиты, известняки и пестроцветы
O_2mn	20—30	3	1,24	0,11—3,49	—	—	Серые и зеленые мергели, органогенные известняки, черные аргиллиты, реже песчаники
Бассейн р. Подкаменной Тунгуски							
O_1uk	120—160	17	0,05	0,01—0,09	0,187	0,08—0,66	Доломиты серые и желтые, вверху кремнистые
$O_2\check{c}n_1$	160—200	5	0,09	0,01—0,28	0,29	0,17—0,55	Известняки и доломиты с прослоями красных мергелей и аргиллитов
O_2kr_1	18—25	6	0,10	0,05—0,25	0,51	0,08—1,57	Фосфатоносные аргиллиты, алевролиты, песчаники
O_2mn	40	12	0,054	0,01—0,22	0,6	0,02—3,45	Зеленые аргиллиты с прослоями органогенных известняков
O_3dl	60—80	8	0,047	0,02—0,10	0,27	0,08—0,76	Мергели и аргиллиты с прослоями органогенных известняков

Продолжение табл. 19

Район и возраст	Мощность, м	Кол-во образцов	Содержание $C_{орг}$, %				Литологический состав
			Аналитическое		Исходное		
			Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	
Р. Мойеро							
O_1uk	240	12	0,07	0,02—0,24	0,243	0,15—0,56	Серые и желтые известняки и доломиты, с редкими прослоями гипсов
$O_1\check{c}n$	150	3	0,03	0,01—0,04	0,202	0,05—0,35	Пестроцветные мергели, доломиты, гипсы, алевролиты
O_2kr_1	50	1	0,49	—	0,57	—	Зеленовато-серые органогенно-детритовые известняки
O_2mn	47	4	0,05	0,02—0,09	0,26	0,18—0,35	Зеленые аргиллиты с прослоями органогенных известняков
O_3dl	25	4	0,045	0,01—0,08	0,41	0,21—0,66	Мергели и аргиллиты с прослоями органогенных известняков

доломитовой фацией, только в бассейне р. Маймечи «костинский облик» пород охватывает весь разрез кембрия, разделяемый здесь на 2 свиты: кындынскую (Cm_{1-3}) и томпокскую (Cm_3). Первая из них разделяется на 3 подсвиты. Наиболее интересной является средняя подсвита мощностью 280 *м*, представленная коричневыми плитчатыми слоистыми доломитами с кремнями, реже более светлыми массивными доломитами. Среднее содержание $C_{орг}$ в породах подсвиты 0,14% при колебаниях 0,03—0,2%. Концентрация битума А хлороформенного изменяется от тысячных до 0,1% на породу; $\beta_{ов.хл}$ — 1,5—50%. Высокие $\beta_{ов.хл}$ (20—50%) указывают на присутствие перераспределенного битума, который содержится как в рассеянной форме, так и в виде небольших концентраций.

Как и для некоторых подсвит костинской свиты, концентрации $C_{орг}$ в породах среднекындынской подсвиты являются, вероятно, заниженными, а значения $\beta_{ов.хл}$ соответственно завышенными. Элементарный состав первичных битумов подсвиты колеблется в следующих пределах: C — 70,92; H — 8,85—9,68; O + N + S — 10,15—20,23%. Нижняя и верхняя подсвиты кындынской свиты, а также томпокская свита представлены светлыми массивными кавернозными доломитами с содержанием $C_{орг}$ не выше 0,03%. Распределение битума А хлороформенного по разрезу указанных толщ отличается неравномерностью при колебаниях от 0,0003 до 0,1%. Основная доля битума является вторичной.

Ордовикские отложения. Ордовикские отложения, отличающиеся литологической пестротой и в то же время относительно хорошей прослеживаемостью отдельных стратиграфических подразделений по площади, сравнительно небогаты сингенетичным органическим веществом. Литологический состав пород и распределение $C_{орг}$ в ордовикских отложениях показаны в табл. 19.

Как видно из табл. 19, содержания $C_{орг}$ в породах усть-кутского яруса редко превышают сотые доли процента; содержание хлороформенного битума

А измеряется тысячными и десятитысячными, реже — сотыми долями процента на породу. По р. Мойеро и Подкаменной Тунгуске в верхней части яруса прослеживается маломощный горизонт глинистых, алевритистых и обломочных известняков и доломитов, содержание $C_{орг}$ в которых достигает 0,09—0,24%. На р. Мойеро отмечается повышенная сингенетичная рассеянная битуминозность (0,01—0,02% битума $A_{хл}$). Под микроскопом видно, что темно-бурые и черные частицы первичного органического вещества слагают микрослойки и образуют хлопьевидные сгустки между кристаллами кальцита и доломита. Частицы окружены буроватым ореолом битума. Этот горизонт в обоих разрезах подстилается кремнистыми известняками и доломитами, в которых наблюдаются вторичные концентрации перераспределенного битума, достигающие 0,08% на породу. Под микроскопом в шлифе видны прожилки асфальта, выполняющие микростилолиты.

Среди отложений чуньского возраста относительно обогащенными органическим веществом (до десятых долей процента) являются глинисто-алевритистые доломиты карбонатной части яруса на востоке Норильского плато (кулгахтахская свита). В бассейне р. Подкаменной Тунгуски, в районе Польпоровской мульды, $C_{орг}$ достигает максимальной концентрации (0,28%) в кровле пачки темно-серых водорослевых кремнистых доломитов. Под микроскопом в шлифе видны многочисленные включения черных, по краям темно-бурых мелких частиц органического вещества. На р. Мойеро, где были высчитаны $C_{орг}$ исходное (по данным определения аутигенно-минералогических форм железа), на этом уровне отмечаются максимальные содержания $C_{орг}$ исходного (0,426%). Содержание хлороформенного битума А в кулгахтахской свите составляет сотые и тысячные доли процента на породу; в остальных районах в породах чуньского яруса эта величина редко превышает тысячные и десятитысячные доли процента.

Наиболее обогащенными органическим веществом в ордовикском разрезе являются породы нижней половины криволуцкого яруса и мангазейский ярус. Криволуцкий ярус почти повсеместно имеет сходное строение: нижняя половина (волгинский горизонт) трансгрессивная — известняки или фосфатоносные образования, верхняя регрессивная — пестроцветные породы (киренский и кудринский горизонты). Как видно из табл. 18, $C_{орг}$ среднее в породах волгинского горизонта не опускаются ниже десятых долей процента. Обращает на себя внимание относительно повышенное содержание $C_{орг}$ в фосфатоносных горизонтах низовьев р. Подкаменной Тунгуски. Концентрации битума $A_{хл}$ в Игаро-Норильском районе составляют 0,0006—0,08% в бассейне р. Подкаменной Тунгуски не превышают тысячных долей процента на породу. В бассейне р. Мойеро в известняках с содержанием $C_{орг}$ 0,49%, концентрация битума $A_{хл}$ равна 0,07% на породу, $\beta_{ов.хл}$ — 11,6%. В разрезах мангазейского яруса концентрации $C_{орг}$ в чистых разностях известняков не превышают сотых долей процента, в черных аргиллитах достигают 14%; фосфоритовые песчаники и конгломераты, в цементе которых обнаруживаются частицы первичного органического вещества, содержат $C_{орг}$ до 0,22%. Содержание битума составляет тысячные и редко сотые доли процента на породу.

Верхнеордовикские отложения литологически близки мангазейским. Содержания $C_{орг}$ в породах верхнего ордовика колеблются в широких пределах, достигая в аргиллитах Игарского района 1%; в чистых разностях известняков они понижаются до сотых долей процента.

Силурийские отложения. В основании силурийского разреза залегает пачка черных сажистых известковистых аргиллитов и темно-серых, почти черных мергелей — «граптолитовых сланцев», характерной особенностью

которых является обогащенность органическим веществом. Концентрации $C_{орг}$ приведены в табл. 20.

Таблица 20

Распределение $C_{орг}$ в силурийских отложениях

Район	Кол-во образцов	Содержание $C_{орг}$, %			
		Аналитическое		Исходное	
		Среднее	Колебания	Среднее	Колебания
Норильский	62	1,65	0,08—17.28	—	—
Игарский	3	3,75	0,43—9,93	—	—
Туруханский	46	2,93	0,06—11.21	—	—
Р. Мойеро	12	1,05	0,06—7,07	1,756	0,164—8,685

Содержание $C_{орг}$ уменьшается снизу вверх по разрезу по мере увеличения карбонатности пород. Под микроскопом в шлифах видно, что органическое вещество темно-бурого цвета образует частые микропрослойки или рассеянные среди зерен кальцита гнездовидные скопления диаметром до 0,3 *мм*. Рассеянная битуминозность граптолитовых сланцев широко варьирует по площади. Наиболее низкие содержания хлороформенного битума отмечаются в скважинах Норильского района и Дьявольской площади (0,002—0,02, с преобладанием 0,005%). В табл. 21 приводятся данные элементарного состава битума $A_{хл}$.

Таблица 21

Элементарный состав битума $A_{хл}$

Район	Н. о.	Содержание $C_{орг}$, %	Битум $A_{хл}$, %	$\beta_{ов.\ хл}$	Элементарный состав, %			Отношение $\frac{C}{H}$	cO	cA
					C	H	O+S+N			
Южно-Пясинская площадь	34,87	0,10	0.010	8,3	75,9	11,79	12,31	6,4	—0,4	0,48
То же	31,32	1,03	0,008	0,62	77,02	11,16	11,82	6,9	—0,37	0,51
»	52,7	7,40	0,014	0,15	85,34	9,96	4.70	8.6	—0,32	0,63
»	77,05	8,17	0,104	1,02	69,51	8,04	22,45	8,6	—0,22	0,53
Р. Таликит	51,44	0,64	0,005	0,62	69,78	9,05	21,17	7,7	—0,25	0,49
То же	66,91	1,06	0,002	0,16						
Р. Курейка	83,68	9,99	0,026	0,2	77,27	11,08	11,65	6,9	—0,37	0,52
То же	44,33	2.04	0,024	0,9	82,25	11,09	6,66	7,4	—0,37	0,57
»	79,61	7,52	0,084	0.9	85,92	11,13	2,95	7,7	—0,37	0,6
»	8,62	1.44	0,073	4,2	85,22	11.71	3,07	7,2	—0,39	0,58
»	72,76	3.40	0,336	7,9	85,29	11,38	3.33	7,4	—0,38	0,59
»	11,78	0,70	0,12	13,8	85,0	12,17	2,83	7,0	—0,41	0,56
»	7,70	0,78	0,048	4,9	84,27	11,26	4,47	7,4	—0,38	0,58
»	33,44	1,52	0.213	11,7	85,67	11,61	2,72	7,3	—0,39	0,59
»	12,8	0,06	0,008	11,4	75,66	11,17	13,17	6,6	—0,37	0,5

Как видно из табл. 23, элементарный состав битумов граптолитовых сланцев значительно варьирует, так же как и величина $\beta_{ов.хл}$, при этом, как правило, более восстановленный битум отвечает большей величине $\beta_{ов.хл}$, что указывает на перераспределение битумов внутри граптолитовой толщи.

Последнее подтверждается и обнаружением в изолированных полостях септариевых конкреций небольших скоплений жидких битумов (концентраций микронефти) на р. Курейке (Баженова, Кащенко, Матухина, 1966 г.). Микроскопическое изучение конкреций в обычном и ультрафиолетовом свете позволяет наблюдать «фиксированный процесс» миграции микронефти.

На р. Мойеро жидкие битумы обнаруживаются в полостях раковин наутилоидей диаметром до 1 *см*. Граптолитовые сланцы здесь характеризуются высокой рассеянной битуминозностью и высокими значениями $\beta_{ов.хл}$: битума $А_{хл}$ — 0,02—0,2% на породу; $\beta_{ов.хл}$ — 1,5—27%. Повышенные $\beta_{ов.хл}$ присущи, видимо, образцам с некоторой долей аллохтонного битума, перераспределенного внутри толщи и сингенетичного ей.

В целом содержание битумов в граптолитовых сланцах увеличивается с повышением концентрации $С_{орг}$; степень битуминизации органического вещества находится в обратной зависимости от содержания его в породе (закономерность Успенского — Вассоевича).

Вышележащая часть лландоверского яруса и нижняя часть венлокского яруса, объединяемые в западном обрамлении Тунгусской синеклизы в одну литологическую пачку (зелено-серые мергели и светло-серые органогенные известняки), характеризуются низким содержанием сингенетического органического вещества: $С_{орг}$ среднее для Игаро-Норильского района 0,14% при колебаниях 0,06—0,7%, для Туруханского района — 0,06% при колебаниях 0,02—0,08%. Сингенетичный битуминозный фон — обычно тысячные доли процента на породу.

На р. Мойеро в надграптолитовой части лландоверского яруса выделяются 2 мезоцикла, каждый из которых состоит из серых органогенных известняков с прослойками зеленых аргиллитов и кремнистыми известняками в кровле. Среднее содержание $С_{орг}$ для толщи в целом составляет 0,056% при колебаниях 0,04—0,07%. Максимальные содержания приурочены к прослоям кремнистых известняков. Интересно, что максимальные значения $С_{орг}$ исходного соответствуют горизонтам конгломератовидных известняков, перекрывающих кремнистые.

Содержание первичного $С_{орг}$ в кораллово-строматопоровой пачке венлока Игаро-Норильского и Туруханского районов составляет первые сотые доли процента. Для этой пачки характерно обогащение вторичными битумами. На р. Мойеро в венлокских отложениях выделяются 4 ритмопачки, в средней части каждой из которых (кроме верхней) располагаются органогенные кремнистые известняки, сменяющиеся вверх и вниз по разрезу водорослевыми, кораллово-строматопоровыми, а затем глинисто-алевритистыми известняками. Среднее содержание $С_{орг}$ здесь составляет 0,074% при колебаниях 0,01—0,64%. Относительно повышенные концентрации $С_{орг}$ аналитического и исходного связаны с кремнистыми известняками или непосредственно перекрывающими их породами. Рассеянная сингенетичная битуминозность венлокских отложений редко достигает сотых долей процента на породу и лишь в микротрещиноватых горизонтах кремнистых известняков составляет 0,02% за счет присутствия аллохтонного битума. Самая верхняя часть венлокского яруса сложена темно-серыми глинистыми и конгломератовидными, местами водорослевыми известняками с редкими прослоями черных аргиллитов и единичными линзами гипсов. Содержание $С_{орг}$ аналитического здесь достигает 0,11%, а $С_{орг}$ исходного — 0,5 и 0,7%. Под микроскопом в шлифах обнаруживается присутствие первичного органического вещества и следы перераспределения сингенетичных битумов.

В Игаро-Норильском и Туруханском районах относительно обогащенными органическим веществом являются тонкослоистые глинистые доломиты

и известняки верхней части венлокского и нижней части лудловского ярусов. $C_{орг}$ среднее для Норильского района — 0,17% при колебаниях 0,06—0,3%; для Туруханского района — 0,43% при колебаниях 0,1—0,9%. Содержание хлороформенного битума А — обычно тысячные и сотые доли процента на породу.

Девонские отложения. Девонская толща западной части Сибирской платформы представлена преимущественно красноцветными породами, содержащими ничтожные количества органического вещества. Исключение составляют лишь юктинская (макусовская) свита живетского яруса и каларгонская свита франского яруса, представленные сероцветными породами. Распределение органического вещества в юктинской свите подробно не изучалось. В коричнево-серых известняках и доломитах каларгонской свиты, развитой в Норильском районе, среднее содержание $C_{орг}$ составляет 0,17% при колебаниях 0,02—1,1%; увеличение концентрации $C_{орг}$ происходит при возрастании терригенной примеси в породах. Содержание хлороформенного битума А изменяется от десятитысячных до сотых долей процента на породу; $\beta_{ов.хл}$ — 1,5—18%. Наряду с сингенетичными битумами, в каларгонской свите часто встречаются и битумы миграционного происхождения, особенно в скважинах Болгохтохской площади и Талнахского рудного месторождения.

НЕФТЕБИТУМОПРОЯВЛЕНИЯ

На территории Тунгусского возможно нефтегазоносного бассейна известны многочисленные нефтебитумопроявления, являющиеся прямым признаком нефтеносности его недр. Они встречаются в естественных обнажениях и в скважинах, как правило, приурочены к положительным структурам и связаны с зонами тектонических разрывов, повышенной трещиноватости, а также с пористыми горизонтами. Нефтебитумопроявления наблюдаются в осадочных породах палеозоя, в туфолавовой толще триаса, а иногда и в интрузивных породах траппової формации. Масштаб и характер этих проявлений различен — от крупных жил и насыщения пластов-коллекторов до незначительных включений в кавернах и примазок по макро- и микротрещинам. По физическим свойствам, составу и условиям залегания битумы Тунгусского бассейна представляют широкий спектр продуктов преобразования нефти. Согласно классификации В. А. Успенского и др. [1961, 1964], среди них удается диагностировать представителей почти всех классов основной генетической линии группы нафтидов (битумы — нормальной пластовой залежи — нефти, мальты, асфальты, асфальтиты), генетической линии жильных битумов, линии фильтрованных нефтей, а также представителей группы нафтидо-нафтоидов и нафтоидов (кериты, антраксолиты). Такое разнообразие обусловлено длительно существующими условиями гипергенеза вмещающих пород в сочетании с магматическим и гидротермальным воздействием при наличии стадийности миграционных процессов.

На рис. 42 показаны битумопроявления, различающиеся как по составу и свойствам (относящиеся к различным классам), так и по форме нахождения. Нами выделяются пластовая (с указанием типа коллектора), жильная и гнездообразная формы. Классификация битумопроявлений по форме нахождения является чисто пространственной, без генетического оттенка. К пластовой форме относятся не только битумы генетической линии нормальной пластовой залежи, но и в ряде случаев линии жильных битумов, а также группы нафтидо-нафтоидов. Отнесение тех или иных битумопроявлений к пластовой форме лишь подчеркивает широкое, зачастую региональное

распространение битумов в данной конкретной пачке, тогда как по генезису это могут быть и «нормальные», и остаточные залежи, и ореолы их разрушения. Жильная форма нахождения указывает на трещинный, а гнездообразная — на

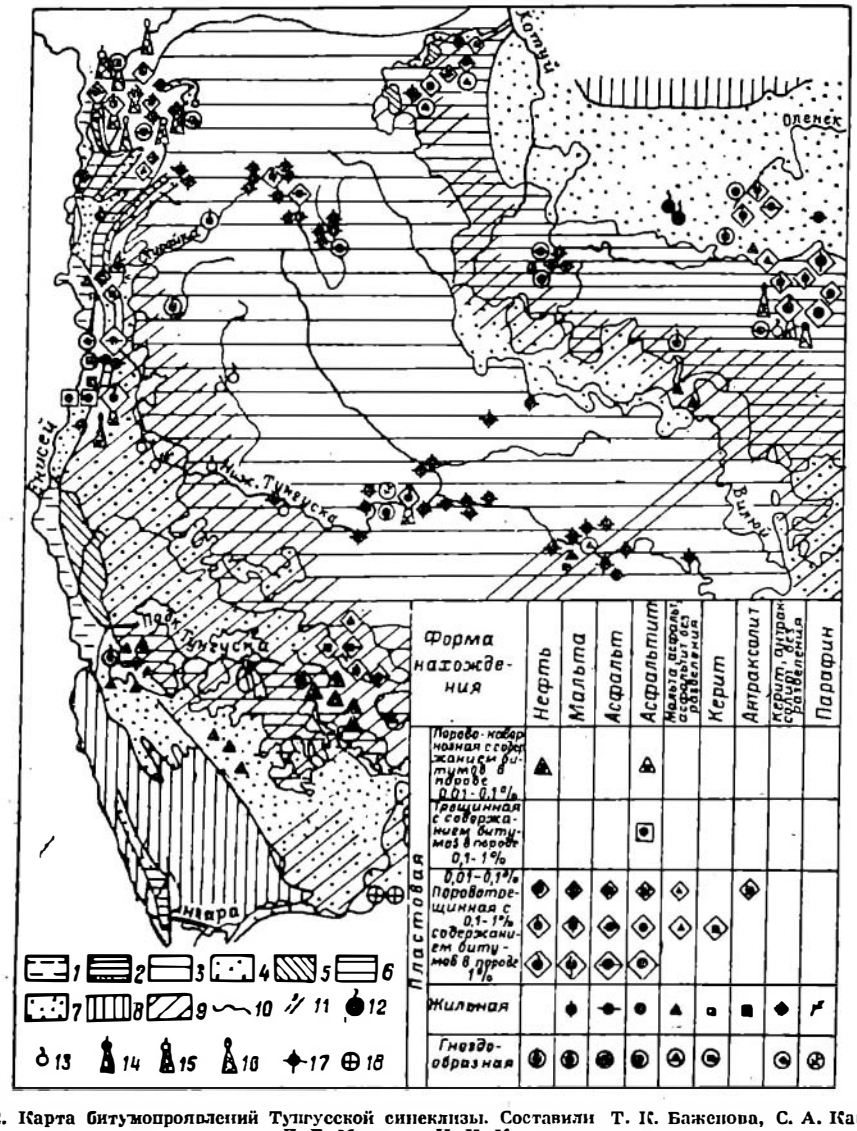


Рис. 42. Карта битумопроявлений Тунгусской синеклизы. Составили Т. К. Баженова, С. А. Кащенко, Л. Г. Маркова, Н. И. Козырев.

1 — четвертичная система; *2* — юрская система; *3* — триасовая система; *4* — средний карбон — пермь; *5* — девон — нижний карбон; *6* — ордовик—силур; *7* — кембрий; *8* — докембрий; *9* — поле наибольшего развития траппов; *10* — стратиграфические границы; *11* — линии разрывных нарушений; *12* — источники нефти; *13* — источники газа; *14* — нефтепроявления в скважинах; *15* — газопроявления в скважинах; *16* — фонтан газа в скважинах; *17* — насыщение минеральных жил; *18* — битумопроявления без разделения по типу и по форме нахождения.

кавернозно-жеодовый характер вмещающей полости. В отличие от пластовой, жильная и гнездообразная формы нахождения битумов представляют собой локальные, часто единичные битумопроявления. Кроме вышеуказанных, нами выделяется еще одна форма битумопроявлений — так называемая

форма «насыщения минеральных жил», под которой понимается насыщение рассеянным битумом кальцитовых, халцедоновых и других жил при отсутствии макровключений, при заведомой эпигенетичности битума по отношению к вмещающей толще.

Туруханский район. Наиболее изученными на исследуемой территории являются битумопроявления Туруханского района, приуроченные к ряду антиклинальных структур. Широкий спектр битумопроявлений в настоящее время установлен на Сухотунгусской разведочной площади (группа Дьявольских антиклиналей), где в скв. 1-Р наблюдается небольшой приток нефти из трещиноватых доломитов платоновской свиты. Согласно данным анализов (А. Э. Конторович, О. Ф. Стасова), нефть легкая (уд. вес 0,83), малопарафинистая (1,9%), содержит 1,1% силикагелевых смол и 0,17% асфальтенов; начало кипения 90° С, до 200° С выкипает 28,7%, до 300° С — 46,2% по весу. Особенностью сухотунгусской нефти является высокая при таком содержании асфальтово-смолистых компонентов сернистость — 0,87%. По углеводородному составу нефть относится к классу нафтеново-метановых. Метановые углеводороды составляют 47,7, нафтеновые 30,2, ароматические — 16,2%.

С углеводородным составом нефти согласуется и расчет структурно-группового состава отдельных фракций. В парафиновых структурах содержится 48—60, в нафтеновых — 31—46, в ароматических 6—13% атомов углерода от их общего количества во фракции. Содержание кольчатых структур в нефти сравнительно высокое и несколько возрастает главным образом за счет нафтеновых колец — от низкокипящих фракций к высококипящим. Сухотунгусская нефть по составу и свойствам очень близка к нефтям Марковского месторождения Иркутского амфитеатра. Кривые структурных индексов нефтей Сухотунгусского и Марковского месторождений (рис. 43) относятся к первому структурному типу [Радченко, 1965], т. е. наблюдается повышение значений структурных индексов от низших фракций к высшим. По величине индексов конечной фракции рассматриваемые нефти относятся к первому подтипу первого типа (I_1; индексы конечной фракции — 28—30), который является характерным для малосернистых нефтей, залегающих в условиях хорошей изоляции от поверхностных воздействий [Радченко, 1965]. Кривая разгонки характеризует обогащенность нефтей легкими фракциями с максимумом около 200° С.

Весьма интересны на данной площади битумопроявления в усть-пелядкинской свите верхнего кембрия, вскрытой рядом колонковых скважин. Они не очень интенсивны, но разнообразны по составу и форме, и их подробное изучение дает ключ к пониманию некоторых вопросов, касающихся миграции нефти в пределах Дьявольских антиклиналей. При изучении образцов из данной свиты в шлифах и пришлифовках видно, что породы насыщены черным нерастворимым в органических растворителях битумом, обычно располагающимся в трещинах, сутурах, порах, кавернах и межзерновых пространствах карбонатных пород. Содержание $C_{орг}$ достигает 1—1,9% за счет нерастворимого вторичного битума. Наряду с твердым черным нерастворимым битумом в этих же породах встречается жидкий и полужидкий растворимый в хлороформе битум, выполняющий трещины и более мелкие поры. Обычно этот битум обособлен от нерастворимого, но иногда наблюдается и совместное их нахождение. Нерастворимый битум, выделенный из оолитовых пород усть-пелядкинской свиты (скв. ДК-6), твердый, черный, полублестящий, мелкооскольчатый, с неровным, иногда раковистым изломом. Элементарный состав его: С — 89,17; Н — 3,91; О + N + S — 6,92%. По составу и свойствам он может быть отнесен к классу антраксолитов. Из тех же

пород (скв. ДК-6, ДК-3) выделен и растворимый вторичный битум — вязкий, коричневый, с колебаниями элементарного состава: С—81—82,9; Н—10,7—12,1; О + N + S — 5—7,5%, по-видимому, попадающий в класс мальт.

В скв. ДК-8 в нижней части усть-пелядкинской свиты залегает пачка роговиков с прослоями мраморизованных известняков и доломитов. По данным Б. В. Олейникова, роговики полевошпатово-биотит-пироксеновые

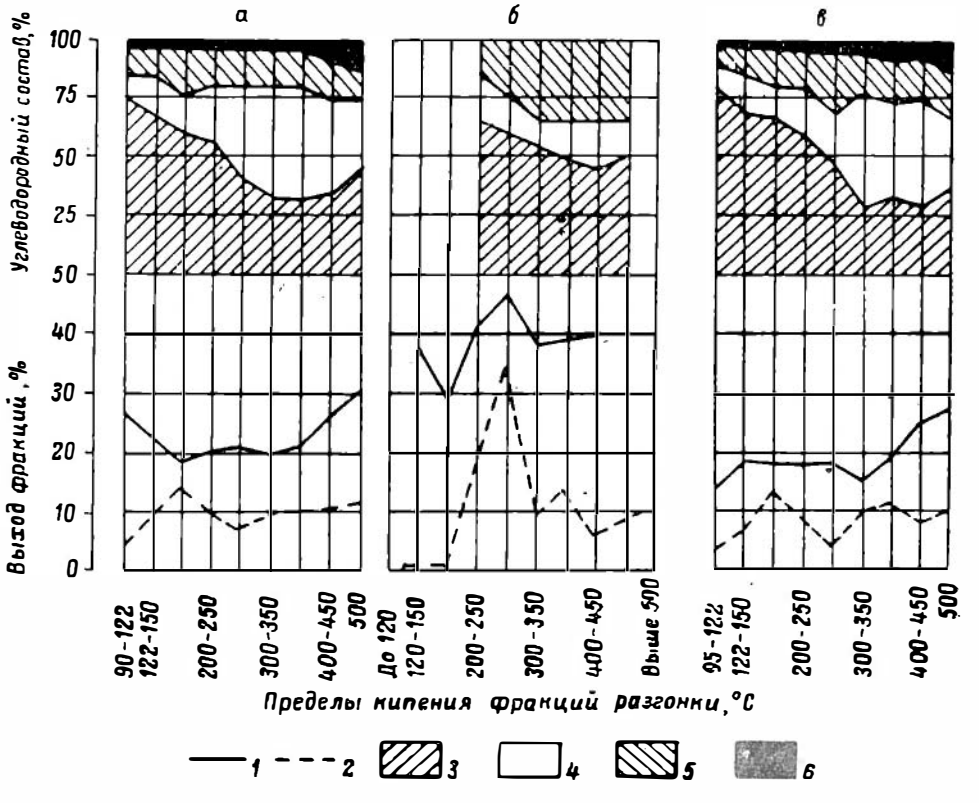


Рис. 43. Сравнительная характеристика состава нефтей. *а* — **Сухотунгусская площадь** (Cm_1), **гл. 2550** *м*, d_4^{20} — 0,827; *б* — **Сухотунгусская площадь** (S_w), **гл. 30—67** *м*, d_4^{20} — 0,863; *в* — **Марковское месторождение** (Cm_1), **гл. 2162—2164** *м*, d_4^{20} — 0,8301.

1 — кривая индексов J; *2* — кривая разгонки; *3* — метановые углеводороды; *4* — нафтеновые углеводороды; *5* — ароматические углеводороды (для *б* — ароматические + сернистые); *6* — сернистые соединения.

с переменным количеством кварца и пирита; они принадлежат к переходным высоко-среднетемпературным образованиям (300—500° С). Так как в других скважинах, где породы не затронуты в такой степени процессами контактово-гидротермального метаморфизма, вышеописанная пачка замещается переслаиванием известняков, доломитов и мергелей, можно утверждать, что роговики образовались за счет мергелистых пород. Вся пачка роговиков и мраморизованных карбонатов содержит легкий свободный битум, причем максимальные его концентрации падают на наиболее ороговикованные породы (0,24% на породу). Из последних холодной экстракцией хлороформом был выделен коричневый жидкий битум со следующим элементарным и группо-

вым составом: С — 84,12; Н — 12,18; О + N + S — 3,70; масла — 69,26; смолы — 24,98; асфальтены — 1,71%; битум является нефтью, несколько окисленной и потерявшей часть легких фракций. В роговиках с повышенной концентрацией легкого растворимого битума (нефти) отсутствует нерастворимый битум, тогда как мраморизованные известняки (при очень низких концентрациях растворимого) содержат черный твердый нерастворимый битум в межзерновых пространствах и микротрещинах.

Крупные битумопроявления в пределах Дьявольских антиклиналей приурочены к доломитам венлока и представляют собой пластовую залежь нефти, в настоящее время сильно измененную и разрушенную. Доломитовая толща венлока делится на 2 пачки. Верхняя (25—30 *м*) сложена сахаровидными коричневыми мелкокристаллическими пористо-кавернозными доломитами. Поры и трещины заполнены главным образом темно-коричневым растворимым битумом. Часть пор и сутуроподобных трещин выполняет черный нерастворимый битум. Нижняя пачка (35—45 *м*) представлена мелкокристаллическими серо-коричневыми, пористо-кавернозными, часто окремненными явно вторичными доломитами, часто известковистыми, с сохранившейся рифогенной структурой. Характер распределения битумов сходен с таковым в верхней пачке. Наибольшие их концентрации приурочены к верхней пачке.

На Восточно-Дьявольской антиклинали максимальные концентрации растворимых битумов зафиксированы в присводовой ее части (скв. ДК-2 — 0,055% на породу). Западно-Дьявольская антиклиналь разделяется дайкой долеритов с.-в. — ю.-в. простирания на две части: юго-западную и несколько приподнятую северо-восточную. В пределах восточного крыла последней в скв. ДК-21 содержание битумов резко увеличивается (до 0,443%) по сравнению со скв. ДК-1 (0,024%), расположенной в мульде между западной и восточной структурами. Наибольшие концентрации битумов приурочены к юго-западной части Западно-Дьявольской антиклинали (скв. ДК-8), где доломиты верхней пачки сплошь пропитаны битумом (0,9—2,7% на породу). Более высокое содержание битумов в скв. ДК-8 при более низком гипсометрическом положении описываемой пачки по сравнению со скв. ДК-21 позволяет предполагать, что рассматриваемые части Западно-Дьявольской антиклинали являлись самостоятельными ловушками, экранируемыми дайкой долерита, а их заполнение битумом (нефтью) произошло в послеинтрузивное время.

В скв. ДК-8 при переливе воды через устье наблюдались пленки нефти с удельным весом —0,8507; элементарный состав нефти: С—85,38; Н — 12,95; S — 1,56; N + O — 0,11%; групповой состав: масла — 97,34; смолы бензольные — 1,05; смолы спиртобензольные — 1,16; асфальтены — 0,45%. Нефть по углеводородному составу нафтеново-метановая. Кривая структурных индексов, как видно из рис. 43, имеет горбообразный вид с максимумом в средней части и относится к третьему типу *. Нефть относится к фильтрованному типу утяжеленного состава, с наложенными процессами вторичного гипергенного изменения, т. е. представляет собой гибридный продукт. Из венлокских доломитов (скв. ДК-8) холодной экстракцией хлороформом был получен темно-коричневый вязкий блестящий битум (2,7% на породу) со следующим элементарным и групповым составом: С — 84,60; Н — 10,72; О + N + S — 4,68; масла — 57,59; смолы — 21,24; асфальтены — 19,66%,

---

* Нефть из скв. ДК-8 была собрана В. И. Драгуновым (ВСЕГЕИ) и проанализирована в лаборатории ВНИГРИ Л. С. Беляевой. Структурные индексы рассчитаны В. И. Высоцким (МГУ).

относящийся к классу мальт. Из этих же пород был выделен черный твердый нерастворимый в органических растворителях битум, хрупкий, со стеклянным блеском в виде очень мелких (0,1—0,2 *мм*) неправильно-угловатых частиц. Размеры и форма их соответствуют таковым поровых пространств в доломите. Элементарный состав битума: C — 88,50; H — 5,21; O + N + + S — 8,24%. По составу и свойствам — это низший антраксолит.

Таким образом, в пределах Дьявольских антиклиналей при пластовой форме нахождения в венлокском карбонатном трещинно-поровом коллекторе совмещены пространственно нефть, мальта и низший антраксолит. В 0,5 *км* ниже устья речки Дьявольской на правом берегу р. Сухой Тунгуски в обнажении, приуроченном к северной периклинали Западно-Дьявольской антиклинали, наблюдается арагонит-асфальтитовая жила, секущая нижнюю пачку венлокских доломитов и пластовую интрузию долеритов. Асфальтит (гильсонит) темно-коричневый, вязкий и твердый; содержание масел в нем не превышает 22, содержание смол около 60, асфальтенов — 18—19%. Элементарный состав его следующий: C — 84,72; H — 9,70; O + N + S — 5,58%.

В скв. ДК-13 среди девонских отложений вскрыто пластовое тело траппов, трещины в котором выполнены черным блестящим твердым нерастворимым битумом натечной каплевидной формы. Элементарный состав битума: C — 93,06; H — 3,50; O + N + S — 3,44%. Битум относится к классу антраксолитов. По стенкам трещин видны кристаллы цеолита, являющегося низкотемпературным минералом.

Многообразие битумопроявлений в пределах Сухотунгусской площади определяется сочетанием процессов гипергенеза, метаморфизма (связанного с траппами) и неизбежно стадийностью миграции нефтяных флюидов.

Нефтяная залежь в нижнем кембрии (неважно, каких масштабов) сформировалась, по-видимому, еще в дотрапповое время, но не ранее, чем возникла ловушка (скорее всего, не ранее среднекаменноугольной эпохи). Поступление дополнительных порций углеводородов из недр Тунгусской синеклизы могло происходить и в более позднее время. В дотрапповое время, вероятно, началось и проникновение битумов в верхнекембрийские отложения. Об этом свидетельствует наличие метаморфизованного битума в мраморизованных известняках при отсутствии его в роговиках (скв. ДК-8), ибо перед внедрением интрузий роговики представляли собой мергели и обладали значительно более плохими коллекторскими свойствами, чем переслаивающиеся с ними известняки. При этом битум мог поступать только в последние.

Следующая стадия миграции в пределах данной площади, вероятно, соответствует по времени развитию посттрапповых гидротермальных процессов. К этому времени относится поступление в места своего настоящего нахождения основной массы нерастворимых битумов. Миграционные процессы, вероятно, сопровождались некоторым криптогипергенным окислением битумов и, возможно, осернением (в доломитах) с последующим сравнительно быстрым метаморфизмом под воздействием гидротерм и остаточного тепла уже затвердевших интрузий. Битумы, давшие начало пластовым антраксолитам венлока, или некоторая их часть, возможно, поступали в вышеназванный коллектор и в предыдущую дотрапповую стадию миграции; но скорее всего в это время венлокский коллектор, отделенный от верхнекембрийских отложений мощной толщей слабопроницаемых пород, O_2 — S_1 был еще не достигаем для миграционных продуктов. Внедрение траппов и усиление тектонической активности в соответствующую эпоху способствовали созданию зон повышенной трещиноватости, что, в свою очередь, обусловило широкое развитие процессов миграции.

Более поздней третьей стадии миграции отвечает, по-видимому, наличие в породах окисленных, асфальтовых битумов-мальт, асфальтов, асфальтитов и последней стадии, продолжающейся до настоящего времени, — наличие почти неокисленных или слабоокисленных нефтей в венлокских и верхнекембрийских отложениях. Эти последние стадии тесно связаны между собой, и продукты их отличаются лишь по степени гипергенного изменения. Если те и другие не находятся в совместном залегании, то принадлежность их к третьей или четвертой стадиям миграции определить невозможно. Обе стадии миграции являются заведомо послетрапповыми, о чем свидетельствует неметаморфизованный характер их продуктов, наличие неметаморфизованных битумов в трещинах траповых тел и роговиках верхнего кембрия, подчиненность распределения битумов венлока структурным условиям Дьявольских антиклиналей, образовавшихся в качестве самостоятельных структур вследствие внедрения интрузий.

В пределах Голоярской антиклинали, изученной в обнажениях по р. Нижней Тунгуске, основные битумопроявления приурочены к верхневороновской и нижневороновской подсвитам костинской свиты Cm_{1-2} и в меньшей степени к летнинской свите Cm_{2-3}, слагающим крылья антиклинали. Наиболее крупное макроскопление приурочено к трещиноватым и пористо-кавернозным доломитам верхней части первой подсвиты. Битум почти сплошь пропитывает породу, выполняя каверны, поры, трещины напластования и секущие; содержание его достигает 4—5% на породу. Видимая мощность насыщенного битумом пласта 5—7 *м*, причем он прослеживается как на восточном, так и на западном крыле антиклинали. Битум темно-коричневый до черного, твердый и липкий, имеет следующий элементарный состав: C — 80,00—83,07; H — 8,75—9,90; O + N + S — 7,03—11,14%. В групповом его составе, по данным И. С. Гольдберга (ВНИГРИ), масел — 14,5—18,8; смол — 21,84—34,5, асфальтенов — 51,0—58,22%. По составу и свойствам битум относится к классу асфальтитов. Наиболее окисленные разности бутума были извлечены из крупных каверн.

В некоторых трещинах и кавернах, кроме асфальтита, присутствует в небольшом количестве и твердый черный вароподобный нерастворимый в органических растворителях битум. Его элементарный состав (C — 82,03; H — 8,28; O + N + S — 9,63%) очень близок к составу асфальтитов, однако по физическим свойствам он должен быть отнесен к классу керитов. Вышеописанный насыщенный битумами доломитовый пласт, вероятно, представлял собой нормальную нефтяную залежь, в настоящее время разрушенную, эродированную и сохранившуюся (в разрушенном виде) только на крыльях структуры.

Интересное битумопроявление наблюдается на западном крыле Голоярской структуры в доломитах и известняках нижневороновской подсвиты на контакте с дайкой долерита, где породы мраморизованы, осветлены, издают резкий запах керосина и обладают характерной коричнево-желтой полосчатостью, обусловленной насыщением микротрещин битумом. Битум полностью растворяется в хлороформе, имеет полужидкую консистенцию и коричневый цвет. По данным И. С. Гольдберга (ВНИГРИ), элементарный и групповой состав его следующий: C — 85,06; H — 11,87; O + N + S — 3,61; масел — 49,6; смол — 41,8, асфальтенов — 8,6%. Указанная характеристика определяет принадлежность его к классу мальт. Более мелкие битумопроявления в виде незначительного насыщения пористых и трещиноватых доломитов (0,1—0,6% на породу и менее) распространены почти по всему разрезу костинской и летнинской свит на обоих крыльях Голоярской антиклинали. Все изученные битумы относятся к группе асфальтовых битумов.

Самой северной структурой Туруханского района является Курейская антиклиналь, битумопроявления в пределах которой изучались нами в обнажениях по р. Курейке. Наибольшие скопления вторичных битумов приурочены к осевой части периклинали — к трещиноватым обломочным, оолитовым и водорослевым известнякам верхнего кембрия. Битум, извлекаемый из породы хлороформом (холодная экстракция), имеет полужидкую консистенцию, коричневый цвет; элементарный и групповой состав его следующий: С — 85,28; Н — 12,00; О + N + S — 2,72; масла — 89,19; смолы — 8,56; асфальтены — 0,91%. Битум представляет собой слабоокисленную нефть; концентрация ее в породах 0,5—1%. Наряду с нефтью в породах присутствует нерастворимый в органических растворителях битум, твердый, черный со стеклянным блеском, форма частиц каплевидная. Элементарный состав: С — 90,55; Н — 4,31; О + N + S — 5,14%. Битум относится к классу антраксолитов. Кроме нефти и антраксолитов, в макротрещинах верхнекембрийских известняков наблюдаются грязно-желтые пластины парафина с элементарным составом: С — 84,79; Н — 14,48; О + N + S — 0,66%.

На восточном крыле антиклинали некоторые горизонты белых кварцевых песчаников байкитской свиты O_{1-2} содержат рассеянный свободный битум в количестве 0,012% на породу. Битум вязкий, коричневый, с керосиновым запахом, элементарный состав его: С — 85,11; Н — 10,83; О + N + S — 4,06%. Вероятно, его можно отнести к классу мальт. В силурийских известняках того же крыла в кальцитовых жилах встречаются незначительные каплевидные включения антраксолитов (С — 88,04; Н — 3,47; О + N + S — 8,49%) и керитов (С — 87,76; Н — 5.46; О + N + S — 6,78%) совместно с примазками слабоокисленной нефти. Элементарный и групповой состав ее следующий: С — 84,51; Н — 12,58; О + N + S — 2,91; масла 85,25; смолы — 10,27; асфальтены — 0,83%. Качественное разнообразие битумов Курейской антиклинали также определяется процессами метаморфизма, гипергенеза и стадийностью миграции. На данной структуре в пределах вскрытого разреза значительное развитие имеют траповые интрузии. Антраксолиты и керпты являются продуктами миграции либо дотраповой, либо гидротермальной стадии, а нефти представляют собой следы современной миграции. Следует подчеркнуть, что на р. Курейке отсутствует группа асфальтовых битумов. Причины этого явления будут рассмотрены в следующем разделе.

В структурах Туруханского горста, расположенных к западу от Курейско-Летнинского вала, наиболее крупные битумопроявления известны на р. Сухой Тунгуске. В приустьевой ее части на западном крыле Усть-Сухотунгусинской антиклинали, осложненной разрывными нарушениями, вторичный битум приурочен к трещиноватым известнякам верхнего кембрия. Битум темно-коричневый до черного, твердый. Элементарный и групповой состав его следующий: С — 81,51; Н — 9,55; О + N + S — 9,94; масла — 21,4, смолы — 33,59; асфальтены — 43,63%. Битум принадлежит к классу асфальтитов.

В 20 *км* выше по реке, в своде Больше-Сухотунгусинской антиклинали, битум насыщает трещиноватые доломиты нижнетунгусской (буровой) свиты Pt_3 и в меньшей степени базальные песчаники платоновской свиты Cm_1. Битум выполняет макро- и микротрещины, кальцитовые жеоды и западины на поверхности несогласия. В своде структуры, по данным бурения, в доломитах Pt_3 они прослеживаются на глубину 14 *м*. Выполненные в разное время в различных лабораториях анализы битума дают некоторые вариации его элементарного и группового состава: С — 82,09 —84,60; Н — 9,48—10,20; О + N + S — 5,92—8,08; масла — 15,69—28,39; смолы — 36,34—41,03; ас-

фальтены 27,53—48,93%, что, вероятно, объясняется различной выветрелостью образцов. Битум является переходным от асфальта к асфальтиту.

Норильский район. В Норильском районе значительные скопления вторичных битумов в естественных обнажениях неизвестны. В колонковых скважинах наиболее крупные битумопроявления встречены в пределах Болгохтохской антиклинали и на Талнахском рудном месторождении, расположенном в зоне Норильского глубинного разлома, на сопряжении Южно-Пясинской антиклинали с Хараелахской мульдой. В обоих случаях битумы приурочены к доломитам верхнего девона и туфолавовой толще триаса. Данные о битумопроявлениях на Болгохтохской площади, представленных нефтью, асфальтом и асфальтитом (скв. БГ-1, БГ-6, БГ-5, БГ-8), были ранее опубликованы [Баженова, Гусева, Скарятин, 1963].

Ниже приводится краткая характеристика некоторых новых данных о битумах Болгохтоха. В скв. Б-1 в интервале 340—420 *м* в базальтах и туфах триаса наблюдаются многочисленные миндалины и трещины, выполненные кальцитом и нерастворимым в органических растворителях битумом (антраксолитом). Антраксолит черный, твердый, со смоляным блеском, форма частиц каплевидная, пластинчатая и неправильно-угловатая. Элементарный состав его: С—90,48—92,62; Н — 3,25—3,75; О + N + S — 3,63—5,98%. Антраксолиты, по-видимому, имели тот же источник, что и нефти и асфальтовые битумы Болгохтоха, только первые являются продуктами наиболее ранней, скорее всего, гидротермальной стадии миграции.

В скважинах Талнахского рудного месторождения вторичные битумопроявления встречаются в виде равномерного насыщения нефтью мелкопористых, трещиноватых и брекчированных доломитов каларгонской свиты верхнего девона и в виде нефтяных пленок по трещинам в базальтах триаса. Все породы издают резкий запах керосина. Содержание хлороформенного битума колеблется в них от сотых до первых десятых долей процента на породу. По физическим свойствам битумы жидкие и полужидкие, реже вязкие, прозрачные, светло-коричневого цвета. Элементарный состав варьирует в пределах: С — 82,02—84,26; Н — 12,38—13,88; О + N + S — 2,28—5,60%. Из битума сборного образца каларгонской свиты (скв. КЗ-394) хроматографированием была выделена масляная фракция, составляющая 79,26% битума, причем 70,85% приходится на метаново-нафтеновые углеводороды и 8,41% — на нафтеново-ароматические.

Битумы Талнаха представляют собой слабоокисленные и (или) слабоосерненные нефти. Вышеприведенные количественные содержания битумов, по-видимому, являются несколько заниженными, а состав «утяжеленным», так как в процессе дробления и анализа происходит потеря наиболее легких фракций. Кроме нефтей, в описываемых породах присутствуют и твердые нерастворимые битумы неизученного состава, диагностирующиеся при битумо-петрографическом изучении пород. Наличие нефтей и нерастворимых битумов в одних и тех же породах опять-таки свидетельствует о стадийности миграционных процессов и метаморфизме, проявившемся в период развития гидротермальной деятельности.

Бассейн р. Подкаменной Тунгуски. Наиболее крупные битумопроявления известны в бассейне р. Чуни и в нижнем течении р. Подкаменной Тунгуски. В бассейне р. Чуни битумопроявления связаны с локальными антиклинальными структурами и приразломными дислокациями, осложняющими северо-восточный склон Турамского свода. Наиболее интересные из них встречены по р. Нижней Чунку, где они впервые описаны в 1951 г. О. И. Никифоровой (ВСЕГЕИ) и позднее изучались Б. Г. Кузнецовым и О. А. Чушенко (Востсибнефтегеология, 1953 г.), Л. Г. Еникеевой и Е. П. Марковым

(СНИИГГИМС, 1961, 1963 гг.) и И. С. Гольдбергом (ВНИГРИ, 1962). Битумопроявления установлены в пределах Нижнечункинского поднятия, на правом берегу р. Нижней Чунку, в 3 *км* выше р. Лернге (вблизи лернгинского разлома).

В верхнеордовикских кремнистых трещиноватых известняках часто встречаются черные твердые и полужидкие битумы, выполняющие тонкие трещины и пустоты. Извлеченный хлороформом битум имеет полужидкую консистенцию, темно-коричневый цвет; элементарный и групповой состав его следующий: С — 82; 88; Н — 9,46; О + N + S — 7,66; масла — 36,39; смолы — 35,25; асфальтены — 24,66%. По составу и свойствам битум из средней пробы относится к классу асфальтов. Ниже по реке, на правом берегу (в 6,5 *км* выше р. Черличинэ) в кремнистых известняках O_3 битумы выполняют поровые пространства и трещины. Хлороформенный экстракт представляет собой темно-коричневое полужидкое вещество со следующим элементарным составом: С — 84,60; Н — 10,46; О + N + S — 8,08%. Данный битум относится к классу мальт. И. С. Гольдбергом (ВНИГРИ) здесь же были обнаружены антраксолиты.

На левом берегу р. Нижней Чунку, против устья р. Черлининэ, в пачке коралловых известняков и мергелей (O_3), обнажающихся вдоль Черличинского разлома, в одной из мелких складок обнаружены битумы, пропитывающие породу по мелким порам и трещинам. Хлороформенный экстракт темно-коричневый, полужидкий, блестящий. Элементарный и групповой состав его: С — 82,08; Н — 10,28; О + N + S — 7,64; масла 35,83; смолы — 44,10; асфальтены — 15,47% (асфальт). В нижнем течении р. Нижней Чунку, в 3,5 *км* от устья, в черных кавернозных известняках (O_2) битумы выполняют поровые пространства, трещины и каверны размером до 2 *см*. В хлороформенном экстракте, представляющем темно-коричневое полужидкое вещество, содержится С — 82,23—83,24; Н — 9,75—10,57; О + N + S — 7,01—7,20% (по-видимому, это асфальт).

Нами были изучены образцы желтых и желто-серых песчанистых кавернозных доломитов пролетарской свиты O_1, отобранные Е. П. Марковым по р. Тычаны в 7—8 *км* от устья (Усть-Тычанский купол) и в 3,5 *км* выше устья р. Кордэ (зона разлома). В образцах наблюдаются мелкие частые включения черных вязких битумов, растворимых в хлороформе; концентрации их — 0,08% на породу.

Наиболее крупное битумопроявление известно в устье р. Сухой Лебяжьей в дайке долерита, секущей породы лебяжинской свиты Cm_{1-2} (Суломай-Лебяжинский вал). Подробные данные об условиях залегания битумов и их геохимическая характеристика опубликованы ранее (Еникеева, Марков, Микуцкий [1964]; Барсков, Высоцкий, 1964 г.). Битумы представляют собой асфальты и мальты с высоким содержанием ароматических структур в петролейно-эфирной, углеводородной фракции. Битум образует концентрические кольца, чередующиеся с минералами в миндалинах долеритов, и практически отсутствует во вмещающих дайку породах. И. С. Барсков и В. И. Высоцкий (1964 г.) полагают, что этот битум находился в низкотемпературном ассимиляционном расплаве дайки, т. е. был захвачен из какого-то скопления во время внедрения траппов. Такая точка зрения вызывает возражения. Тщательное изучение образцов из дайки показало, что битум типа мальты и асфальта находится не только в миндалинах, но и в трещинах, соединяющих миндалины; к тому же в описываемой дайке совершенно отсутствуют метаморфизованные битумы — кериты и антраксолиты. Если бы битум пришел в места своего залегания вместе с расплавом или хотя бы в постмагматическую гидротермальную стадию, присутствие метаморфизованных его форм

было бы обязательным, о чем свидетельствуют многочисленные ранее приведенные примеры. По-видимому, битум мигрировал в дайку в более позднее время, а его высокая ароматизация объясняется тем, что он испытал тепловое воздействие, но не в самой дайке, а ранее, возможно, еще на месте своего первичного скопления.

На левом берегу р. Подкаменной Тунгуски в 2 *км* ниже пос. Байкит серые водорослевые кавернозные известняки с прослоем белого песчаника (чуньский ярус) равномерно насыщены жидким битумом при концентрации его 0,05% на породу. Элементарный состав: С — 82,81; Н — 9,60; О + N + + S — 7,59%. Битум должен быть отнесен к классу мальт.

Приангарский борт Тунгусской синеклизы. В пределах восточного борта Тунгусской синеклизы битумопроявления в палеозойских отложениях изучались нами в естественных обнажениях бассейна рек Маймечи и Мойеро. По р. Маймече и ее притоку р. Амбардах скопления вторичных битумов приурочены к карбонатным отложениям кындынской и тампокской свит Cm. В средней подсвите кындынской свиты, которая содержит обогащенные первичным битумом доломиты, наблюдаются макровключения битумов по трещинам и кавернам как в сингенетично обогащенных прослоях, так и в горизонтах, не содержащих первичного органического вещества. Скорее всего, битумы являются вторичными лишь по отношению к участкам своего залегания, но сингенетичными подсвите в целом, т. е. перераспределенными, хотя не исключена возможность проникновения части их и из других горизонтов. Битум, извлеченный хлороформом из каверн и трещин, темно-коричневый, вязкий, со смолистым запахом, элементарный состав его: С — 80,86; Н — 10,36; О + N + S — 8,51%.

В нижней и верхней подсвитах кындынской свиты вторичная битуминозность имеет рассеянный характер с концентрацией от 0,001 до 0,05% на породу. Наиболее значительные вторичные битумопроявления приурочены к кавернозно-трещиноватым доломитам тампокской свиты Cm_3. Элементарный состав битумов изменчив и колеблется в пределах: С — 80,15—86,15; Н — 9,89—11,25; О + N + S — 3,42—9,32%; содержание масел 16,80—51,08, смол 48,04—69,12; асфальтенов 9,49—32,91%. По физическим свойствам и составу выделяются мальты, асфальты и асфальтиты. Широкое разнообразие битумов, вероятно, можно объяснить разновременностью поступления их в породу, а также условиями экспозиции. Следует указать на слабую изученность структурных условий бассейна р. Маймечи. Проявления битумов по р. Амбардах, возможно, располагаются на продолжении крупного Аяно-Амбардахского вала.

На правом берегу р. Мойеро, в 0,2 *км* выше устья р. Тардэк, на контакте венлокских известняков с долеритовой дайкой наблюдаются кальцитовые мелкие прожилки и каверны с твердым черным битумом (асфальт, асфальтит). Элементарный состав его: С — 74,36; Н — 9,51; О + N + S — 16,33%.

На левом берегу р. Мойеро, в 12 *км* ниже р. Мойерокан, битумопроявление отмечается в известняках лландовери близ контакта их с дайкой долерита (впервые описано И. С. Гольдбергом в 1957 г.). Здесь, на контакте долеритов с мраморизованными известняками, в кальцитовой жиле, трещины и каверны заполнены твердым черным блестящим битумом (асфальтит). Элементарный состав его: С — 85,10; Н — 8,12; О + N + S — 6,78%.

Полужидкие и твердые битумы типа асфальта и асфальтита (С — 84,69%; Н — 9,82%; О + N + S — 5,49%) были встречены нами в прожилках и крупных жеодах кальцита, пронизывающих выветрелые долериты корневой части силла, который прорывает толщу пород O_3 и S_1, смятых в небольшую антиклинальную складку. Этот пункт расположен в 5,4 *км* выше

устья р. Бугарикты, на левом берегу р. Мойеро. В 1,5 *км* ниже по реке дайка долерита мощностью 30 *м* прорывает свод небольшой антиклинальной складки, сложенной породами того же возраста. В органогенных известняках, подстилающих граптолитовые сланцы, в жеодах и кальцитовых прожилках в контакте и вблизи него наблюдаются включения твердых, хрупких и полужидких битумов. Элементарный состав их колеблется в пределах: С — 82,74—84,86; Н — 10,23—10,7; О + N + S — 4,44—7,03%. По составу и свойствам битумы охватывают спектр от мальты до асфальтита.

Битумопроявления р. Мойеро тяготеют к Мойероканскому поднятию.

Центральная часть Тунгусской синеклизы. На этой территории в пределах развития туфолавовой толщи триаса в настоящее время известен целый ряд битумопроявлений. Большинство из них установлено в долинах рек Нижней Тунгуски и Курейки, что объясняется, вероятно, наибольшей их целевой изученностью. Как правило, проявления битумов связаны с антиклинальными структурами различного порядка, а в пределах последних с зонами разрывных нарушений и повышенной трещиноватости.

В верховьях р. Курейки в районе оз. Бельдунчана па руч. Немакит известны проявления асфальта, впервые открытые А. К. Кондратенко в 1950 г., позднее (в 1960 г.) описанные И. Г. Гольдбергом (ВНИГРИ) и в 1964 г. нами. Здесь в поле развития базальтов аянской свиты наблюдается зона нарушения шириной до 15 *м*, с тектонической брекчией, обломки которой представлены базальтами, сцементированными кварцем, халцедоном и кальцитом. Базальты содержат многочисленные жилы мощностью до 5—15 *см* кварца, халцедона, кальцита и асфальта. Последний выполняет трещины, жеоды, полые миндалины как в самой зоне, так и в окружающих базальтах, образуя гнезда до 5 *см*. Асфальт черный, блестящий, хрупкий, легкоплавкий, легко растворяется в хлороформе. Элементарный состав его, по данным И. С. Гольдберга, следующий: С — 82,14; Н — 9,19 О + + N + S — 8,67, в групповом составе масел — 38,8, смол — 47,8; асфальтенов — 13,4%.

На правом берегу р. Курейки между озерами Апама и Дюпкун, в 1,8—2 *км* ниже руч. Шадринки, вскрыт покров базальтов (3 *м*) с многочисленными прожилками (до 1—2 *см*) кварца, халцедона, кальцита и цеолита с включениями до 1 *см* черного, блестящего, вязкого и хрупкого битума. Элементарный состав его следующий: С — 87,32; Н — 10,39; О + N + S — 2,29%.

В 0,5 *км* ниже по реке наблюдается небольшой выход трещиноватых, миндалекаменных базальтов. Миндалины выполнены кальцитом, цеолитом, а свободные пространства в них и в трещинах заполнены черным вязким битумом. Элементарный и групповой состав битума: С — 87,16; Н — 10,58; О + N + S — 2,26; масла — 59,13; смолы — 11,53; асфальтены — 29,10%. По элементарному составу данный битум очень сходен с таковым из предыдущего обнажения; по-видимому, оба они относятся к одному горизонту и могут быть классифицированы как мальты.

У оз. Дюпкун на руч. Щучьем (в 6 *км* от восточного конца озера) обнажаются массивные и миндалекаменные базальты, образующие в зоне разрывного нарушения флексуру. Миндалины (0,5—1 *см*) и соединяющие их трещины, наряду с халцедоном, кальцитом и цеолитами, выполнены черным и коричневым полутвердым, вязким и жидким битумом. Элементарный и групповой состав битума, выделенного холодной экстракцией хлороформом, следующий: С — 85,92; Н — 11,54; О + N + S — 2,54; масла — 69,79; смолы — 10,87; асфальтены — 19,55% (мальта). Здесь же в массивных базальтах залегает крутопадающая жила халцедона, содержащего 0,01% хлороформенного битума А. На южном берегу оз. Дюпкун, па руч.

Ветряном, миндалекаменные базальты этой пачки также содержат битум, но в меньших количествах (0,01%), опознающийся только под люминоскопом.

Битумы р. Курейки (между озерами Анама и Дюпкун), руч. Щучьего и руч. Ветряного относятся приблизительно к одной и той же пачке базальтов кутарамаканской свиты.

Принадлежность всех вышеописанных битумопроявлений к тем или иным структурам 2-го или 3-го порядка в настоящее время окончательно неясна вследствие слабой тектонической изученности лавового поля. Битумопроявления восточной части оз. Дюпкун и р. Курейки (между озерами Анама и Дюпкун), по-видимому, приурочены к крупной пологой положительной структуре.

Наиболее интересные битумопроявления в бассейне р. Нижней Тунгуски встречены в колонковых скважинах Аллюнской разведочной площади (ниже пос. Тура), вскрывающих туфогенные породы корвунчанской и тутончанской свит. Туфогенные породы в тех или иных количествах содержат битум вплоть до сплошного насыщения нефтью. В скв. 3-К и 6-К свободный хлороформенный битум встречается по всему разрезу туфогенной толщи от тысячных до десятых долей процента на породу. Из туфоалевритов скв. 3-К с глубины 91—95 *м* холодной экстракцией хлороформом была извлечена жидкая полупрозрачная светло-коричневая нефть с элементарным составом: C — 85,15; H — 13,31; O + N + S — 1,54%. Концентрация ее в породе 0,5%.

Данные о битумах, встречающихся в обнажениях на Аллюнской площади, опубликованы И. С. Гольдбергом [1961]. Им отмечается присутствие нефти и парафина в пустотах и по трещинам в халцедоново-кварц-кальцитовых жилах.

По р. Нижней Тунгуске нами изучались битумопроявления на участке от пос. Тура до р. Иритки. На правом берегу р. Иритки в 25 *км* от устья встречена секущая породы верхнего палеозоя жила мощностью 2 *см*, выполненная кальцитом и битумом, как растворимым в хлороформе, так и нерастворимым. Битум концентрируется по стенкам жилы, по тонким трещинкам в кальците и выполняет свободные пространства. Нерастворимый в хлороформе битум имеет следующий элементарный состав: C — 78,73; H — 5,48; O + N + S — 15,78% и представляет собой черное твердое, хрупкое вещество с каплевидной, угловатой и реже пластинчатой формой частиц. По физическим свойствам и составу он может классифицироваться как керит. Элементарный состав растворимого битума следующий: C — 84,27; H — 12,67; O + N + S — 3,06% (слабо окисленная нефть).

На реке Нижней Тунгуске, в районе устья р. Иритки, туфогенные отложения корвунчанской свиты секутся рядом маломощных даек и жил кальцита, реже цеолита и кварца. Почти все жилы насыщены битумом (кальцит издает резкий запах керосина), в них встречаются включения до 2—3 *мм* черного битума, растворимого в хлороформе. Против устья рч. Кирамки, на правом берегу р. Нижней Тунгуски, в миндалекаменных базальтах встречены гнезда кальцита, насыщенного растворимым битумом. В 40 *км* выше устья рч. Кирамки в туфогенных породах нидымской свиты наблюдаются жилы, выполненные серовато-коричневым кальцитом, насыщенным битумом. Аналогичные жилы и гнезда встречены на р. Кочечумо в приустьевой части р. Тембенчи, на р. Корвунчана.

Заканчивая характеристику битумопроявлений туфолавового поля, следует упомянуть еще о проявлениях жидкой нефти в миндалекаменных базальтах бассейна р. Северной (рч. Худдюкант) в пределах Колюйской

антиклинали, впервые описанные М. И. Митрошиным (НИИГА). Все известные битумопроявления в Тунгусской синеклизе, которые далеко не отражают масштабов действительного их распространения, свидетельствуют о широком развитии процессов вертикальной миграции нефти из более глубоких горизонтов синеклизы.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И БИТУМОВ

Концентрация $C_{орг}$ в разрезе палеозойских отложений западной части Сибирской платформы варьирует в чрезвычайно широких пределах от 0,01 до 10—15% на породу, не считая концентрированной формы нахождения органического вещества в виде углей в отложениях верхнего палеозоя. Такая амплитуда колебания значений сингенетического $C_{орг}$ вполне понятна, если учесть широкий возрастной диапазон отложений, во время образования которых неоднократно сменяли друг друга различные ландшафтные, климатические, геохимические и тектонические условия.

Увеличение концентрации $C_{орг}$ в целом для пород палеозоя происходит по мере снижения карбонатности, при этом низкие значения $C_{орг}$ (менее 0,1%) наблюдаются в породах любой карбонатности, а для более высоких значений можно констатировать следующую зависимость: при карбонатности более 90% $C_{орг}$, как правило, не поднимается выше 0,5%, при карбонатности более 60% — до 3—3,5%; и наиболее высокие (7—10%) при карбонатности 20—50%. В высококарбонатных породах наблюдается зависимость между содержанием $C_{орг}$ и петрографическим типом породы, который, в свою очередь, обусловлен фациальной обстановкой осадконакопления. Так, концентрации $C_{орг}$ 0,01—1,0% характерны для хемогенных пелитоморфных и тонкокристаллических разностей, в органогенных, обломочных и оолитовых породах $C_{орг}$ обычно не превышает сотых долей процента.

Распределение органического вещества в палеозойском разрезе исследуемого региона имеет неравномерно-циклический характер и отражает периодически направленный процесс развития территории осадконакопления. Распределение органического вещества по площади внутри отдельных горизонтов определяется литолого-фациальными особенностями отложений (рис. 44). Наибольшее число обогащенных органическим веществом горизонтов наблюдается в Норильском районе, что связано прежде всего с наибольшей глинистостью указанного разреза.

В целом в разрезах запада Сибирской платформы можно выделить региональные максимумы распределения органического вещества, прослеживающиеся по всей территории или большей ее части, и локальные. Региональными максимумами являются: толбинский подъярус алданского яруса (сухарихинская и платоновская свиты), верхняя часть алданского, ленский и амгинский ярусы, мангазейский ярус, среднелландоверский подъярус (граптолитовые сланцы) и, возможно, верхняя часть венлокского, нижняя часть лудловского яруса и верхнеживетский подъярус (юктинская свита). Максимумы распределения $C_{орг}$ в среднем и верхнем кембрии, чуньском ярусе, криволуцком ярусе, верхнем девоне являются локальными; все они имеют место в Норильском районе, некоторые из них прослеживаются в Игарском районе и бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Ни в одном из изученных разрезов неизвестно обогащенных органическим веществом горизонтов, которые не были бы встречены в Норильском районе, т. е. «органические максимумы» (как региональные, так и локальные) имеют достаточно четкую стратиграфическую приуроченность, изменяется только ореол их

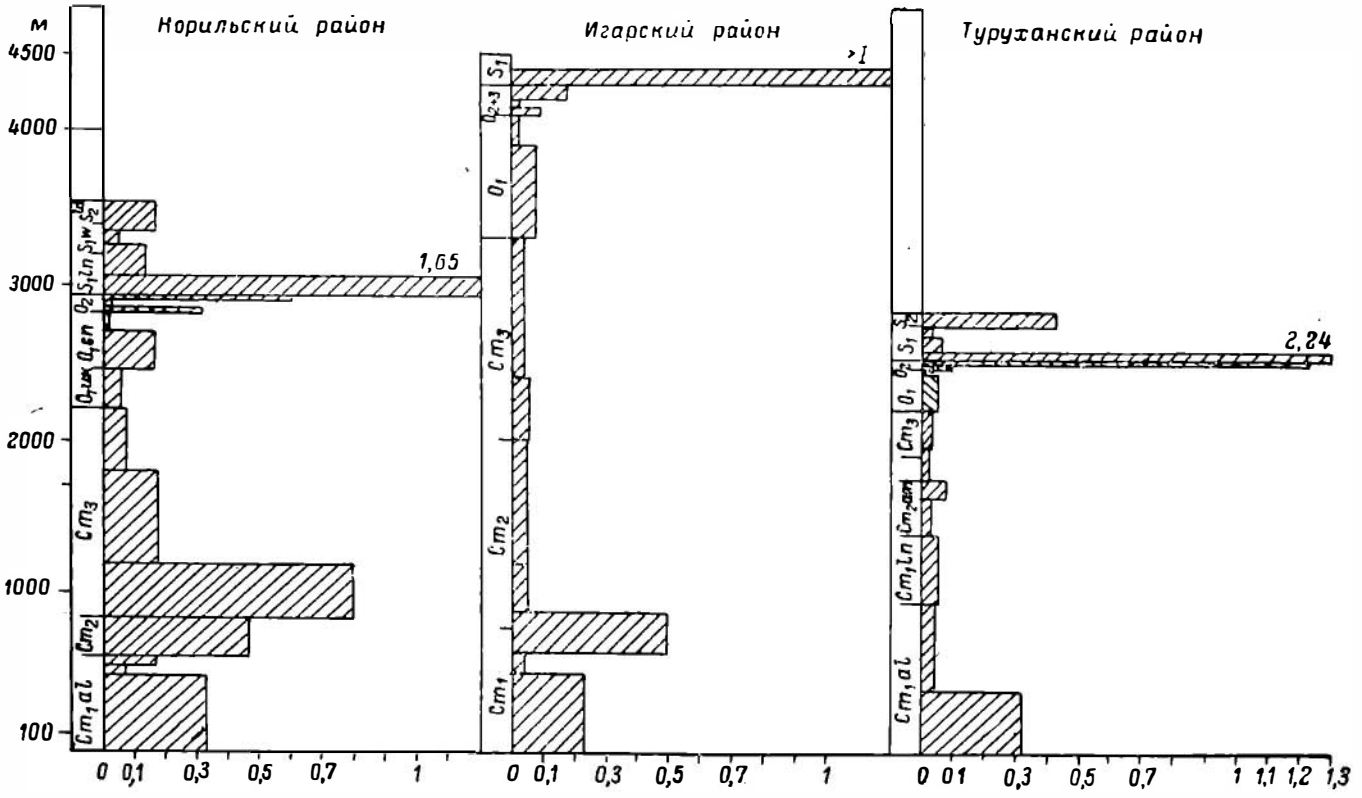


Рис. 44. Распределение средних содержаний $C_{орг}$ по разрезам западного обрамления Тунгусской синеклизы.

распространения. Стадии максимального накопления органического вещества отвечают эпохам начала трансгрессий (в широком смысле слова) и начала регрессий, причем данное положение справедливо для различных таксономических уровней.

Степень битуминизации органического вещества ($\beta_{ов}$) в конкретный отрезок времени в данной породе является по существу случайной функцией многих переменных, и поэтому зависимость ее от каждой из этих переменных носит статистический характер и проявляется лишь при достаточно большом числе определений. $\beta_{ов}$ находится в обратной зависимости от концентрации $C_{орг}$ в породах (закономерность Успенского — Вассоевича), т. е. фактически от степени дисперсности органического вещества. В исследуемом регионе эта зависимость проявляется как для разреза в целом (рис. 45, табл. 22), так и для отдельных свит и разрезов, что определяется, по-видимому, несколькими причинами: увеличением реакционной способности органического вещества с возрастанием его дисперсности (П. Ф. Андреев, 1958 г.), остаточно-фоссилизационным обогащением [Вассоевич, Ковачева, 1963] и, возможно, некоторыми другими причинами.

Таблица 22

Зависимость степени битуминизации от дисперсности органического вещества

Градация $C_{орг}$, %	$\beta_{ов.\ х.л}$, %		Кол-во образцов
	Среднее	Колебания	
0,02—0,05	12,4	5,2—20	12
0,05—0,1	7,23	1,5—13,8	29
0,1—0,2	7,2	1,3—14,9	32
0,2—0,4	4,25	1,2—13,8	18
0,4—0,6	5,6	1,5—11,6	9
0,6—0,8	6,3	0,7—13,8	4
0,8—1,0	4,13	1,07—7,2	2
1—2	2,36	0,5—11,7	19
2—4	2,66	0,3—10,0	17
4—6	1,03	0,3—2,22	3
6—10	0,92	0,02—4,06	9

$\beta_{ов}$ находится в прямой зависимости от карбонатности пород (рис. 46), что, с одной стороны, является отражением закономерности Успенского — Вассоевича в сочетании с зависимостью концентраций $C_{орг}$ от карбонатности пород, и, с другой — определяется качественным составом исходного органического вещества (Страхов и др. 1955 г.). При идентичных значениях карбонатности и $C_{орг}$ (судя по нескольким образцам) $\beta_{ов}$ в доломитовых породах несколько выше, чем в известковых.

Фиксируемая степень битуминизации органического вещества неизбежно зависит от степени его метаморфизма, степени отдачи битуминозных компонентов или, наоборот, от поступления дополнительных порций битума в конкретную породу из соседних участков, т. е. в конечном итоге от степени перераспределения битумов в породах. Этим, в частности, могут быть объяснены значительные колебания значений $\beta_{ов}$ в пределах малых градаций $C_{орг}$ при закономерном изменении средних величин (табл. 21).

Многообразие геолого-геохимических условий запада Сибирской платформы — чередование и наложение различных процессов, часто имеющих разнонаправленный характер, — обусловили образование широкого спектра битумов, различных по своей генетической принадлежности, формам нахождения, составу и свойствам.

В табл. 23 сведены возможные парагенетические формы существования битумов, переходящие друг в друга во времени и пространстве. Практически все эти формы встречаются на рассматриваемой территории за исключением, по-видимому, сингенетичного битума исходного, ибо древность отложений, их большие мощности и глубины погружения, региональный, а также маг-

матогенный метаморфизм не могли не способствовать отдаче органическим веществом наиболее миграционно-способной части его битуминозных компонентов.

Диагностика всех указанных групп битумов осуществляется геологическим, петрографическим и геохимическим методами. Несмотря на широко развитое явление конвергенции состава* и свойств, некоторая индивидуа-

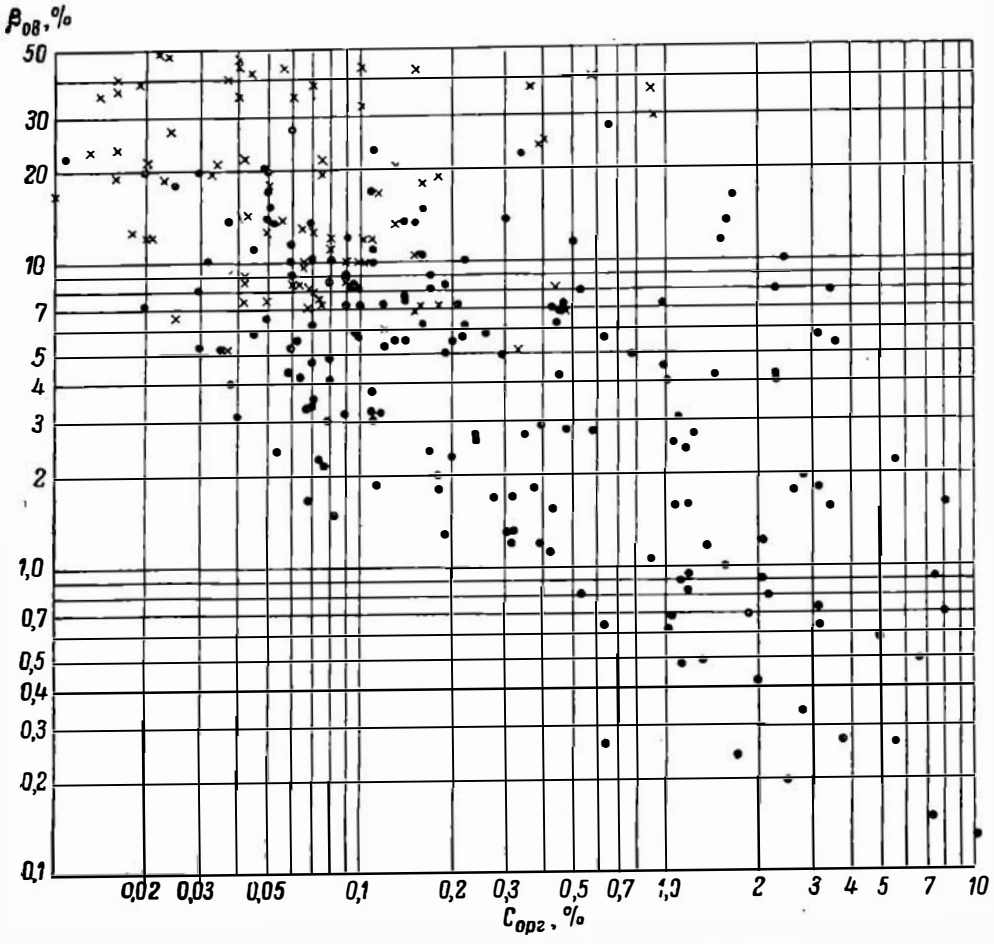


Рис. 45. Зависимость степени битуминизации органического вещества $\beta_{ов}$ от содержания $C_{орг}$ в породах (черная точка — первичный битум; крестик — смешанный битум).

лизация их для широких групп битумов все-таки намечается. Для сингенетичных остаточных битумов характерным является сравнительно низкое содержание углерода и высокое — гетероатомов (С — 66—80; О + N + S — 12—28%); содержание водорода колеблется от 8 до 11%. В сингенетичных перераспределенных рассеянных битумах $C_{бит}$ практически не опускается ниже 80%, а сумма гетероатомов О + N + S не превышает 8—10%, преимущественно 3—5% при содержании $H_{бит}$ 11—12%.

* Здесь мы можем говорить только об элементарном составе битумов и групповом составе вторичных битумов из концентрированных форм залегания, так как более детальное изучение состава битумов почти не производилось.

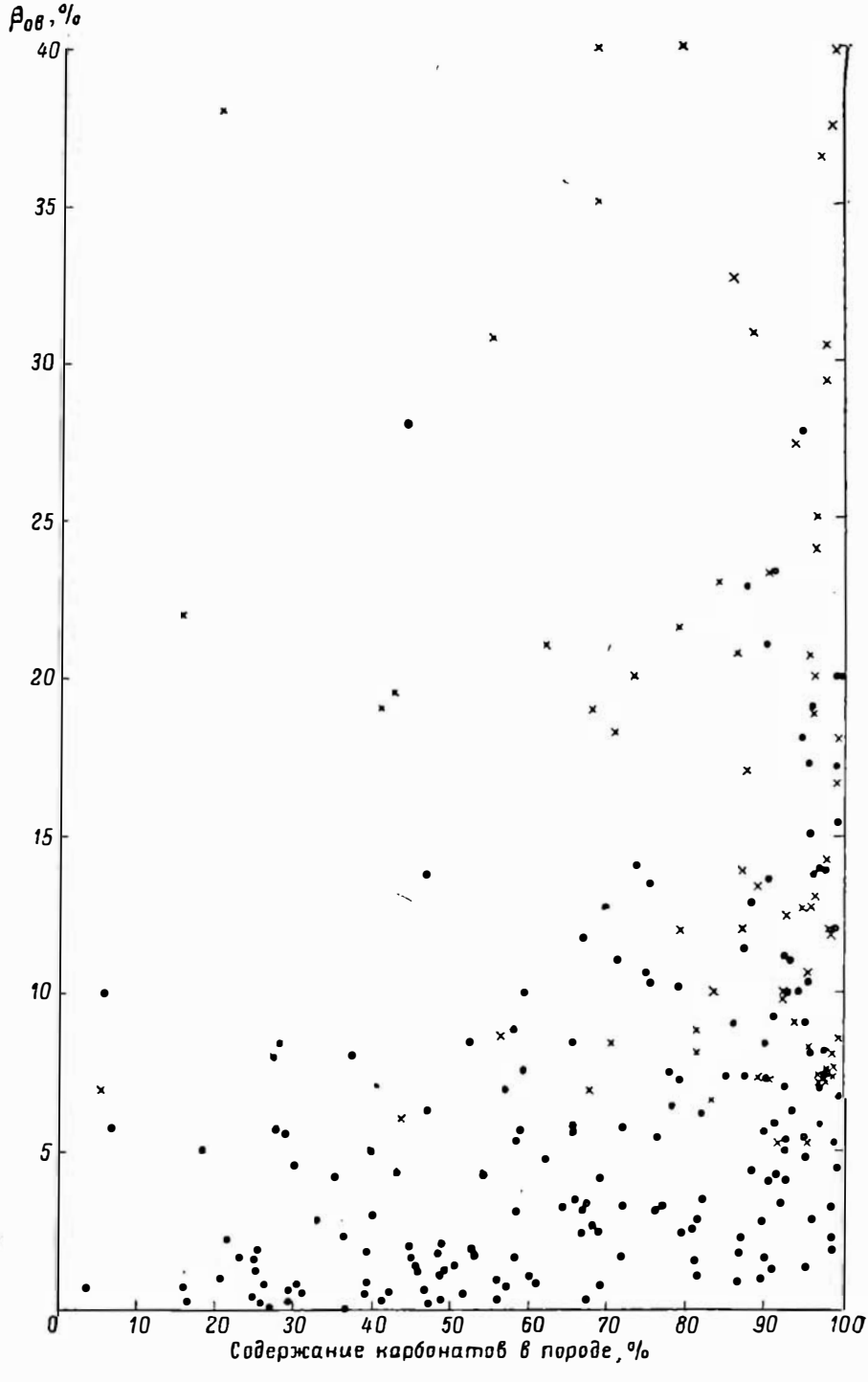


Рис. 46. Зависимость степени битуминизации органического вещества $\beta_{ов}$ от содержания карбонатов в породе.

Условные обозначения см. на рис. 45.

Таблица 23

Парагенетические формы существования битумов

Этап	Парагенезис	Форма распределения
До существования залежи	Сингенетичный битум исходный	Рассеянная
То же	» » остаточный	»
»	» » перераспределенный	»
»	Сингенетичный битум перераспределенный	Концентрированная (микронефть и ее производные)
»	Смешанный битум (сингенетичный битум + эпигенетичная микронефть)	Рассеянная
»	Эпигенетичный битум (микронефть)	»
Существование залежи	Битумы нормальной пластовой залежи (нефть и ее производные)	Концентрированные
Разрушение залежи	Естественные выходы нефти	»
То же	Жильные битумы	»
»	Эпигенетичный битум («микронефть», ореол рассеивания залежи)	Рассеянная

На треугольной диаграмме элементарного состава (рис. 47) остаточные битумы располагаются в правой и более низкой части поля, тогда как перераспределенные битумы занимают более левую верхнюю часть, располагаясь между нефтями и мальтами. Поляризация состава сингенетичных битумов при разделении их на остаточные и перераспределенные неизбежно вызывала и различие физических свойств: остаточные битумы, как правило, твердые и полутвердые, реже вязкие и светлоокрашенные, имеют голубые, белые и бледно-желтые тона люминесценции и характерный «эфирный» запах, тогда как перераспределенные битумы жидкие и полужидкие имеют коричневую и светло-коричневую окраску, более яркие тона люминесценции и керосиновый или смолистый запах. Перераспределенные битумы в микроскоплениях (микронефть), если они изолированы от поверхности воздействий (например, в конкрециях), обладают свойствами легких нефтей; в поверхностных условиях они приобретают состав и свойства асфальтовых производных макронефти (битумы платоновской свиты р. Сухой Тунгуски, среднекындынской подсвиты р. Маймечи). Остаточные битумы по сравнению с перераспределенными имеют более высокую степень окисленности и более низкую степень ассоциированности.

Зависимость состава и свойств сингенетичных битумов от возраста вмещающих пород на данной стадии изученности не устанавливается. Некоторые различия в составе битумов намечаются для пород разных литолого-фациальных типов. Так, в доломитовых породах остаточные битумы несколько более восстановлены, чем в известковых. Весьма «яркую индивидуальность» обнаруживают сингенетичные битумы верхнепалеозойских угленосных отложений (черных известковых аргиллитов): для них характерно высокое содержание углерода — 83,5—84,5% и очень низкое водорода — 6,3—6,7%, С/Н — 12—13; сА — 0,7—0,75. Битумы имеют темно-коричневую окраску и очень вязкую консистенцию, что вполне согласуется

с элементарным составом. Высокая цикличность соединений, входящих в битумы, в данном случае, вероятно, обусловлена природой исходного органического вещества (преимущественно древесной растительности), изначально содержавшего много циклических компонентов. Сингенетичные же битумы морских отложений (как остаточные, так и перераспределенные), судя по отношению С/Н (6,5—8,5) и степени ассоциированности (0,4—0,6), повышенной цикличностью не отличаются.

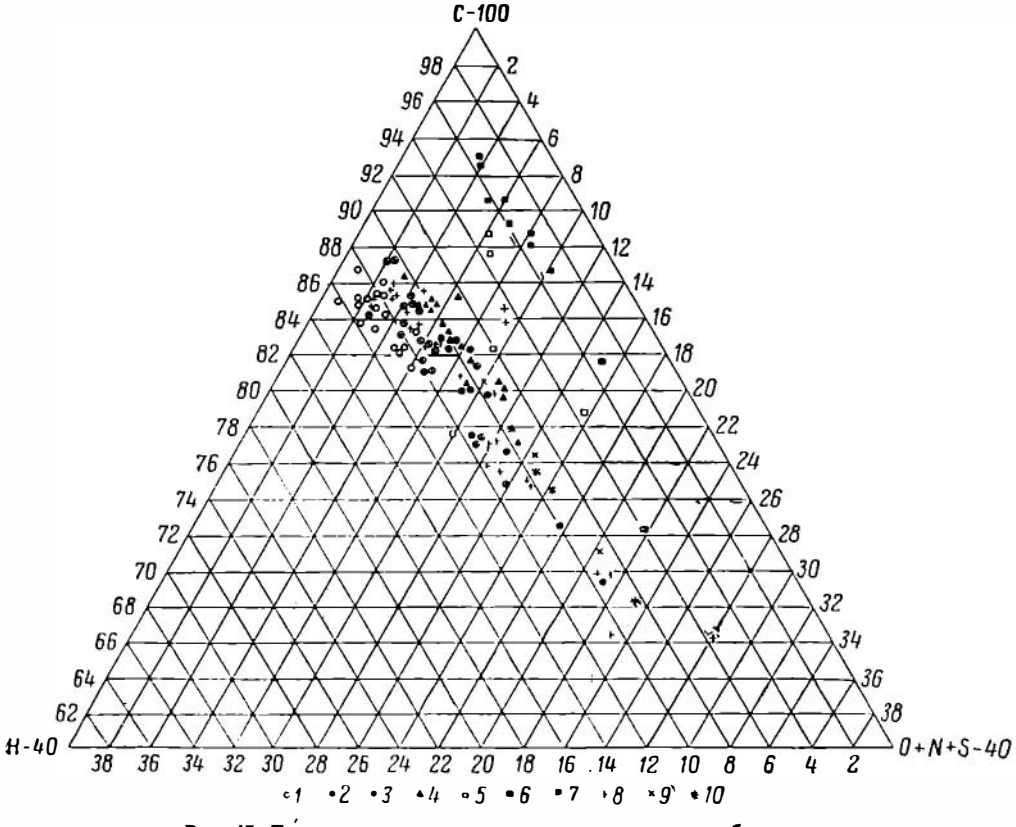


Рис. 47. Треугольная диаграмма элементарного состава битумов.
1 — нефть; *2* — мальта; *3* — асфальт; *4* — асфальтит; *5* — керит; *6* — гуминокерит; *7* — антраксолит; *8* — первичные битумы в преимущественно известняковых породах; *9* — первичные битумы в преимущественно доломитовых породах; *10* — смешанные битумы.

Эпигенетичные битумы на исследуемой территории имеют чрезвычайное качественное многообразие и представляют собой в большинстве случаев продукты гипергенного и метаморфического изменения нефтей либо сами нефти. Они встречаются как в концентрированной, так и в более или менее рассеянной форме. Эпигенетичные битумы по составу и свойствам существенно отличаются от сингенетичных остаточных битумов, но обнаруживают черты сходства с перераспределенными битумами. Содержание углерода в них, за редким исключением, превышает 80%, содержание гетероатомов обычно не поднимается выше 12%. Различия в составе и свойствах определяются прежде всего степенью гипергенного изменения, что и положено в основу их классификации (В. А. Успенский и др., 1961, 1964 гг.). На треугольной диаграмме элементарного состава (см. рис. 47) представи-

тели различных классов битумов группы нафтидов располагаются в виде сравнительно узких полос, приблизительно параллельных линиям равных содержаний водорода в интервале 9—14%: полоса нефтей, полоса мальт, полоса асфальтов и асфальтитов. Каждая из вышеперечисленных полос соответственно кулисообразно смещена по отношению к предыдущей в сторону уменьшения гетероатомов. Если при переходе от нефтей к мальтам и от мальт к асфальтово-асфальтитовой группе происходит прежде всего снижение водорода и возрастание гетероатомов, в связи с чем возрастает и степень окисленности (см. рис. 32), то внутри асфальтово-асфальтитовой группы изменения состава более сложны (рис. 48). Переход от асфальта к асфальтиту осуществляется либо при возрастании гетероатомов, либо углерода.

Величина отношения С/Н в нефтях колеблется от 6,1 до 7,1, в мальтах — от 6,5 до 8,6, в асфальтах — от 7,5 до 9, в асфальтитах — от 7,9 до 10,5, т. е. в общем увеличивается с возрастанием степени гипергенного изменения. Тем не менее, «перекрытие» значений этой величины при переходе от класса к классу, а также отсутствие зависимости от ее содержания гетероатомов внутри каждого класса говорит о том, что степень цикличности соединений, определяемая величиной отношения С/Н, является в какой-то мере унаследованной от материнских продуктов. С одной стороны, она может определяться составом исходного органического вещества, а с другой — возникнуть при термическом воздействии интрузий и их гидротерм на исходные нефти. Четкой региональной приуроченности более и менее циклизованных битумов не наблюдается. Отсутствует четкая связь цикличности битумов и со степенью «зараженности» районов траповыми интрузиями. Так, нефти Талнаха имеют величину С/Н — 6 —6,5, Болгохтоха — 6,3—7,1, Дьявольской — 6,6—6,9, Курейки — 7,1; у асфальтитов р. Мойеро, залегающих в идентичных условиях, близ даек долеритов величина отношения С/Н колеблется от 7,9 до 10,5, а у асфальтитов р. Нижней Тунгуски, где долериты отсутствуют, равна 9. Связь высокой цикличности с термическим воздействием интрузий более или менее четко обнаруживается лишь в низовьях р. Подкаменной Тунгуски.

Особую группу битумов составляют высокометаморфизованные битумы-кериты и антраксолиты. Значительная часть этих битумов относится к группе нафтидо-нафтоидов, т. е. они представляют собой продукты гидротермального преобразования нефтей, на что указывает форма (и место) их нахождения и парагенетическая связь с нефтями и их асфальтовыми производными.

При взгляде на карту нефтебитумопроявлений обращает на себя внимание весьма узкая пространственная локализация высокометаморфизованных битумов — керитов и антраксолитов: кериты и антраксолиты нафтидо-нафтоидного и нафтоидного генезиса приурочены к зонам наибольшего развития траповых интрузий и в особенности постмагматических гидротермальных процессов. На западе полоса их развития ограничивается Имангдинско-Летнинской зоной и отдельными участками Норильско-Хараелахского прогиба, встречаются они также в узких зонах южного и восточного бортов синеклизы. Во всех структурах антраксолиты и кериты нафтидо-нафтоидного генезиса встречаются совместно с нефтями и их асфальтовыми производными. Оба приведенных факта (узкая локализация и парагенезис с нефтями) имеют большое значение для оценки прогнозов нефтеносности, свидетельствуя о том, что интрузивная деятельность не оказывала существенного влияния на разрушение нефтяных залежей.

В западном обрамлении Тунгусской синеклизы сколько-нибудь крупные скопления асфальтовых битумов связаны преимущественно с доломитовыми породами. Возможно, что исходными продуктами для значительной

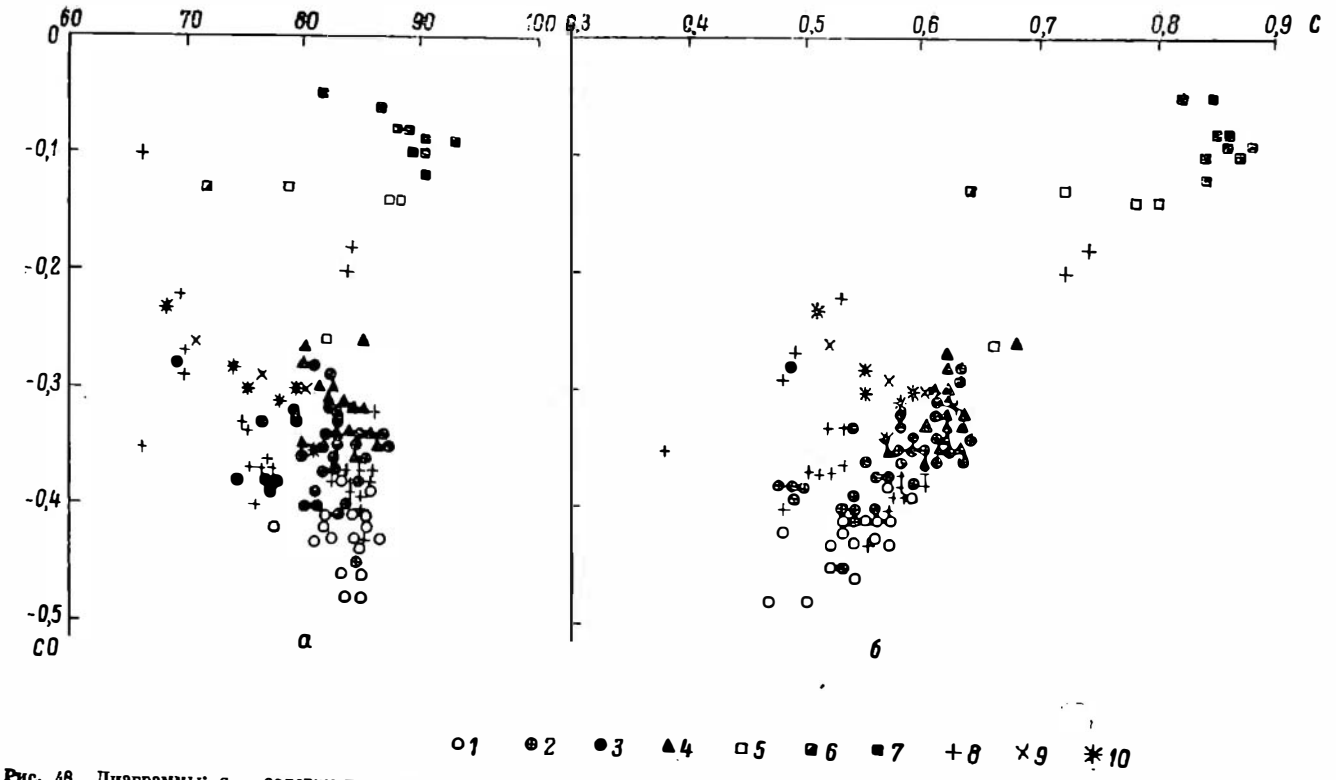


Рис. 48. Диаграммы: *а* — содержания углерода в битумах и степени их окисленности (С—cO); б — степеней ассоциированности и окисленности битумов (cA—cO).

Условные обозначения см. на рис. 45.

части приповерхностных битумопроявлений являлись фильтрованные нефти. Последние, по мнению В. А. Успенского, как правило, не дают при гипергенезе более или менее заметных скоплений своих асфальтовых производных. Между тем, нефть венлокских доломитов Сухо-Тунгусской площади относится к фильтрованному типу, но с ней связаны значительные скопления мальт, асфальтов и асфальтитов как пластовых, так и жильных. Венлокские асфальтовые битумы являются высокосернистыми, содержание серы обычно в 2 раза и более превышает суммарное содержание кислорода и азота. В самой нефти при сумме гетероатомов 1,67% 1,56% приходится на серу, т. е. основой для гипергенного асфальтообразования явились прежде всего сернистые соединения нефти и, возможно, при гипергенезе происходило (наряду с окислением) дальнейшее осернение нефтяных производных. На р. Курейке в известняках верхнего кембрия поверхностные битумопроявления представлены практически только слабоокисленными нефтями (не считая высокометаморфизованных антраксолитов); в Норильском районе, где разрез преимущественно известняковый, наибольшие скопления асфальтовых битумов известны опять-таки в доломитах D_3 и перекрывающих их вулканогенных породах триаса.

Разрез палеозоя запада Сибирской платформы содержит значительное количество горизонтов, обогащенных органическим веществом, большая часть из которых имеет региональное распространение и значительную мощность. Факторы метаморфизма органического вещества *, значительное погружение палеозойских отложений не могли не способствовать восстановлению битуминозных компонентов и отщеплению и эмиграции наиболее углеводородной их части. Последнее подтверждается перераспределением битумов в обогащенных органическим веществом толщах, выразившимся в поляризации их состава и свойств и образованием первичных небольших скоплений микронефти. Все обогащенные сингенетическим органическим веществом толщи мы относим к битумогениым, битумопроизводившим.

Количественную оценку битумообразований для всех толщ, более или менее достоверную, дать в настоящее время нельзя, ибо на данной стадии изученности невозможно их сравнение ни по степени метаморфизма органического вещества, ни по степени отдачи битуминозных компонентов, а фиксируемое содержание битума зачастую (особенно при очень низких β_{on}) ничего не говорит об истинных масштабах битумообразования в той или иной толще.

Основным критерием отнесения заведомо битумогенных отложений к нефтематеринским является наличие в них признаков первичной миграции и нефтеотдачи. Такие признаки фиксируются в кембрии — в платоновской и костинской свитах Туруханского района, в чопкотинской свите Норильского района, в среднекыпдынской подсвите бассейна р. Маймечи и в граптолитовых слаицах нижнего силура. В остальных битумогенных толщах процессы первичной миграции практически еще не изучены.

---

* Состав остаточного, дебитуминизированного органического вещества в исследуемом регионе не изучался, но по косвенным признакам (отсутствие гуминовых кислот, низкие (<1) величины отношения спиртобензольного битума к хлороформенному) с учетом геологических факторов можно утверждать, что степень метаморфизма органического вещества не ниже среднекаменноугольной.

ГЛАВА V. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Территория западной части Сибирской платформы является одной из наименее изученных областей СССР в нефтегазоносном отношении. По существу до недавнего времени с обширными пространствами этого региона, в частности с Тунгусской синеклизой, был связан гигантский потенциально-угленосный бассейн и только за последнее десятилетие здесь начали проводиться в небольших объемах геологические исследования и буровые работы, связанные с проблемой поисков нефти и газа. Эти работы сосредоточены в настоящее время главным образом в районах, тяготеющих к Норильскому комбинату, в частности к Усть-Енисейской мезозойской впадине и прилегающих участках Западно-Сибирской эпигерцинской плиты.

В правобережных районах Енисея, соответствующих в структурном отношении западной части Сибирской платформы, пробурены только единичные глубокие скважины, вскрывшие различные горизонты палеозоя. К числу таких скважин относятся Южно-Пясинская (гл. 3250 *м*), Большепорожская опорная (гл. 2914 *м*), структурно-поисковая 1-Р на Дьявольской площади (гл. 2550 *м*), а также Гремякинская и Болгохтохская параметрические скважины. Кроме того, 4 глубокие скважины пробурены в Канско-Тасеевском районе.

В пределах центрального поля Тунгусской синеклизы пока не пробурено ни одной глубокой скважины и, следовательно, геологи-нефтяники почти не располагают достоверными сведениями о вещественном составе, коллекторских свойствах, геохимической характеристике средне- и нижнепалеозойских отложений этого региона.

Слабая изученность рассматриваемой территории приводит к необходимости привлечения геологических материалов по смежным с юга районам Сибирской платформы, в частности по Иркутскому амфитеатру, где нефтепоисковые работы проводятся в сравнительно больших объемах и уже дали положительные результаты.

Современная методика поисков нефти и газа в слабо изученных районах основывается на целом комплексе геологических знаний, включая стратиграфию, литологию, палеогеографию, геохимию, тектонику, гидрогеологию и т. п., которые позволяют выделить наиболее важные предпосылки нефтегазоносности исследуемой территории. Большое значение придается и экономическим факторам. К числу основных критериев оценки нефтегазоносности того или иного района относятся следующие [Калинко, 1958]: 1) прямые признаки нефти и газа, 2) структурно-тектонические, 3) литологические, главным образом коллекторские, свойства пород, 4) геохимические, 5) гидрогеологические, 6) геолого-экономические.

Ниже приводится характеристика этих критериев применительно к рассматриваемой территории, при этом основное внимание будет уделено обзору новейших данных, полученных в результате исследований геологов СНИГГИМС, ВНИГРИ, НИИГА, ВАГТ, КГУ и ВСГУ.

ГАЗОНЕФТЕПРОЯВЛЕНИЯ

Прямые признаки нефти и газа в пределах западной части Сибирской платформы установлены в ряде горизонтов палеозоя и мезозоя (триаса). На юге Сибирской платформы они в основном связаны с отложениями нижнего кембрия. Обзор нефтегазопроявлений нами приводится снизу вверх по разрезу осадочного чехла начиная с кембрийской системы. Наиболее древние проявления нефти и газа установлены на Сухотунгусской площади в пределах Туруханской антеклизы. В июле 1965 г. на этой площади из поисково-разведочной скв. 1 с глубины 2550 *м*, соответствующей платоновской свите Cm_1 (доломиты), был получен приток минерализованной воды хлоридно-кальциевого состава с нефтью и газом. Дебит воды составил 45 *м³/сутки*, нефти — 0,1 *м³/сутки*. Нефть имеет желтовато-зеленый цвет с резким специфическим запахом. Удельный вес — 0,8268, содержание серы — 0,9, парафинов — 1,9%, начало кипения около +90° С, фракций до 200° С — 25—31%, до 300° С — около 60%. По данным лаборатории нефти СНИИГГИМС (А. Э. Конторович и др., 1966), нефть нафтеново-метановая и по физико-химической характеристике очень близка к марковской нефти.

В пределах южного склона Анабарского массива на р. Верхней Кюэнелиткан (бассейн р. Оленек) известны два источника нефти, приуроченные к средней части разреза верхнего кембрия. Один источник расположен в 16 *км*, а другой — в 30 *км* выше устья названной реки. В первом пункте нефть просачивается из аллювиальных отложений близ уреза воды. Приток нефти составляет около 1 *л/сутки*. Во втором пункте нефть высачивается из россыпи глыб в основании обнажения известняков верхнего кембрия. Приток нефти в этом источнике несколько больше, нежели в первом. Нефть в обоих пунктах, по данным, приводимым Н. И. Байбородских и др. (КГУ), имеет оливково-зеленый цвет, ее удельный вес в первом случае — 0,8787, во втором — 0,8579. В составе нефти много легких (до 200° С) фракций.

В Большепорожской опорной скважине при проходке доломитов костинской свиты Cm_3 была отобрана проба горючего газа, состав которого представлен метаном (82,5%) и его гомологами (1,19%); редкими газами (0,4%).

В пределах Присаяно-Енисейского краевого прогиба интенсивные газопроявления связаны с бельской (Тынысская площадь) и ангарской (Троицкая площадь) свитами нижнего кембрия. В Тынысской опорной скважине дебит метана с примесью тяжелых углеводородов составил около 13 тыс. *м³/сутки*.

В юго-восточных районах платформы в результате глубокого бурения получены притоки нефти и газа из отложений нижнего кембрия на Балыхтинской, Бильчирской, Парфеновской, Осинской, Христофоровской и других площадях, а на Марковской структуре завершается оконтуривание крупного газонефтяного месторождения, в котором, по данным И. П. Карасева и др. (1965 г.), насчитывается 5 продуктивных горизонтов, приуроченных к отложениям мотской, усольской и бельской свит нижнего кембрия. Первый снизу продуктивный горизонт (марковский) представлен пачкой песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов (мощностью от 2,5 до 11 *м*) в основании нижнемотской подсвиты. Следующий горизонт (парфеновский) связан с пачкой кварцевых песчаников (мощность 16,5—37,0 *м*)

верхней части той же подсвиты. При пробной эксплуатации марковского горизонта среднесуточный дебит нефти в отдельных скважинах составил 24,6—33 *м*³. Удельный вес нефти — 0,761. В парфеновском горизонте получены высокодебитные притоки газа (до 150 тыс. *м*³/*сутки*) и конденсата (до 50 *м*³/*сутки*) с удельным весом 0,764.

В нижней части усольской свиты продуктивный горизонт (осинский) мощностью 65—70 *м* сложен доломитизированными трещиноватыми известняками. Среднесуточный дебит в скважине 0—1 из этого горизонта при 25-миллиметровом штуцере равен 306 *м*³ нефти и около 500 тыс. *м*³ газа с избыточным давлением на буфере 30 *ат*. Такие же дебиты получены в 1965 г. еще в двух скважинах. Нефть легкая, малосмолистая, с незначительным содержанием асфальтенов. Верхние горизонты газопроявлений связаны с основанием бельской и средней частью ангарской свит.

Приведенные краткие данные о нефтегазопроявлениях в кембрийских отложениях свидетельствуют о том, что эти отложения в любой части рассматриваемой территории (где они вскрыты скважинами) содержат нефтяные флюиды и, следовательно, можно говорить о региональной нефтегазоносности кембрия в пределах Сибирской платформы. Основная задача теперь заключается в том, чтобы найти наиболее благоприятные зоны для скопления крупных промышленных залежей нефти и газа.

В пределах Туруханской антеклизы проявления нефти установлены на Дьявольской структуре в колонковых скважинах, вскрывших доломиты венлока, в которых трещины и каверны заполнены жидкой нефтью. При бурении скв. 8-К с глубины 47,5 *м* был получен приток воды с обильными пленками нефти. В скв. 2-К, расположенной в присводовой части той же структуры, при бурении в силурийских доломитах (интервал 347—362 *м*) наблюдалось фонтанирование газа с водой. При опробовании пакером дебит газа определен в 960 *м*³/*сутки*. Состав газа: CH_4 — 82,5—90,0; C_2H_6 — 6,0—6,5; C_3H_8 — 1,5; C_4H_{10} — 0,60—0,72; азота и редких газов — 7,87%, сумма высших углеводородов составляет 0,01—0,30.

Газопроявления, связанные с девонскими отложениями, известны главным образом в Норильском районе, где проводилось колонковое бурение в связи с разведкой сульфидных руд. Интенсивное проявление горючих газов вплоть до газовых выбросов известно в скважинах, вскрывших в Норильском районе верхнепалеозойские угленосные отложения. Присутствие в этих газах тяжелых углеводородов позволяет предполагать их миграцию (во всяком случае какой-то части их) из более глубоких горизонтов палеозоя.

Большой интерес представляет Аллюнская площадь в центральной части Тунгусской синеклизы, где, по данным Н. И. Байбородских и др. (1967 г.), при бурении скв. 4-К из пермских отложений получен приток разгазированной пластовой воды. В отобранных трех пробах газа химическими анализами установлено содержание метана 86,24—87,25; этана — 1,5—2; пропана — 0,5 (в одной пробе); водорода — 0,65 (в одной пробе), азота и редких газов — 10,11—12,26%.

В заключение отметим, что в пределах Тунгусской синеклизы в настоящее время известно более 100 пунктов, где с туфолавовой толщей триаса связаны макровключения жидкой нефти и мальты.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Среди факторов нефтегазонакопления ведущая роль принадлежит тектоническим движениям, которые в конечном итоге контролируют образование структурных ловушек, пространственное распространение различных типов

литологических и стратиграфических залежей, возникновение, развитие и направленность процессов миграции нефти и газа. В настоящее время установлено, что нефтегазоносные области обычно приурочены к крупным тектоническим структурам, к которым относятся краевые прогибы, внутриплатформенные, межгорные, предгорные и другие впадины, выполненные мощной толщей осадочных образований. Нефтегазонакопления чаще всего происходят в зонах крупных сводовых и валообразных поднятий и соляно-купольных структур.

Формирование структур чехла западной части Сибирской платформы началось в позднем докембрии. Дальнейшая история геологического развития этой территории включает пять основных этапов: позднедокембрийский, нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский, которые отражают последовательные стадии геотектонического развития этого региона. В ходе столь длительного развития интенсивность и направленность тектонических движений неоднократно менялись в пространстве и времени. В периоды максимальной тектонической активности происходило значительное усложнение, а иногда и существенная перестройка структурного плана. В настоящее время рассматриваемая территория имеет довольно сложное строение, отражающее суммарный результат тектонических движений всех названных выше этапов.

На юге и юго-западе платформы (до р. Подкаменной Тунгуски) наиболее контрастно выражены нижнепалеозойские структуры, а на севере — верхнепалеозойские. В пределах внутреннего поля Тунгусской синеклизы фиксируются только структуры в триасовых образованиях, которые, по нашему мнению, не могут содержать скоплений нефтяных флюидов, а их соотношение со структурами более древнего заложения совершенно неясно. Таким образом, круг структур, которые могут представлять интерес в нефтегазоносном отношении ограничивается нижним палеозоем для южных районов и палеозоем в целом — для северных. Наиболее крупными отрицательными структурами на рассматриваемой территории являются Присаяно-Енисейский и Прибайкало-Ленский краевые прогибы, а также Тунгусская синеклиза.

В пределах Прибайкало-Ленского прогиба мощная толща нижнепалеозойских терригенно-соленосно-карбонатных отложений характеризуется целым рядом благоприятных нефтепоисковых критериев, рассмотренных выше. Исходя из структурных особенностей и истории развития этого региона, наиболее крупной зоной нефтегазонакопления является зона Марково-Ичерского, Лено-Киренгского и других валов, приуроченных к внешнему борту краевого прогиба и сопредельным участкам платформы.

Присаяно-Енисейский краевой прогиб испытывал в нижнем палеозое интенсивное (особенно южнее 58°) погружение, благодаря чему на площади более 200 тыс. *км*^{2} накопилась толща соленосно-карбонатно-терригенных отложений мощностью до 7 *км*, среди которых наблюдаются многочисленные горизонты с хорошими коллекторами и экранирующими покрышками. В пределах прогиба зафиксировано большое количество валов, валообразных поднятий и соляных антиклиналей (по классификации Ю. А. Косыгина, 1960 г.). Анализ имеющихся данных позволяет считать наиболее перспективным для нефтегазонакопления район Троицко-Кокуйского, Кайтымского и Захарово-Пушкинского валов и погребенного Чуно-Бирюсинского поднятия. Перспективной является также зона Суломай-Лебяжинского, Вельминского, Енгидинского и других валов в северной части прогиба.

Тунгусская синеклиза представляет собой крупнейшую платформенную впадину верхнепалеозойского возраста. Ее северная и центральная

части характеризуются устойчивым прогибанием на протяжении всего палеозоя. Мощность нижне- и среднепалеозойских отложений на северо-западном борту синеклизы достигает 5—6 *км*. Судя по строению Приенисейской зоны, в пределах синеклизы может быть значительное количество структурных ловушек, связанных с палеозойскими отложениями. Кроме того, в центральной части синеклизы по геолого-геофизическим данным намечается крупное погребенное поднятие с сокращенной мощностью осадочного чехла (до 3,5 *км*), где существенное значение могут иметь литологические ловушки. Следует указать, что с подобными поднятиями, развитыми внутри синеклиз иногда связаны крупные месторождения нефти и газа. Все это позволяет считать наиболее благоприятной для нефтегазонакопления центральную часть Тунгусской синеклизы, а также район Туруханской антеклизы.

Несколько ниже оцениваются перспективы участков, приуроченных к Катангско-Чадобецкой антеклизе, в пределах которой, вероятно, отсутствует значительная часть разреза нижне- и среднепалеозойских отложений. Одной из основных тектонических задач для территории Тунгусской синеклизы в целом является выяснение структурных планов по различным горизонтам осадочного чехла.

Анабарский массив начиная с позднего докембрия испытывал довольно устойчивые восходящие движения. В связи с этим на его пологих склонах могли сформироваться литологические ловушки с хорошими гранулярными коллекторами. Здесь также отмечаются крупные антиклинальные структуры, благоприятные для локализации скоплений нефти и газа. Исходя из приведенных материалов и учитывая общее структурное положение, можно считать вполне вероятной возможность открытия на склонах Анабарского массива месторождений нефти и газа.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

В разрезе палеозоя Тунгусской синеклизы и ее обрамления выявлены гранулярные, трещинно-поровые и трещинно-каверновые типы коллекторов. Гранулярные коллекторы приурочены к определенным интервалам разреза палеозоя, представленным различными песчаниками и алевролитами. Имеются три горизонта гранулярных коллекторов регионального распространения.

В основании кембрийских отложений фиксируется горизонт мелко- и среднезернистых песчаников (нижняя часть мотской свиты на юге, маныкайской свиты на востоке и низы платоновской свиты на северо-западе платформы). Мощность песчаников уменьшается от 150—200 в Канско-Тасеевской впадине до 25—50 в бассейне Подкаменной Тунгуски, 0—12 в Туруханском районе и 1—2 *м* на южном склоне Анабарской антеклизы. Песчаники данного горизонта характеризуются средней емкостью (10—15%), низкой и средней проницаемостью (1—100 *мдарси*). Скважинами этот горизонт вскрыт только на Таёжинской площади (Канско-Тасеевская впадина).

К верхней части разреза чуньского яруса нижнего ордовика и нижней части криволуцкого яруса среднего ордовика приурочена вторая пачка песчаников, имеющих распространение по западному и восточному обрамлениям синеклизы (байкитские, неручандские песчаники и их аналоги). Мощность песчаников варьирует от 25 до 65 в бассейне Подкаменной Тунгуски, от 0 до 50 в Туруханском и Норильском районах, от 0 до 15 *м* в бассейне р. Моркока. Пористость и проницаемость песчаников существенно увеличивается в направлении с севера на юг от 1—10 в Норильском районе

до 100—200 *мдарси* в бассейне Подкаменной Тунгуски (все данные по естественным обнажениям).

В Канско-Тасеевской впадине данный горизонт проследить невозможно, ибо разрез ордовика, а также силура сложен здесь в основном песчаниками суммарной мощностью до 2000 *м*. Среди песчаников выделяется целый ряд пачек с удовлетворительными коллекторскими характеристиками.

Многочисленные пласты пористых и проницаемых песчаников распространены среди угленосных отложений тунгусской серии. В этой части разреза наблюдается улучшение коллекторских свойств пород в южном и восточном направлениях. Средняя открытая пористость песчаников по керну скважин: Норильский район — 8,8; Туруханский район — 11,7, Туринский район — 16,8, Богучанский район — 22,8, Ангаро-Илимский район — 22,0%. Распространение трещинно-поровых и трещинно-каверновых коллекторов в какой-то мере изучено в Канско-Тасеевской впадине, Туруханском и Норильском районах. Данные коллекторы имеют обычно локальное распространение — в пределах какой-либо площади (Туруханский, Норильский районы) или тектонической зоны (Канско-Тасеевская впадина). Пока выявлены два горизонта трещинно-каверновых коллекторов регионального распространения. Первый горизонт приурочен к 60-метровой пачке органогенно-детритусовых известняков и доломитов венлокского яруса нижнего силура (прослеживается в Норильском и Туруханском районах). Коллекторская характеристика этого горизонта сильно меняется. Открытая пористость карбонатов колеблется от 1 до 23%, газопроницаемость от 0 до 280 *мдарси*, трещинная проницаемость от 0 до 150 *мдарси*.

Второй горизонт трещинно-каверновых коллекторов выявлен на Сухотунгусской площади (Туруханский район) в разрезе ленского яруса нижнего кембрия (средняя часть костинской свиты). Здесь отмечено не менее 6 пластов пористых, трещиноватых доломитов. Мощность пластов меняется от 15 до 130 *м*. Пористость доломитов составляет в среднем 6—12%, но достигает и 15%, газопроницаемость изменяется от 0 до 19 *мдарси*, трещинная проницаемость — от 0 до 60 *мдарси*. В естественных обнажениях от р. Курейки на севере до р. Сухой Тунгуски на юге эта часть разреза костинской свиты представлена доломитами пористыми, кавернозными, проницаемыми. Поэтому можно предположить, что пласты трещинно-поровых коллекторов в разрезе ленского яруса распространены по всей территории Туруханского района.

В Канско-Тасеевской впадине горизонты трещинно-поровых коллекторов также приурочены к породам ленского яруса нижнего кембрия, главным образом к пластам доломитов среди соленосных образований ангарской, булайской и бельской свит. Открытая пористость доломитов колеблется от 1 до 15%, трещинная проницаемость достигает 13—20 *мдарси*.

Среди палеозойских отложений западной части Сибирской платформы фиксируются по меньшей мере три горизонта покрышек регионального распространения. Нижний горизонт мощностью от 130 до 580 *м* представлен глинисто-карбонатными породами алданского яруса нижнего кембрия (краснопорожская свита в Норильском районе, платоновская свита в Туруханском районе, пестроцветная свита на южном склоне Анабарской антеклизы и верхнемотская свита на юге Сибирской платформы). По результатам анализов керна и образцов из обнажений открытая пористость пород в этой части разреза не превышает 2%, трещиноватость ничтожно мала. Горизонт экранирует терригенные коллекторы в основании нижнего кембрия.

Вторая покрышка включает верхне- и частично среднекембрийские глинисто-карбонатные образования мощностью от 400 до 1500 *м*. В Норильском

районе вторую покрышку составляет чопкотинская и кулюмбинская свиты, в Туруханском районе усть-пелядкинская и летнинская свиты, на южном склоне Анабарской антеклизы — джахтарская свита, в бассейне Подкаменной Тунгуски — эвенкийская свита, в Канско-Тасеевской впадине — верхоленская свита. Во всех районах среди этих толщ фиксируются прослои пористых или трещиноватых пород, но в целом данный стратиграфический комплекс представляет собой мощную покрышку для коллекторов в нижнекембрийской карбонатной толще.

Глинистые и глинисто-карбонатные породы лландоверского яруса нижнего силура, долборского яруса верхнего ордовика и мангазейского яруса среднего ордовика суммарной мощностью 170—550 *м* слагают третий горизонт покрышек регионального распространения. Пористость вышеперечисленных глинисто-карбонатных пород не превышает 10%, трещиноватость очень мала, межгранулярная и трещинная проницаемость отсутствуют. Эта покрышка надежно перекрывает гранулярные коллекторы в среднем и нижнем ордовике (байкитские, неручандские песчаники и их аналоги).

Четвертый горизонт пород-покрышек охватывает разрез лудловского яруса силура и девонские образования, представленные в основном глинистыми и глинисто-карбонатными породами. Во многих районах последние характеризуются высокой трещиноватостью и трещинной проницаемостью. Коллекторские характеристики данной части разреза целиком зависят от локальных условий. В одних участках эти отложения будут являться покрышкой, в других — могут создать коллектор трещинно-порового типа. Приуроченность горизонтов пород-коллекторов и пород-покрышек к определенным стратиграфическим комплексам разреза палеозоя Сибирской платформы позволяет выделить 4 этажа, перспективных на формирование и обнаружение залежей нефти и газа.

Нижний этаж коллекторов и возможной нефтегазоносности включает самую верхнюю часть вендских отложений и алданский ярус нижнего кембрия. Характеризуется коллекторами порового типа. Горизонты поровых коллекторов приурочены к мелко- и среднезернистым песчаникам в основании кембрия и к песчаникам верхней части вендского комплекса. Коллекторы распространены по всему обрамлению Тунгусской синеклизы, за исключением Норильского района. Весьма вероятно, что данные коллекторы имеют повсеместное распространение на территории Тунгусской синеклизы, за исключением ее северо-западной части, примыкающей к Норильскому району. Региональной покрышкой этим коллекторам служат глинисто-карбонатные и соленосные отложения алданского яруса.

Второй этаж коллекторов и возможной нефтегазоносности представлен породами ленского яруса нижнего кембрия, среднекембрийскими и нижней половиной верхнекембрийских отложений. Для этого этажа характерны коллекторы трещинно-кавернового типа в пластах кавернозных доломитов. Распространение данных коллекторов ограничено областью развития синхронных по возрасту доломитов. Поэтому трещинно-кавернозные коллекторы фиксируются в пределах южного обрамления Тунгусской синеклизы. В Приенисейской зоне они распространены на север до водораздела рек Курейки и Хантайки. На восточном обрамлении коллекторы этого типа отсутствуют. Трещинно-кавернозные коллекторы в доломитах нижнего кембрия, вероятно, будут развиты и в южной части Тунгусской синеклизы. Региональной покрышкой для данных коллекторов являются глинисто-карбонатные и глинистые породы среднего и низов верхнего кембрия.

Третий этаж коллекторов и возможной нефтегазоносности соответствует интервалу от середины верхнего кембрия до лландоверского яруса

включительно. Здесь развиты коллекторы порового и кавернового типов среди верхнекембрийских, нижнеордовикских и частично среднеордовикских отложений. Коллекторы порового типа (байкитские, неручандские песчаники) распространены в Приенисейской зоне Сибирской платформы. Можно предположить, что аналоги байкитских песчаников имеют широкое распространение по всей территории синеклизы, за исключением ее северо-западной части, примыкающей к Норильскому району.

Кавернозные коллекторы отмечены в верхнекембрийских и нижнеордовикских породах на западном, юго-западном и восточном бортах синеклизы. В каждом конкретном случае они возникли в результате образования в карбонатах вторичной пористости и следовательно не представляется возможным сделать какие-либо прогнозы о распространении данного типа коллекторов по отдельным районам Тунгусской синеклизы. Можно предположить, что в северной и центральной ее частях в карбонатных породах верхнего кембрия и нижнего ордовика существовали благоприятные условия для образования вторичной пористости и коллекторов кавернового типа.

Четвертый этаж коллекторов и возможной нефтегазоносности включает угленосные отложения тунгусской серии. Здесь пласты пористых и проницаемых песчаников чередуются с пачками глинистых алевролитов и аргиллитов. Коллекторы порового типа в данном интервале разреза широко распространены по всей территории Тунгусской синеклизы, однако перспективы сохранения в них вторичных залежей нефти и газа возможны только в наиболее погруженных ее зонах.

В приведенной характеристике не рассматривается разрез среднего палеозоя (верхнесилурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения), который изучен лишь на единичных окраинных участках Тунгусской синеклизы. В настоящее время не представляется возможным делать какие-либо прогнозы по распространению коллекторов в этих отложениях. При поисковых работах на нефть и газ в пределах Тунгусской синеклизы и ее обрамления основную ставку следует делать на горизонты пород-коллекторов в нижнепалеозойских отложениях, прежде всего на горизонты коллекторов порового типа в нижнем ордовике и в основании кембрия.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Масштаб и характер битумопроявлений на рассматриваемой территории различен: от крупных жил и насыщения пористых и трещиноватых пластов до мелких включений в кавернах и примазок по трещинам, и тонкорассеянного состояния. В целом по региону можно наблюдать весь генетический ряд нафтидов — от легкой нефти до керитов и антраксолитов включительно, что определяется совокупностью процессов регионального и гидротермального метаморфизма, и гипергенного изменения. Пространственное распространение нефтебитумопроявлений определяется сочетанием благоприятных структурных условий и коллекторских свойств пород.

Многочисленные проявления ряда нафтидов свидетельствуют о широком развитии процессов миграции нефти в рассматриваемом регионе, а качественное многообразие битумов в пределах одних и тех же площадей указывает, в частности, на многостадийность миграционных проявлений.

Наиболее сложным и наименее изученным является вопрос об источниках нефтяных углеводородов. В настоящее время в разрезе кембрия на юге Сибирской платформы выделены возможно нефтематеринские горизонты в мотской и усольской свитах (И. К. Королюк, 1962 г.). В северных районах

платформы подобные горизонты находятся в стадии изучения. Литолого-фациальный спектр намечаемых нефтематеринских свит здесь чрезвычайно велик, что определяется широким возрастным диапазоном отложений и огромной территорией. К ним относятся морские сероцветные доломиты, глинистые доломиты, мергели, глинистые известняки, известковые аргиллиты, в меньшей степени континентальные известковые аргиллиты. Формированию всех вышеперечисленных типов пород сопутствовали восстановительные обстановки.

Возможно, нефтематеринские свиты рассматриваемого региона обладают следующими основными характерными параметрами.

Туруханский район:

1) платоновская свита Cm_1 — доломиты и глинистые доломиты, содержание $C_{орг}$ — 0,1—1% (здесь и ниже в процентах на породу), содержание битума — 0,01—0,1%, суммарная мощность нефтематеринских пачек 100—120 *м*;

2) костинская свита Cm_{1-2} — доломиты и известняки средней части североречепской подсвиты мощностью 100—120 *м*; доломиты и известняки верхневороновской подсвиты мощностью 50—60 *м*; содержание $C_{орг}$ — десятые доли процента, содержание битума — сотые доли процента.

Игарский район:

1) сухарихинская свита Cm_1 — доломиты, известняки и мергели, содержание $C_{орг}$ — 0,1—1%, содержание битума — сотые доли процента, суммарная мощность нефтематеринских пачек около 100 *м*;

2) каллактинская и ингинская свиты Cm_{1-2} — известняки и мергели. реже доломиты, содержание $C_{орг}$ — 0,1—2%, содержание битума — тысячные и сотые доли процента, мощность около 200 *м*;

Норильский район:

1) сухарихинская свита Cm_1 — известняки, доломиты, мергели, содержание $C_{орг}$ — 0,1—4%, содержание битума — сотые и тысячные доли процента, суммарная мощность предположительно нефтематеринских пачек, по-видимому, не менее 200 *м*;

2) известняки и мергели верхней части алданского яруса Cm_1, амгинского и майского ярусов Cm_2, содержание битума — тысячные и сотые доли процента, мощность 200 *м*;

3) чопкотинская свита Cm_3 — глинисто-алевритистые известняки и мергели, содержание $C_{орг}$ — 0,1—3%, содержание битума — 0,01—0,1%, мощность нефтематеринских отложений не менее 400 *м*.

Восточный борт Тунгусской синеклизы (бассейн р. Маймечи). Средняя часть кындинской свиты Cm_{1-2} — доломиты, содержание $C_{орг}$ — десятые доли процента, содержание битума — сотые доли процента, суммарная мощность около 150 *м*.

Регионально распространенной является толща известковых аргиллитов и мергелей нижнего силура (граптолитовые сланцы). Мощность ее варьирует от 10 до 100 *м*, концентрация $C_{орг}$ колеблется от 0,1 до 10%, содержание битума — от 0,1 до 0,1—0,2%. Отдельные маломощные пачки, продуцирующие, а возможно, и отдающие нефтяные углеводороды содержатся в разрезе ордовика, силура, а также в девоне и континентальном верхнем палеозое.

В платоновской, костинской, кындинской, чопкотинской свитах, а также в граптолитовых сланцах наряду с остаточными битумами, потерявшими значительную часть углеводородов и отличающимися повышенным содержанием гетероатомов (12—20%) при сравнительно низком содержании углерода (68—80%), обнаружены и перераспределенные битумы как в рассеянном, так и в концентрированном состоянии, по своему составу и свойствам наиболее близкие к нефтям и их производным. Обнаружение

процессов первичной миграции, т. е. по существу фиксация процессов нефтеотдачи позволяет более уверенно относить вышеназванные отложения к нефтематеринским. В остальных из ранее перечисленных толщ процессы миграции к настоящему моменту не изучены.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

По условиям залегания в пределах рассматриваемой территории выделяются два основных типа вод — грунтовые и артезианские. Грунтовые воды имеют широкое распространение и связаны с выходами четвертичных, мезозойских и палеозойских отложений при глубине залегания водоносных горизонтов от 5 до 20 и местами до 500 *м*. По химическому составу они обычно пресные и относятся к типу гидрокарбонатно-натриевых, натриево-кальциевых и иногда сульфатно-кальциевых. С точки зрения нефтяной гидрогеологии эти воды интереса не представляют, поскольку питание их происходит главным образом вследствие инфильтрации атмосферных осадков.

Артезианские воды связаны с палеозойскими отложениями зоны затрудненного водообмена и, следовательно, представляют собой надежные индикаторы нефтегазоносности недр. Известные в настоящее время водопроявления чаще всего приурочены к зонам разрывных нарушений в присводовых частях антиклинальных поднятий. В пределах последних артезианские воды вскрыты и некоторыми скважинами. Источники таких вод имеются в районах Приенисейской зоны, Приангарья, на р. Лене и др. Дебиты источников небольшие, что указывает на сравнительно хорошую закрытость водоносных горизонтов.

По химическому составу рассматриваемые воды относятся преимущественно к хлоридно-натриевым с широким диапазоном минерализации — от единиц до нескольких сотен граммов в литре, что, вероятно, объясняется разбавлением их в разной мере грунтовыми водами. С. Л. Шварцев на основании изучения натрий-хлорного, хлор-бромного, бром-иодного генетических коэффициентов сделал вывод (Сулимов, Шварцев и др., 1966 г.), что соленые и рассольные воды на юго-западе Сибирской платформы подразделяются на две группы: 1) воды, формировавшиеся в результате выщелачивания каменной соли в нижнекембрийской толще, 2) воды, формирование которых в какой-то мере связано с наличием древних седиментационных вод солеродных бассейнов. Воды первой группы характеризуются хлоридно-натриевым составом с содержанием NaCl более 90%. Воды седиментационного генезиса отличаются повышенным содержанием брома, йода, стронция, лития и других микрокомпонентов.

Общий солевой и микрокомпонентный состав вод, высокая их минерализация, значительное содержание хлоридов кальция и брома указывают на сильный метаморфизм вод и малую гидрогеологическую промытость вмещающих их отложений. Исключением является Камо-Вельминский район Приенисейской зоны и верховья рек Вилюя и Котуя на южном склоне Анабарского массива, где, по данным О. А. Бабошиной (ВНИГРИ), подземные воды характеризуются преобладанием хлоридов натрия, значительным содержанием сульфатов, высокими значениями коэффициентов Na/Cl и Cl/Br, что указывает на слабый метаморфизм вод и вышелачивание солей.

Для водоносных горизонтов кембрийских отложений в общем характерно преобладание хлоридно-кальциево-натриевого типа вод, повышенное содержание брома, йода, аммония, малое содержание сульфат-иона и наличие органических элементов нефтяного ряда (нафтеновые кислоты, фенолы и др.). Все эти признаки присущи водам многих нефтяных месторождений.

Спонтанный и свободный газ в рассматриваемых водах в основном относится к азотно-углеводородной группе. Содержание метана в газе варьирует в больших пределах — от единиц до 40% и более, в том числе аналогов метана более 5%. Газовый состав этих вод, согласно имеющимся данным (О. А. Бабошина, С. А. Шварцев и др.), в целом является весьма характерным для вод нефтяных месторождений.

Резюмируем данные об артезианских водах нижнепалеозойских отложений.

1. Артезианские воды рассматриваемого региона характеризуются затрудненным водообменом и такими же условиями разгрузки.

2. На протяжении всей истории развития артезианского бассейна преобладали условия гидрогеологической закрытости водоносных горизонтов, связанных с толщей нижнего палеозоя (особенно кембрия), за исключением некоторых районов, упоминавшихся выше.

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Изложенные в работе геологические данные свидетельствуют о высоких перспективах на нефть и газ отдельных районов рассматриваемой территории. Это обстоятельство, а также наличие крупных промышленных предприятий в Красноярске, Иркутске и Норильске, интенсивное развитие производительных сил на востоке СССР являются основой для геолого-экономического обоснования нефтепоисковых работ.

Следуя данному рациональному принципу, отметим, что максимальные объемы геологопоисковых, геофизических и буровых работ в ближайшие годы необходимо сосредоточить в наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении районах Иркутской области и Красноярского края, поскольку обеспечение их дешевым и транспортабельным топливом является проблемой настоящего времени. С этой точки зрения основными районами геологоразведочных работ в пределах западной части Сибирской платформы должны являться Прибайкало-Ленский и Присаяно-Енисейский прогибы, а также центральная часть Тунгусской синеклизы и Приенисейская зона ее палеозойского обрамления.

Первые два района характеризуются благоприятными географо-экономическими условиями, особенно южные сравнительно густо заселенные их части, где имеются железные дороги Красноярск — Иркутск и Тайшет — Лена, магистральный нефтепровод Туймазы — Иркутск, разветвленная сеть грунтовых и местами шоссейных дорог, крупные водные артерии — реки Лена, Ангара, Тасеева, местные строительные материалы (лес, кирпич, известь, бутовый камень и т. п.). Эти районы тяготеют к крупным промышленным центрам Сибири — Иркутску и Красноярску. Северная часть Присаяно-Енисейского краевого прогиба находится в несколько худших экономических условиях, в частности, здесь нет дорог и мало населенных пунктов.

Центрально-Тунгусский и Норильско-Туруханский районы почти не обжиты, и начальная стадия нефтепоисковых и разведочных работ в этом районе представляется экономически невыгодной. Однако при получении положительных результатов и последующего расширения объемов нефтеразведочного бурения (с учетом дальнейшего его совершенствования), первоначальные большие затраты будут возмещены в последующем за несколько лет. Тюменская область также характеризуется неблагоприятными географо-экономическими условиями, однако стоимость погонного метра бурения там уже теперь стала ниже, чем в хорошо освоенных районах Урало-Поволжья. Кроме того, следует учитывать, что затраты на добычу угля

в Норильском комбинате в настоящее время огромны, и они полностью отпадут, если будут открыты месторождения нефти и газа в смежных районах. Более того, это позволит в значительной мере увеличить производственные мощности норильского гиганта цветной металлургии.

Таковы в общих чертах геолого-экономические предпосылки развития нефтепоисковых работ в Средней Сибири.

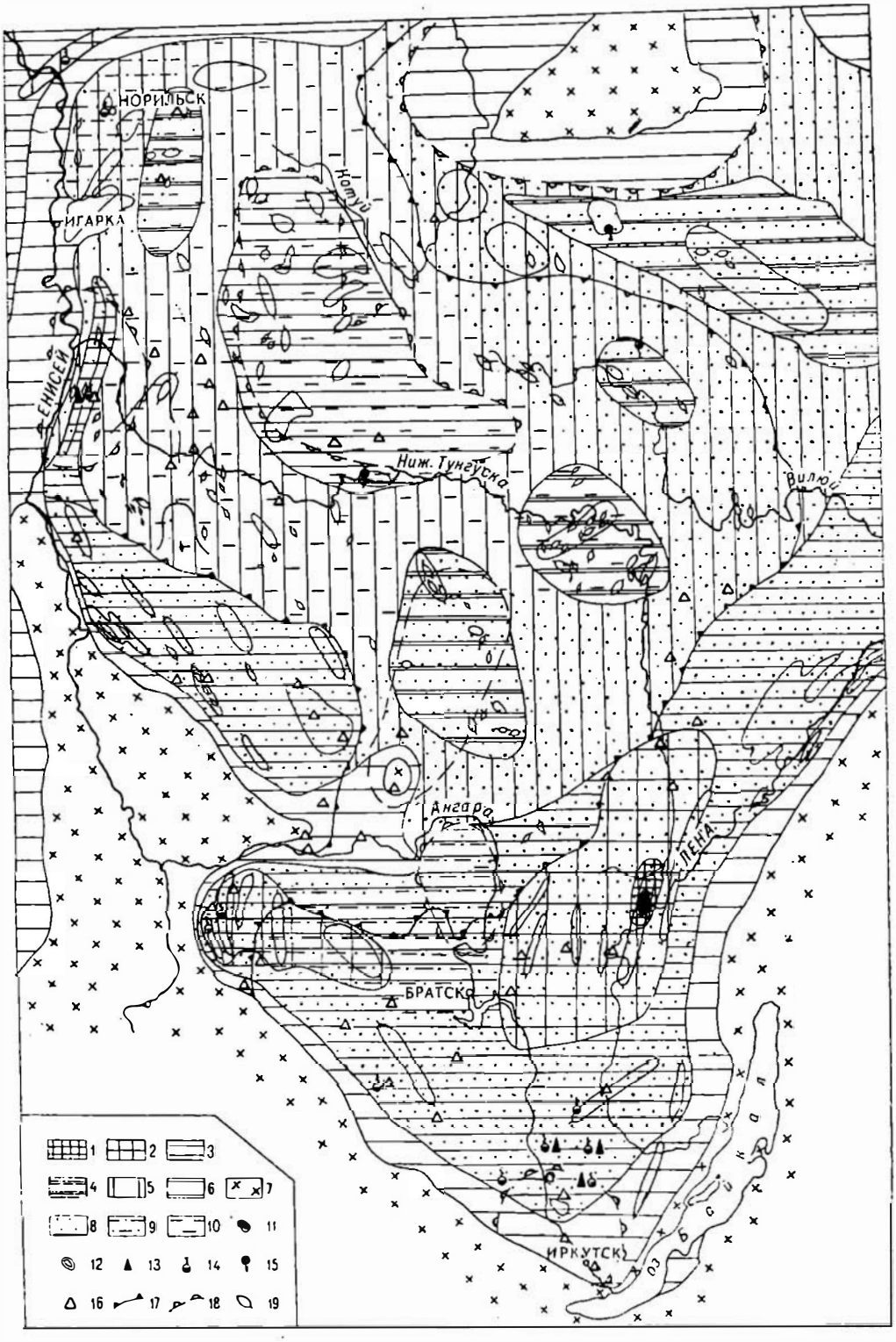
ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Основной единицей для геологического районирования перспективных на нефть и газ земель принимается нефтегазоносная провинция, под которой автор, следуя определению Н. Ю. Успенской, З. А. Табасаранского (1966 г.) и других, понимает крупную область прогибания (седиментации), связанную с конкретным типом структурной впадины (внутриплатформенная, краевая межгорная и др.) и характеризующуюся определенными чертами строения и историей формирования, а также общностью нефтегазоносных комплексов, с которыми связаны залежи нефти и газа.

В качестве исходных положений для выделения нефтегазоносных провинций в пределах территории Средней и Восточной Сибири приняты основные нефтепоисковые критерии, характеристика которых рассмотрена выше. Следует подчеркнуть, что главнейшими из них (особенно для слабоизученных в геологическом отношении областей) являются структурно-тектонические, которые в значительной мере базируются на геофизических методах исследований и, следовательно, должны классифицироваться как наиболее объективные научные критерии. В развитие данного представления отметим, что при анализе закономерностей распределения выявленных и возможных зон нефтегазонакопления принципиальное значение имеет выяснение соотношений этих зон с современными тектоническими элементами, поскольку крупные бассейны осадконакопления, существовавшие на данном месте в прошлом, могли неоднократно испытывать инверсию, менять свою конфигурацию, что приводило к возобновлению процессов миграции и перераспределению углеводородов.

Наиболее контрастным выражением прогнозной оценки является показатель плотности геологических (первоначальных) запасов нефтяных флюидов на 1 $км^2$ площади. Однако расчет этого показателя для слабоизученных в нефтегазоносном отношении территорий почти невозможно обосновать исходными параметрами, вследствие чего значения плотности запасов приобретают весьма условное выражение.

Для территории Восточной Сибири подобная работа по отложениям палеозоя проведена в 1965 г. В. Я. Авровым, В. Д. Козыревым, Ю. А. Притулой и др. (ВНИГРИ). В качестве исходного объекта для расчетов названными авторами принято Марковское месторождение (находится в стадии промышленной разведки), для которого известны параметры средней эффективной мощности, открытой пористости, газонасыщенности, пластовых давлений и конденсатности по парфеновскому горизонту верхней части нижнемотской подсвиты. Согласно подсчетам плотность запасов газа по этому горизонту составила 48,4 тыс. $м^3$ на 1 $км^2$. Эта цифра является по существу единственно достоверной для обширной территории палеозойских отложений Сибирской платформы. Для других менее изученных районов платформы при определении плотности прогнозных запасов вводился поправочный коэффициент на успешность разведки, равный в среднем 0,15 (для Марковского района 0,5), что и обусловило получение низких значений плотности для этих районов.


НОРИЛЬСК
ИГАРКА
Норуй
ЕНИСЕЙ
Ниж. Тунгуска
Вилюй
Ангара
ЛЕНА
БРАТСК
ИРКУТСК
1 2 3
4 5 6 7
8 9 10 11
12 13 14 15
16 17 18 19

На составленной под редакцией В. Е. Аврова (1965 г.) карте прогноза нефтегазоносности было установлено шесть градаций плотности запасов на 1 $км^2$ (в пересчете на нефть): 1) весьма высокая (только Марковская площадь); 2) высокая; 3) высокая, но с меньшей достоверностью; 4) средняя; 5) малая; 6) очень малая. Кроме того, выделена категория неперспективных земель.

На указанной карте в пределах Иркутского амфитеатра намечается последовательное сгущение плотности прогнозных запасов нефти и газа по направлению к Марковскому месторождению, что не вполне согласуется с приведенными выше характеристиками нефтепоисковых критериев по другим районам Сибирской платформы. Если же учесть почти полное отсутствие информации по абсолютным значениям расчетных параметров и поправочным коэффициентам для преобладающей части региона, то станет очевидным, что на современном уровне знаний будет рациональным фиксировать не абсолютные, а относительные значения плотности прогнозных запасов.

Учитывая это обстоятельство, автором совместно с Т. К. Баженовой, Н. В. Мельниковым и В. С. Старосельцевым предпринята попытка составить карту прогноза нефтегазоносности западной части Сибирской платформы (включая Тунгусскую синеклизу), на которой градации плотностей выражаются только относительными значениями. Соответственно в шкале плотностей прогнозных запасов на 1 $км^2$ даны следующие показатели: весьма высокая плотность, высокая, но менее достоверная, средняя, малая, очень малая и, наконец, категория неперспективных земель (рис. 49).

Оценка относительной плотности прогнозных запасов поставлена в прямую зависимость от специфики тектонического строения и истории геологического развития той или иной структурной зоны, поскольку тектонические критерии, как уже подчеркивалось ранее, по существу предопределяли в геологическом прошлом и являются ведущими в современную эпоху в развитии процессов миграции и перераспределения нефтяных флюидов, а также в формировании и разрушении залежей нефти и газа в земной коре. Сказанное совершенно не исключает важной роли в нефтеобразовании и нефтегазонакоплении литолого-геохимических, гидрогеологических и других факторов.

Исходя из изложенных выше основных принципов, на построенной нами карте прогноза нефтегазоносности отражены структурно-тектонические и в меньшей мере литолого-геохимические и гидрогеологические критерии. Основная нагрузка карты представлена не только тектоническими элементами, фиксируемыми в современной структуре осадочного чехла, но и погребенными под более молодыми образованиями нижнепалеозойскими и позднекембрийскими положительными структурами типа антеклиз

Рис. 49. Карта перспектив нефтегазоносности западной части Сибирской платформы. Составили: И. Н. Сулимов, Т. К. Баженова, Н. В. Мельников, В. С. Старосельцев (за основу принята карта прогнозов нефтегазоносности Восточной Сибири под ред. В. Я. Аврова, 1965).

Относительные плотности геологических запасов нефти и газа: *1* — весьма высокая; *2* — высокая; *3* — высокая, с меньшей достоверностью; *4* — средняя; *5* — малая; *6* — очень малая; *7* — неперспективные земли; *стратиграфический диапазон нефтегазоносности, возможные типы коллекторов и покрышек*: *8* — продуктивные горизонты в породах нижнего кембрия; коллекторы гранулярные и трещинно-поровые на юге, трещинно-поровые — на севере; покрышки — каменная соль (Cm_1^1), мергели и аргиллиты (Cm_{2-3}); *9* — продуктивные горизонты возможны в породах нижнего кембрия и ордовика; коллекторы гранулярные (Cm_1, O) и трещинно-каверновые (O_1), покрышки — пачки мергелей и аргиллитов (Cm_1, O); *10* — продуктивные горизонты возможны в породах нижнего, среднего и верхнего палеозоя; коллекторы трещинно-поровые (Cm, O_1) гранулярные и трещинно-поровые (O, S_1, C_2—P_2), покрышки — гипсоносные аргиллиты и мергели (S_1, D_1, C_2—P_2); *11* — газонефтяные месторождения; *12* — месторождения в стадии промышленной разведки; *непромышленные притоки в скважинах*: *13* — нефти; *14* — газа; *15* — нефтепроявления в обнажениях; *16* — источники хлоридно-кальциевых вод с минерализацией 5 г/л и микрокомпонентами J, Br и иногда нафтеновых кислот; *17* — границы Тунгусской синеклизы; *18* — контуры антеклиз (включая погребенные); *19* — валы и антиклинальные поднятия.

и крупных сводовых поднятий, которые установлены по геофизическим данным. В какой-то степени условно на карту нанесены зоны, отличающиеся по стратиграфическому диапазону возможной нефтегазоносности, типам коллекторов и покрышек. Таких зон в пределах западной части платформы намечается три.

Первая из них охватывает территорию Иркутского амфитеатра, Туруханский район, восточную часть Тунгусской синеклизы и склоны Анабарского массива. В этой зоне продуктивные горизонты возможны в породах нижнего кембрия; коллекторы гранулярные и трещинно-поровые на юге, трещинно-поровые на севере; покрышки — каменная соль (усольская свита, ленский ярус), мергели и аргиллиты (верхоленская свита).

Вторая зона распространяется на ограниченную площадь Бирюсино-Мурского Приангарья, где продуктивные горизонты возможны не только в толще нижнего кембрия, но и нижнего ордовика; коллекторы гранулярные, трещинно-каверновые; покрышки — мергельно-аргиллитовые пачки в разрезе ордовика и нижнего силура.

Третья зона включает северную большую по площади часть Тунгусской синеклизы. Здесь продуктивные горизонты ожидаются в нижнем, среднем и местами верхнем палеозое; коллекторы трещинно-поровые (кембрий, силур), гранулярные, поровые и трещинно-поровые (ордовик — пермь); покрышки представлены гипсоносными аргиллитами и мергелями (лландовери и нижний девон).

Кроме того, на карту нанесены источники хлоридно-кальциевых вод (включая скважины) с минерализацией более 5 *г/л* и микрокомпонентами йода, брома и иногда нафтеновых кислот, характерные по составу водам многих нефтяных месторождений нашей страны.

В пределах рассматриваемой территории Сибирской платформы нами выделяются Иркутская нефтегазоносная провинция, на востоке которой уже установлены промышленные месторождения нефти, газа и конденсата, и Тунгусская возможно нефтегазоносная провинция, где подобные месторождения пока не выявлены.

Территория Иркутской нефтегазоносной провинции, в частности ее юго-восточная часть, сравнительно хорошо изучена по отношению к более северным и западным районам Сибирской платформы. Мощность нижнепалеозойского чехла в центральной части бассейна не превышает 2700—3000 *м*, возрастая до 4000—4500 *м* — в Прибайкалье и 7000 *м* — в Тасеевском районе. Таким образом, наиболее устойчивое прогибание в эпоху раннего палеозоя испытывали зоны Присаяно-Енисейского и Прибайкало-Ленского краевых прогибов.

В толще нижнего кембрия Иркутского бассейна установлено несколько горизонтов коллекторов трещинно-кавернового, трещинно-порового и реже гранулярного типов, а также экранирующие покрышки, представленные мощными пачками галогенных пород усольской свиты и глинисто-карбонатных — верхоленской. По некоторым геохимическим показателям в этой толще условно выделяются нефтепроизводящие (точнее нефтепроизводившие) фации, связанные с глинисто-терригенными и глинисто-карбонатными пачками алданского и ленского ярусов. Весьма благоприятны гидрогеологические условия бассейна. К толще нижнего кембрия здесь приурочены горизонты артезианских сильно минерализованных вод хлоридно-кальциевого типа, связанных с зонами затрудненного водообмена.

В толще нижнего палеозоя на территории бассейна, особенно в его периферических зонах, сопряженных с краевыми прогибами, известно около 40 крупных валов и более 300 локальных поднятий (брахиантиклинали,

куполовидные структуры, соляные антиклинали). В северной части бассейна условно выделяется Средне-Ангарское погребенное поднятие типа антеклизы.

В результате глубокого бурения, проводившегося главным образом на юго-востоке Иркутского амфитеатра, установлены притоки нефтяных флюидов из нижнекембрийских отложений более чем на 20 площадях, в том числе промышленные притоки нефти, газа и конденсата на Марковской, Криволуцкой, Бильчирской, Парфеновской и других антиклинальных структурах.

Геологами ВСГУ, ВНИГРИ и другими в Ангаро-Ленских районах выделяется 5 продуктивных горизонтов, связанных с мотской, усольской, бельской и ангарской свитами нижнего кембрия. Наибольшее практическое значение имеет парфеновский горизонт, который соответствует пачке кварцевых песчаников мощностью от 10 до 80 *м*, залегающей в кровле нижнемотской подсвиты. Из этого горизонта на Марковской площади получены промышленные притоки нефти, газа и конденсата. Выше по разрезу выделяется осинский продуктивный горизонт, представленный пачкой (мощностью 50—85 *м*) кавернозных доломитов и залегающий в 30—80 *м* выше подошвы усольской свиты.

Большой интерес представляет бельская свита, в которой установлены два нефтегазоносных горизонта, сложенных кавернозно-трещиноватыми известняками и доломитами. Нижний из них — христофоровский мощностью 20 *м* приурочен к основанию бельской свиты. С этим горизонтом связаны нефтегазопроявления на Балыхтинской, Христофоровской и других площадях. Верхний продуктивный горизонт — бильчирский залегает в основании верхнебельской подсвиты. На одноименной площади из этого горизонта получен промышленный приток газа.

Основываясь на принципах сравнительного анализа, с учетом общности истории геологического развития западной и восточной частей Иркутского бассейна, можно предполагать, что для первой из них в разрезе нижнего кембрия будут иметь место те же продуктивные горизонты, что и в Ангаро-Ленских районах. В связи с этим отметим, что при бурении опорных скважин в Присаяно-Тасеевском прогибе, в некоторых горизонтах (из числа перечисленных) были зафиксированы нефтегазопроявления. В частности, из парфеновского горизонта в Тулунской опорной скважине получен приток пластовой воды с пленками нефти и спонтанным газом, в Тайнинской — пластовой воды; из нижнебельского (христофоровского) горизонта — газовый фонтан с дебитом около 13 тыс. *м*^{3}*/сутки* (Тыпыс); из верхнебельского (бильчирского) — газопроявления в колонковых скважинах на Троицкой и Тыныссской площадях.

В бассейне р. Тасеевой отдельные продуктивные горизонты могут быть встречены и в мощной терригенной толще нижнего ордовика при условии обнаружения в этой толще глинисто-аргиллитовых экранирующих покрышек.

Все это приводит к убеждению, что прогнозная оценка нефтегазоносности западных районов Иркутского бассейна может характеризоваться значениями высокой плотности прогнозных запасов, как и Ангаро-Ленские районы. В этом отношении большое значение нами придается Присаяно-Енисейскому краевому прогибу, для которого характерно наиболее интенсивное прогибание в эпоху кембрия и ордовика, наибольшие мощности синхронных по возрасту карбонатно-солепосных отложений, а также контрастные формы антиклинальных структур, из которых многие оконтурены по данным колонкового бурения и сейсморазведки.

Северная (Заангарская) часть Присаяно-Енисейского краевого прогиба, исходя из приведенного ранее анализа нефтепоисковых критериев, представляется весьма перспективной на нефть и газ, однако степень изученности этой структурной зоны крайне низка. Соответственно она отнесена к категории земель с высокой плотностью прогнозных запасов, но меньшей достоверности. По аналогии с Предуральским краевым прогибом структуры центральной и приплатформенной зон рассматриваемого прогиба должны считаться более благоприятными для нефтегазонакопления.

Район Средне-Ангарского погребенного поднятия также отнесен к категории земель с высокой плотностью запасов. Зоны нефтегазонакопления здесь могут быть связаны со структурными и литологическими ловушками в толще нижнего кембрия, и возможно, ордовика.

В пределах Чадобецкого массива в зону гипергенеза выведена значительная часть разреза не только нижнего палеозоя, но и местами позднего докембрия. Следовательно, гидрогеологические и геохимические условия данной структуры неблагоприятны для захоронения залежей нефтяных флюидов. Исходя из этого, рассматриваемый массив (включая его склоны) отнесен к землям с малыми прогнозными запасами нефти и газа.

Тунгусская возможно нефтегазоносная провинция, выделяемая в современных границах обширной территории (более 1300 тыс. $км^3$) Тунгусской синеклизы, находится в настоящее время на начальной стадии геологического изучения. Мощность платформенного чехла по геофизическим данным варьирует от 3500—4000 в зоне Центрально-Тунгусского погребенного поднятия до 8000—10 000 *м* в зонах прогибов и на севере синеклизы. Для преобладающей ее площади к северу от р. Подкаменной Тунгуски в эпоху позднего палеозоя и раннего мезозоя характерно унаследованное от раннего палеозоя развитие с преобладанием тектонических движений отрицательного знака.

В толще палеозойских отложений, согласно изучению Приенисейского борта Тунгусской синеклизы, условно выделяется более 6 горизонтов коллекторов, которые связаны (снизу вверх по разрезу): 1) с базальными горизонтами нижнего кембрия (платоновская свита и ее стратиграфические аналоги); 2) с верхними пачками кавернозных доломитов костинской свиты нижнего — среднего отдела кембрия и ее аналогов; 3) с пачками песчаников, оолитовых известняков и доломитов байкитской, пролетарской и чуньской свит нижнего ордовика; 4) с песчаниками криволуцкого яруса среднего ордовика; 5) с карбонатными породами венлокского яруса (нижний силур); 6) с мощными пачками песчаников тунгусской серии верхнего палеозоя. В этой толще намечаются также 3—4 горизонта экранирующих покрышек в разрезах кембрия, ордовика, силура и девона, о чем говорилось в разделе о коллекторских свойствах пород.

Анализ литолого-геохимических критериев нефтегазоносности приводит к убеждению, что в толще нижнего палеозоя и, возможно, позднего докембрия имеются нефтепроизводящие свиты и зоны нефтегазонакопления. На это указывают, в частности, многочисленные проявления в верхней части платформенного чехла нафтидов вторичного (миграционного) генезиса, связанные в основном с зонами дизъюнктивных нарушений. Судя по источникам подземных вод в родниках и в скважинах, с толщей нижне-среднепалеозойских отложений связаны артезианские сильно минерализованные воды преимущественно хлоридно-кальциевого типа, близкие по составу подземным водам Иркутского нефтегазоносного бассейна.

В осадочном чехле Тунгусской синеклизы по маркирующим горизонтам триасовых и пермских отложений выделено несколько десятков крупных

положительных структур (плакантиклинали, куполовидные поднятия, брахиантиклинали). Однако структурные формы нижнего и среднего палеозоя совершенно не изучены и, следовательно, вопросы соотношения структурных планов между верхней и нижней частями осадочного чехла остаются не выясненными и требуют своего разрешения. На Приенисейском и Прианабарском бортах синеклизы толща нижнего палеозоя и позднего докембрия дислоцирована в систему крупных валов и брахиантиклиналей платформенного типа, осложненных локальными поднятиями третьего порядка.

На Сухотунгусской локальной структуре в результате бурения скв. 1-СП установлены нефтегазопроявления, связанные с платоновской свитой нижнего кембрия. Как уже отмечалось, сухотунгусская нефть по составу очень близка марковской нефти, что указывает на возможность регионального распространения данного продуктивного горизонта. Вероятность обнаружения других нефтегазоносных горизонтов тесно связана с горизонтами-коллекторами, которых, как уже отмечалось, в осадочном чехле синеклизы намечается более шести.

Таким образом, стратиграфический диапазон возможной нефтегазоносности в Тунгусском регионе, несомненно, значительно больше, нежели в Иркутском. Если же учесть широкое распространение проявлений нефти и газа в пределах синеклизы, свидетельствующих о наличии в нижележащих толщах крупных зон нефтегазопроявления, то высокая оценка плотности прогнозных запасов нефти и газа для Тунгусской синеклизы представляется аксиомой.

Выделение в пределах обширной территории Тунгусской провинции конкретных наиболее благоприятных зон нефтегазонакопления связано с большими затруднениями вследствие почти полного отсутствия информации о вещественном составе, геохимических особенностях и структурных формах нижних (доверхнепалеозойских) горизонтов платформенного чехла.

В данной ситуации наиболее объективным, по нашему мнению, является палеотектонический критерий, основанный на интерпретации геофизических данных (магниторазведки и гравиметрии). Согласно данным Э. Э. Фотиади, Г. Г. Ремпеля и других, в пределах синеклизы выделяются Центрально-Тунгусское и Чадобец-Катангское погребенные поднятия типа антеклиз, которые в эпоху раннего палеозоя могли быть весьма благоприятны для формирования ловушек структурного и литологического типов. Подобная обстановка нами предполагается также для отдельных структурных зон Приенисейского и Прианабарского бортов синеклизы. В частности, на первом из них выделяется Туруханская погребенная антеклиза, а на втором — Верхне-Кенелеканское, Ессейское, Мойероканское и другие погребенные поднятия. Все эти крупные положительные структуры в раннем палеозое, вероятно, характеризовались чертами конседиментационного развития, что способствовало образованию на их сводах и склонах терригенных отложений с поровыми коллекторами.

Последующая эпоха тектонических движений, связанная с поздним палеозоем и мезозоем, была благоприятна для формирования в пределах этих крупных структур локальных поднятий, многие из которых четко оконтуриваются по соответствующим маркирующим горизонтам на структурной карте (см. рис. 9). Следовательно, история формирования рассматриваемых погребенных антеклиз и сводовых поднятий указывает на возможную приуроченность к ним крупных зон нефтегазонакопления. В связи с этим отметим, что в названных структурных зонах сравнительно часто фиксируются на дневной поверхности проявления вторичных нафтидов. Исключением является преобладающая южная часть площади Чадобецко-Катангской

погребенной антеклизы, где после раннего палеозоя наступил длительный перерыв, сопровождавшийся господством эрозионных процессов и интенсивным размывом нижнепалеозойских образований, что могло привести к полному уничтожению скоплений нефтяных флюидов.

Изложенные данные позволяют отнести зоны погребенных антеклиз и поднятий к землям с высокой плотностью прогнозных запасов нефти и газа, но менее достоверных по сравнению с Ангаро-Ленским районом.

К землям со средней плотностью прогнозных запасов отнесены, помимо Катангско-Чадобецкой погребенной антеклизы в северной ее части, зона Хантайских структур на северо-западе Тунгусской синеклизы, обширные зоны Илимпейских и Верхне-Маркокских поднятий в восточной части синеклизы, значительная площадь южного и западного склонов Анабарского массива и др.

Малая плотность прогнозных запасов в какой-то мере условно распространена на остальную менее изученную территорию Тунгусской синеклизы и ее периферические зоны с широким развитием траппов. К этой же категории земель отнесены крайняя с запада (вдоль р. Енисея) зона выходов на дневную поверхность образований верхнего протерозоя и южная часть Катангско-Чадобецкой антеклизы. Кроме того, на карте прогноза нефтегазоносности оконтурены земли с весьма малой плотностью запасов, к которым относятся зона Северо-Енисейского краевого шва, присводовые участки Чадобецкого и Анабарского массивов, а также зоны предгорий Енисейского кряжа и Восточного Саяна, где обнажаются преимущественно породы позднего докембрия. К бесперспективным на нефть и газ землям отнесены своды Анабарского и Чадобецкого массивов и область Саяно-Енисейского складчатого пояса, в пределах которых широко развиты древние метаморфические и изверженные породы докембрийского возраста.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО НЕФТЕПОИСКОВЫМ РАБОТАМ

Первоочередными районами нефтепоисковых геологоразведочных работ, исходя из современного уровня наших знаний, являются Ангаро-Ленский и Присаяно-Енисейский прогибы, а также центральная часть Тунгусской синеклизы и Туруханская антеклиза.

Рекомендации по Приленским районам, включая Марково, нашли отражение в специальной работе комиссии Министерства геологии РСФСР в составе А. А. Трофимука, В. Г. Васильева. И. П. Карасева и других (1964) и поэтому нами не рассматриваются. Следует лишь подчеркнуть, что названные геологи к основным объектам разведки на нефть и газ относят подсолевую толщу нижнего кембрия, заключающую марковский, парфеновский и осинский продуктивные горизонты.

Данная точка зрения авторами настоящей работы полностью разделяется. Более того, ее можно распространить и на Присаяно-Енисейский краевой прогиб, где, по нашему мнению, наиболее крупные скопления нефтяных флюидов можно ожидать в подсолевых терригенных отложениях мотской свиты и ее аналогов. Однако в этом районе нижний палеозой представлен всеми системами и при благоприятных литолого-структурных условиях (наличие покрышек, крупных поднятий) нефтегазоносные горизонты здесь могут быть вскрыты в терригенно-соленосно-карбонатных отложениях ленского яруса и, возможно, в терригенных породах ордовика.

Присаяно-Енисейский прогиб по степени геологической изученности, как отмечалось ранее, подразделяется на две части: Присаяно-Тасеевскую,

где проведены комплексные геофизические работы, геологическая съемка и пробурено несколько глубоких скважин, и Вельминско-Бахтинскую, которая почти не изучена.

В Присаяно-Тасеевском прогибе в толще нижнего палеозоя развиты антиклинальные структуры в основном двух типов: соляные антиклинали и брахиантиклинальные поднятия платформенного типа [Сулимов и др., 1966]. По аналогии с прилепскими районами та и другая группы структур являются перспективными на нефть и газ, однако ни одна из них в этом районе не разведана. Соответственно, на первой стадии поисково-разведочных работ необходимо ввести в бурение структуры двух типов: соляные антиклинали, обладающие большими размерами и значительной амплитудой (Троицкая, Тынысская, Хырсантьевская и др.), и брахиантиклинальные поднятия платформенного типа (Почетское, Пушкинское и др.). Конкретные рекомендации по нефтепоисковым работам в этом районе на ближайшие годы сводятся к следующему.

I. Параметрические и поисковые скважины.

1. Бурение в своде Почетской брахиантиклинали, оконтуренной сейсморазведкой, параметрической скважины глубиной 4250 *м* (проектный горизонт — мотская свита), с целью вскрытия и опробования возможных нефтегазовых горизонтов по всему разрезу нижнего кембрия, изучения нефтегазопроявлений в песчаных коллекторах ордовика и определения всех физических параметров пород по вскрытой части осадочного чехла, что крайне необходимо для обоснованной интерпретации геофизических данных (особенно сейсморазведки).

2. Бурение трех поисково-разведочных скважин глубиной по 1200 *м* в сводовой части Тынысской соляной антиклинали с целью вскрытия, опробования и оценки газопроявлений нижнебельского горизонта.

3. Бурение трех поисково-разведочных скважин глубиной по 1200—1500 *м* на Троицкой соляной антиклинали с целью промышленной оценки ангарского газоносного горизонта и изучения нефтегазопроявлений, связанных с нижнебельской подсвитой.

4. Бурение структурно-поисковой или параметрической скважины глубиной 3200 *м* и на Михайловской площади, в зоне выклинивания галогенных пород нижнего кембрия, для изучения газопроявлений в породах ленского яруса, осинском горизонте усольской свиты и в песчаниках мотской свиты.

5. Бурение в своде Тынысской или Троицкой соляных антиклиналей параметрической скважины глубиной 4000 *м* (проектный горизонт — подошва мотской свиты) с целью вскрытия возможных продуктивных горизонтов в подсолевой толще, в основании усольской свиты, ленском ярусе и изучения физических свойств пород мотской свиты.

II. Сейсморазведка.

1. Завершить площадные сейсморазведочные работы на Захарово-Пушкинском валу и в смежных к югу районах.

2. Площадная сейсморазведка методами МОВ и КМПВ на Хырсантьевской площади для оконтуривания антиклинали по горизонтам нижнего кембрия.

3. Профильная сейсморазведка методами МОВ и КМПВ на юго-западном склоне Чуно-Бирюсинского погребенного поднятия, а также на Старо-Акульшетской, Тарминской и Ендарминской структурах с целью изучения контуров локальных поднятий по опорным отражающим горизонтам нижнего кембрия.

В пределах Вельминско-Бахтинского прогиба и прилегающего с востока Турамского свода необходимо проведение комплексных геофизических исследований, включая гравиразведку, электроразведку, сейсмопрофилирование, а также бурение опорных и параметрических скважин, с целью изучения по маркирующим горизонтам кембрия регионального структурного плана и оконтуривания крупных антиклинальных поднятий, а также выяснения литолого-фациального состава пород нижнего палеозоя и связанных с ними нефтегазопроявлений. К числу первоочередных работ в этом районе необходимо отнести следующие.

I. Геофизические исследования.

1. Площадная гравиметровая съемка и электроразведка методами ВЭЗ и ТТ в бассейнах рек Вельмо и Камо (включая Турамский свод), где по данным геологической съемки установлен ряд антиклинальных структур, а также в районе Верхне-Лебедянского и Лиственичного валов.

2. Площадная сейсморазведка методами МОВ и КМПВ на площади названных выше валов для оконтуривания их по опорным отражающим горизонтам нижнего кембрия и по кровле фундамента.

II. Буровые работы.

1. Бурение в наиболее приподнятой части Турамского свода опорной скважины (проектная глубина 3000 *м*) с целью изучения разреза кембрийских отложений и связанных с ними нефтегазопроявлений.

2. Бурение опорной скважины проектной глубиной 4000 *м* в своде Верхне-Лебедянской или Сухолебяжинской антиклиналей для вскрытия всего разреза нижнепалеозойских отложений. Окончательный выбор одной из этих структур ставится в зависимость от результатов геофизических исследований.

3. Бурение Бахтинской опорной скважины (проектная глубина 4000 *м*) для изучения разреза палеозойских отложений и нефтегазопроявлений в северной (наименее изученной) части Присаяно-Енисейского прогиба.

На территории Тунгусской синеклизы стратиграфический диапазон возможной нефтегазоносности по сравнению с южными и приенисейскими районами платформы значительно расширяется (от позднего докембрия до верхнего палеозоя). Большой интерес представляет здесь Центрально-Тунгусское погребенное поднятие, в пределах которого рекомендуется продолжать профильное колонковое бурение для оконтуривания антиклинальных структур по маркирующим горизонтам дегалинской свиты P_2. Кроме того, необходимо покрыть всю площадь антеклизы среднемасштабной геологической съемкой, провести площадные электроразведочные работы методами ТТ, электропрофилирование ВЭЗ и сейсмозондирование методом РНП (по р. Нижней Тунгуске) для выяснения глубинного строения осадочного чехла до кровли фундамента.

Исключительно большое значение для Тунгусской синеклизы приобретает бурение опорных и параметрических скважин, которое позволит выяснить вещественный состав отложений палеозоя и дать сравнительную прогнозную оценку возможных зон нефтегазонакопления с целью последующего более детального их изучения. В связи с этим важно отметить, что на Русской платформе и Западно-Сибирской плите опорное бурение сыграло решающую роль в разработке научно обоснованного направления нефтепоисковых работ, давших, как известно, прекрасные результаты.

Для центральных районов синеклизы наибольший интерес представляет Туринская опорная скважина (проектная глубина 4350 *м*), начатая бурением в 1966 г. В результате ее проводки будет получена первая достоверная

информация о литологии, фациях, мощности палеозойских отложений и связанных с ними нефтегазопроявлений.

В Туруханском районе рекомендуется продолжить поисково-разведочное бурение на Сухотунгусской антиклинальной структуре с целью промышленной оценки нефтегазового горизонта в платоновской свите, вскрытого скв. 1-Р. В связи с этим целесообразно пробурить в сводовой и присводовой частях антиклинали две скважины проектной глубиной 2500—3000 *м*.

В заключение следует подчеркнуть, что проводимые в Восточной Сибири комплексные геофизические работы, геологическая съемка и бурение из года в год увеличивают степень достоверности прогнозной оценки на нефть и газ как отдельных районов, так и всей западной части Сибирской платформы. Осуществление этих работ является основной предпосылкой для открытия в ближайшие годы на рассматриваемой территории крупных нефтегазовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол., вып. 2, № 4, 1933.

Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы (Автореф. докт. дисс.). Л., 1958.

Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 106, 1960.

Баженова Т. К., Гусева А. Н., Скарятин В. Д. О нефтепроявлениях на Болгохтохской площади (Норильский район). Нефтегаз. геол. и геофиз., № 10, 1963.

Баженова Т. К. Основные битумопроизводящие комплексы пород Игаро-Норильского района. В кн. Геол. нефтегаз. р-нов Сибири, ч. 2, 1964. (Тр. СНИИГГИМС, нефт. геол., вып. 32).

Баженова Т. К., Высоцкий В. И., Серегин А. М. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности Приенисейской части Сибирской платформы. Геол. нефти и газа, № 8, 1964.

Баженова Т. К., Высоцкий В. И. Геотектоническая природа Приенисейской части Сибирской платформы. Вестн. МГУ № 3, 1965.

Бакиров А. А. О классификации и геотектонических закономерностях размещения крупных территорий (региональных зон) нефтегазонакопления в земной коре. Тр. МИНХ и ГП, вып. 24, 1959.

Баранов В. К., Будников В. И. Схема стратиграфии верхнепалеозойских отложений северо-западной части Тунгусской синеклизы. В сб. Матер. по геол., геофиз. и полез. ископ. Сибири, Тр. СНИИГГИМС, вып. 34, 1965.

Барс Е. А. Гидрохимические показатели нефтеносности и гидрохимические методы поисков нефтяных залежей. Геол. нефти и газа, № 8, 1957.

Бгатов В. И., Казаринов В. П. Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Бюл. НТИ СНИИГГИМС, 1960.

Бгатов В. И., Казаринов В. П. Опыт изучения разрезов осадочных толщ. Бюл. НТИ СНИИГГИМС, 1960.

Бельговский Г. Л., Быкадоров В. С., Томилов А. А. Центральная часть Н. Тунгусского бассейна. В кн. Геол. м-ний угля и горюч. сланцев СССР, т. 8, М., 1964.

Бетехтина О. А. Верхнепалеозойские неморские пелециподы Сибири и Восточного Казахстана. Наука, 1966.

Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточной части). В кн. Строение и перспн. нефтегазоносн. Наука, 1964.

Боголепов К. В. О формах структурных связей Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. В кн. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Богородицкая Н. И. Метаморфизм рассеянного органического вещества в отложениях нижнего палеозоя Сибирской платформы. Геохим. сб., № 8, Тр. ВНИГРИ, вып. 212, 1963.

Борисяк А. А. Геологический очерк Сибири. 1923.

Брод И. О. Теоретические предпосылки поисков новых нефтегазоносных областей в СССР. Сов. геол., № 47, 1955.

Брод И. О. Диагностические признаки процессов битумообразования и нефтеобразования. Нов. нефт. техн. (геол.), № 9, 1959.

Булина Л. В., Спижарский Т. П. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 12, 1965.

Буялов Н. И. Галогенные отложения на территории СССР (в том числе, в Восточной Сибири) и их связь с нефтегазоносностью. ДАН БССР, т. 110, № 1, 1966.

Быкадоров В. С., Яковлев И. К. Западная часть Тунгусского бассейна. В кн. Геол. м-ний угля и горюч. сланцев СССР, т. 8, М., 1964.

Варенцев М. И., Дорошко С. М., Куренков Н. Т. О геологическом строении и нефтеносности кембрийских отложений Северной Африки и их значение для оценки перспектив нефтегазоносности Восточной Сибири. В кн. Тектоника нефтегазон. обл. Сибири. Наука, 1967.

Васильев В. Г. и др. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтегазоносность кембрия. М., Гостоптехиздат, 1957.

Васильев В. Г., Иванова М. Н., Мордовский В. Т. О сочленении Восточно-Сибирской и Западно-Сибирской платформ в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. В сб. Вопр. нефтегаз. Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959.

Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 12, 1964.

Вассоевич Н. Б., Ковачева И. С. Об углеродно-битумном коэффициенте, как почвенно-геохимическом показателе нефтегазоносности недр. Геол. нефти и газа, № 4, 1963.

Вассоевич Н. Б., Неручев С. Г. Возникновение, последующая эволюция и первичная миграция микронефти. МГК, XXII сес., докл. сов. геол. Геол. нефти. Наука, 1964.

Вербицкая Н. Г., Ильюхина Н. П., Ковбасина В. М. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений юго-западной окраины Тунгусской синеклизы. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 23, 1959.

Войновский-Кригер К. Г. Об устойчивости в геологическом прошлом фациальных обстановок и их границ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.

Войновский-Кригер К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна. Тр. лабор. геол. угля АН СССР, вып. 6, 1956.

Волколаков Ф. К. Раннепалеозойские прогибы восточной части Восточного Саяна. Тез. докл. сов. по пробл. прогибы, НИИГА, 1966.

Волобуев М. И. и др. Интерпретация значений абсолютного возраста породообразующих и акцессорных минералов Енисейского кряжа и Восточного Саяна. В сб. Новые данные по геологии юга Краснояр. края. Изд. КГУ, 1964.

Вологдин А. Г., Гедройц Н. А., Смирнов А. П. Нефтеносность Сибири. Тр. Нефт. ин-та, сер. А, вып. 9, 1938.

Воробьев В. Н., Мельников Н. В. Количественная оценка трещиноватости горных пород по керну. Информ. науч.-техн. сб. Нефтегаз. геол. и геофиз., вып. 2, ЦНИИТЭНефтегаз, 1965.

Воробьев В. Н., Мельников Н. В. Коэффициент эффективности трещин и его влияние на трещинную проницаемость пород. Тез. докл. II общ. конф. М., 1966.

Воробьев В. Н., Сулимов И. Н. О трещинных и поровых коллекторах Канско-Тасеевской впадины. Геол. нефти и газа, № 2, 1966.

Вотах О. А., Козлов Г. В. Об угловых несогласиях на границе кембрия и докембрия в Туруханском районе. Геол. и геофиз. № 7, 1965.

Вотах О. А. и др. Новые данные о докембрии Туруханского района. ДАН СССР, т. 162, № 5, 1965.

Герасимов Л. М. Стратиграфия туфолавовой толщи междуречья Курейки и Нижн. Тунгуски. Инф. сб. Ин-та геол. Арктики, вып. 31, 1962.

Годлевский М. Н. Об особенностях развития траппового магматизма на северо-западе Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 123, № 2, 1958.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.

Голубков В. С. О цикличности геологического развития северо-запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 133, Госгеолтехиздат, 1963.

Гольдберг И. С. О закономерностях распространения битумопроявлений в северной части Тунгусской синеклизы. Геол. сб., № 6. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.

Гор Ю. Г. Стратиграфия верхнепалеозойских угленосных отложений северо-западной окраины Сибирской платформы. В кн. Геол. и полезн. ископ. Сибир. платф. Тр. НИИГА, т. 136, 1963.

Гор Ю. Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. Недра, 1965.

Горбачев В. Ф. Сравнительный палеотектонический анализ структур Присаянья и Прибайкалья в связи с нефтегазоносностью. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук, 1965.

Горячев А. И. Фации нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. В сб. Геол. и нефтен. Вост. Сибири, Гостоптехиздат, 1959.

Гришин М. П., Пятницкий В. К. Строение фундамента Приенисейской части Западно-Сибирской плиты по данным геофизики. Тр. СНИИГГИМС, вып. 30, 1964.

Гурари Ф. Г. О соленосности юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.

Гуревич М. С. Гидрохимические и гидрогеологические показатели нефтегазоносности. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 46, 1961.

Даценко В. А. Стратиграфия докембрийских и кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 133, 1963.

Даценко В. А., Лазаренко Н. П. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений в северо-западной части Сибирской платформы (Междуречье Хантайка — Кулюмбе). Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, 1960.

Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Тр. ВНИГРИ, вып. 211, 1963.

Дедеев В. А., Султанаев А. А. Стадии развития Предуральского краевого прогиба. В кн. Тез. докл. сов. по пробл. прогибы, НИИГА, 1966.

Демокидов К. К. и др. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений Анабарской антеклизы. Тр. НИИГА, т. 102, 1959.

Демокидов К. К. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия севера Средней Сибири и островов Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 137, 1964.

Дербиков И. В. и др. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования. Гостоптехиздат, 1960.

Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хр. Станового. Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сес., докл. сов. геол., пробл. 9, АН СССР, 1960.

Дибров В. Е. и др. Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1960.

Додин Д. А., Сухов Л. Г. Опыт составления унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 3, 1964.

Долгинов Е. А. Особенности развития Саяно-Енисейской складчатой области. Вестн. МГУ, геол. серия 4, № 5, 1964.

Дорошко С. М., Куренков Н. Т. Основные черты тектоники восточной окраины Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью. В кн. Тектоника нефтегазон. обл. Сибири. Наука, 1967.

Драгунов В. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна нижнего и среднего течения р. Сухая Тунгуска. В сб. науч.-техн. инф. Мин-ва геол. и охр. недр СССР, № 2, 1956.

Драгунов В. И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы. В сб. Матер. по геол. и полез. ископ. Сиб. платф., ВНИГРИ, нов. серия, вып. 23, 1959.

Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы. В кн. Стратигр. СССР. Верхний докембрий, 1963.

Драгунов В. И., Смирнова Е. В. Особенности тектонического строения северо-западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья (К характеристике Нижнеенисейского авлакогена). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 97, 1964.

Дренов Н. В. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы. В кн. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Егорова Л. И., Савицкий В. Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Приангарье). Недра, 1968.

Еникеева Л. Г., Марков Е. П., Микуцкий С. П. О перспективах нефтегазоносности низовьев р. Подкаменной Тунгуски. Тр. СНИИГГИМСа, серия нефт. геол., вып. 32, Геол. нефтегаз. р-нов. Сибири, ч. 2, 1964.

Жарков М. А. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. В кн. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Жарков М. А. Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности. В сб. Тектоника юга Сиб. платф. Недра, 1965.

Журавлева З. А. Онколиты и катагфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. Изд. ГИН АН СССР, вып. 114, 1964.

Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В сб. Вопр. геол. Азии, т. 1, изд. АН СССР, 1954.

Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы. В сб. Геофиз. исслед. и пробл. нефтегазонос. Сиб. платф., вып. 2, Гостоптехиздат, 1962.

Замараев С. М., Савинский К. А., Мандельбаум М. М. Тектоника южной части Сибирской платформы и направление нефтепоисковых работ. Сов. геол., № 5, 1963.

Зегебарт Д. К. Основные черты тектонического строения правобережья р. Енисея между устьями рек Подкаменной Тунгуски и Дудинки. Тр. НИГРИзолото, вып. 21, 1957.

Зеленов К. К., Журавлева И. Т., Корде К. Б. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 112, № 2, 1955.

Золотов А. Н. Геологическое строение Тулунского Присаянья и история его развития в нижнепалеозойское время. В кн. Геол. и нефтегазонос. Вост. Сибири. Недра, 1966.

Зоненштайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. Геотектоника, № 5, 1966.

Ильюхина Н. П. Стратиграфия и условия образования каменноугольных отложений бассейна р. Ангары. Матер. по геол. Вост. Сибири, ВСЕГЕИ, 1964.

Илюхин Л. Н., Скарятин В. Д. Некоторые результаты изучения трещиноватости нижнепалеозойских отложений Приенисейской части Сибирской платформы. В сб. Геол. Краснояр. края. Изд. МГУ, 1964.

Казаринов В. П. (ред). Осадочные серии палеозоя Сибири. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 16, Гостоптехиздат, 1962.

Калачева В. Н. Типы трещиноватых коллекторов в карбонатных отложениях нижнего кембрия и их распространение на территории Иркутского амфитеатра. Тр. ВНИГРИ, вып. 228, Гостоптехиздат, 1964.

Калинко М. К. О методике поисков нефти и газа в новых провинциях. В сб. Геол. и геофиз., 2 (VIII), 1958.

Калинко М. К. История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Тр. НИИГА, т. 104, 1959.

Калинко М. К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. Гостоптехиздат, 1963.

Карасев И. П., Карасев О. И. Тектоническое строение Иркутского амфитеатра. В кн. Геол. стр. и нефтегазоносн. Иркутского амф. Гостоптехиздат, 1960.

Карасев И. П., Мандельбаум М. М., Самсонов В. В. Методические основы и направление нефтепоисковых работ в южной части Сибирской платформы. Геол. нефти и газа, № 11, 1965.

Карпышев В. С. Кембрий нижнего Приангарья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1964.

Карцев А. А. Классификация гидрогеологических показателей при оценке перспектив нефтегазоносности. Тр. Моск. нефт. ин-та им. Губкина, вып. 22, 1958.

Келлер. Б. М. Стратиграфия СССР, т. 11, Верхний докембрий, 1963.

Кириллов А. С. К вопросу о структуре Приенисейской окраины Сибирской платформы. В кн. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Кирпиченко Г. И. Новые данные о геологическом строении и нефтеносности Туруханского района. Сов. геол., № 9, 1940.

Кирпиченко Г. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа. Матер. по геол. Краснояр. края. Гостоптехиздат, 1961.

Кичровский В. М., Чайка В. М. Новые данные о корреляции и возрасте додевонских свит Игаро-Туруханского района. Геол. и геофиз., № 8, 1964.

Ковтун А. С. О коллекторских свойствах синийских и нижнепалеозойских отложений южного крыла Анабарской антеклизы. Тр. ВНИГРИ, вып. 228, Гостоптехиздат, 1964.

Козырев В. Д. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности земель Тунгусской синеклизы и ее обрамления. Геол. и геофиз., № 3, 1966.

Комар В. А., Семихатов М. А. К геологической истории Сибирской платформы в позднем докембрии. ДАН СССР, т. 161, № 2, 1965.

Конторович А. Э., Стасова О. Ф. О генезисе некоторых нефтей Сибирской платформы. В кн. Геол. нефтегаз. р-нов Сибири, ч. 2, 1964. (Тр. СНИИГГИМС, серия нефт. геол., вып. 32).

Коробов М. Н. Нижний кембрий Хараулаха. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1963.

Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничения Сибирской платформы. В кн. Тектоника Сибири, т. 2. СО АН СССР, 1963.

Косыгин Ю. А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Изд. СО АН СССР, 1964.

Косыгин Ю. А., Трофимук А. А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1965.

Красильников Б. Н. О докембрийских краевых прогибах Сибири. Геол. и геофиз., № 5, 1963.

Крылова А. К. Стратиграфия и брахиоподы девона Сибирской платформы. Гостоптехиздат, 1962.

Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж. Тр. лабор. геол. докембрия, вып. 1. Изд. АН СССР, 1952.

Кузнецов Г. А. История геологического развития Ангаро-Ленского раннепалеозойского краевого прогиба. Тез. докл. совещ. по проблеме прогибы, НИИГА, 1966.

Лавров М. М. Сибирская платформа и проблема синия. В сб. Сов. по геол. стр. и минер. рес. Сиб. платф. (Тез. докл., вып. 1). 1959.

Лазаренко Н. П. Новые нижнекембрийские трилобиты Советской Арктики. В сб. ст. по палеонт. и биостратигр., вып. 29. Изд. Ин-та геол. Арктики, 1962.

Лебедев В. М. К вопросу о расчленении эффузивной толщи в Игарско-Норильском районе. Тр. СНИИГГИМС, вып. 32, 1964.

Лебедев В. М., Старосельцев В. С. О методах стратификации триасовых образований Тунгусской синеклизы. Геол. и геофиз., № 4, 1967.

Лифшиц Ю. Я. Новые данные о верхнепермских отложениях нижнего течения р. Курейки. Инф. бюл. Ин-та геол. Арктики, вып. 12, 1958.

Лифшиц Ю. Я., Голованов Н. П. К стратиграфии вулканогенных образований района междуречья Курейки и Хантайки (северо-западная часть Сибирской платформы). Инф. бюл. Ин-та геол. Арктики, вып. 13, 1959.

Лобанов М. П., Сендеров М. А., Дашкевич Л. М. Ордовикские отложения бассейна рек Кунермы и Окунайки. В сб. Новые данные по геол., нефтеносн. и полезн. ископ. Иркутской обл. Недра, 1964.

Малич Н. С. Геологическое строение северо-восточной части Енисейского кряжа (бассейн р. Тея). Мат. р.по геол. Вост. Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 66, 1961.

Марков Е. П. О фациальной зональности бассейна реки Подкаменная Тунгуска в раннем ордовике. Тр. СНИИГГИМС, вып. 34, 1965.

Мандельбаум М. М. Методические основы нефтегазопоисковых исследований в южной части Сибирской платформы. Автореф. докт. дис., Иркутск, 1966.

Матухин Р. Г. О фосфатоносности девонских отложений Приенисейской части Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМС, вып. 34, 1965.

Масайтис В. Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Вилюйско-Ангарского мезозойского прогиба. В сб. Матер. по геол. Сиб. платф., вып. 7, ВСЕГЕИ, 1955.

Межвилк А. А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы. Геол. и геофиз., 4, 1962.

Мельников Н. В. Влияние пластовых интрузий на конфигурацию складок. ДАН СССР, т. 165, № 3, 1965.

Мельников Н. В., Воробьев В. Н. Изучение трещиноватости горных пород по керну. Информ. науч.-техн. сб. Нефтегаз. геол. и геофиз., вып. 13, ЦНИИТЭНнефтегаз, 1964.

Меннер В. Вл. Схема стратиграфии девонских отложений северо-западной части Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 141, № 6, 1961.

Микуцкий С. П. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений Приенисейской части Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, 1960.

Микуцкий С. П. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. Тр. СНИИГГИМС, вып. 28, 1963.

Мирошников Л. Д. Структура фундамента северной части Западно-Сибирской низменности и возможности ее нефтегазоносности. Геол. нефти и газа, № 1, 1961.

Мирчинк М. Ф. и др. Закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1963.

Мордовский В. Т. Тектоника и нефтеносность южной части Сибирской платформы. Под ред. М. И. Варенцова. Изд. Ин-та нефти АН СССР, 1959.

Моор Г. Г. Геологический очерк Сибирской платформы и прилегающих к ней складчатых структур. Тр. АНИИ, 1944.

Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Докл. сов. геол. на XXII Междунар. геол. конгр. В сб. Деформ. пород и тектоника, АН СССР, 1964.

Мусатов Д. И. Основные этапы тектонического развития восточной части Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Тез. докл. сов. по пробл. тектоника, Изд. АН СССР, 1962.

Мусатов Д. И. Некоторые вопросы соотношения Сибирской платформы с ее обрамлением. В сб. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа. В кн. Геол. юго-запад. обрамл. Спб. платф. Тр. КГУ, Недра, 1964.

Накоряков В. Д. Строение домезозойского фундамента Приенисейской полосы Западно-Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 3, 1961.

Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 46, 1949.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I, II. Изд. АН СССР, 1956.

Неручев С. Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Гостоптехиздат, 1962.

Никольский В. М. Верхнепалеозойская угленосная формация Приенисейской части Тунгусского бассейна. Наука, 1965.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. I—III, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная части). Тр. Всесоюз. геол.-разв. объед., вып. 167, т. 1, 1932.

Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1942.

Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. ДАН СССР, № 5, 68, 1949.

Одинцов М. М., Скабичевский Н. П. Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа. Пробл. сов. геол. № 7, 1937.

Одинцов М. М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 4, 1962.

Оленин В. Б. Классификация нефтегазоносных бассейнов как основных элементов нефтегеологического районирования (Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Дальний Восток). Вестн. МГУ, сер. 4, Геология, № 4, 1966.

Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки Центральной части Сибирской платформы. В кн. Тектоника СССР, т. 4, Изд-во АН СССР, 1959.

Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1959.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. В кн. Глав. типы глуб. разломов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1956.

Петраков В. У. Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района. Геол. и геофиз., № 4, СО АН СССР, 1964.

Петраков В. У., Микуцкий С. П. О новых нефтегазопроявлениях на Дьявольской площади. В кн. Геол. нефтегаз. р-нов Сибири, ч. 2, 1964. (Тр. СНИИГГИМС, серия нефт. геол., вып. 32).

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Тр. ВСЕГЕИ, т. 89, 1963.

Поддубный В. В. Новые данные по геологии южного обрамления Анабарского массива. Тр. ВНИГРИ, Геол. сб. 6, 1961.

Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн. Вопр. геол. Азии, т. 1, 1954.

Покровская Н. В. О ярусном расчленении кембрия. В кн. Тр. XX Межведом. геол. конгр. Кембр. система ее палеогеогр. и пробл. нижн. границы. Симпозиум, т. III, 1961.

Полевая Н. И., Казаков Г. А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar 40/K_{40} в глауконитах. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.

Полькин Я. И. К стратиграфии эффузивного комплекса траповой формации северо-западной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 102, 1959.

Полькин Я. И. Новые данные по стратиграфии вулканогенного комплекса западной окраины Сибирской платформы. Информ. бюл. НИИГА, вып. 28, 1962.

Полькин Я. И. История развития структуры северо-западной части Сибирской платформы. В сб. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Полькин Я. И. Основы унифицированной стратиграфической схемы вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. Уч. зап. НИИГА, регион. геол. вып. 3, 1964.

Предтеченский А. А. Древнее поднятие южной Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, 1960.

Притула Ю. А. Вопросы геологии и нефтегазоносности юга Сибирской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 126, 1958.

Притула Ю. А. и др. Перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири. В кн. Матер. по сов. нефт. геол. Тр. ВНИГРИ, 1963

Пущипло В. Г., Соколова М. Н., Миронов С. И. Нефти и битумы Сибири. Изд. АН СССР, 1958.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, 1959.

Радченко Г. П., Шведов Н. А. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Н. Тунгуски. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 157, 1940.

Радченко О. А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Недра, 1965.

Рассказова Е. С. К стратиграфии Тунгусской серии р. Горбиячин. БМОИП, отд. геол. № 2, 1963.

Рempель Г. Г., Пятницкий В. К. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 172, № 5, 1967.

Репина Л. Н. и др. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. Наука, 1964.

Розова А. В. Биостратиграфия и описание трилобитов среднего и верхнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. Наука, 1964.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская плита. В сб. Тектоника нефтегазонос. обл., ч. 2, Гостоптехиздат, 1958.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.

Савинский К. А. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. Недра, 1964.

Савинский К. А., Савинская М. С. Структура фундамента и ее соотношение с основными особенностями строения осадочной толщи южной части Сибирской платформы. В кн. Тектоника юга Сиб. платф. и перспективы ее калиеносности. Наука, 1965.

Савицкий В. Е. Корреляция разрезов и схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений Анабарской антеклизы. Труды НИИГА, т. 101, 1959.

Савицкий В. Е. О границе синия и кембрия. Там же.

Савицкий В. Е. О соотношении кембрия и верхнего докембрия Анабарского щита. В кн. Сов. по стратигр. отл. позднего докемб. Сибири и Д. Востока. Тез. докл. Новосибирск, 1962.

Савицкий В. Е. Материалы к стратиграфии кембрийских отложений северной и западной периферии Анабарской антеклизы. Тр. НИИГА, т. 136, 1963.

Савицкий В. Е., Шабанов Ю. Я., Шишкин Б. Б. Стратиграфия нижнекембрийских и ранне-нижнекембрийских отложений Игарского района. Тр. СНИИГГИМС, вып. 32, 1964.

Садовников Г. Н. О границе угленосных и туфогенных отложений Тунгусского комплекса в нижнем течении р. Ниж. Тунгуски. Изв. вузов, геол. и разв., № 8, 1960.

Садовников Г. Н. О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1964.

Сакс В. Н. Геологический очерк района города Игарки. Тр. НИИГА, т. 19, вып. 2, 1951.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое. Инф. бюл. НИИГА, вып. 7, 1958.

Салоп Л. И. История геологического развития геосинклинальной системы байкалид. Междунар. геол. конг., XX сес., докл. сов. геол. Гостоптехиздат, 1960.

Семихатов М. А. О вертикальном распределении строматолитов в рифее Туруханского района. ДАН СССР, т. 135, № 6, 1960.

Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 68, Изд. АН СССР, 1962.

Семихатов М. А. Структурно-фациальные зоны рифея и нижнего кембрия Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. В кн. Тектоника Сибири, т. 2, СО АН СССР, 1963.

Серегин А. М. и др. Нефтематеринские и коллекторские свойства кембрийских отложений Приенисейской части Сибирской платформы. Нефть и газ, № 9, 1964.

Серегин А. М. и др. Перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Сибирской платформы. В Сб. работ по геол. и геохим. горюч. ископ. Изд-во МГУ, 1965.

Ситников С. П. Схема тектоники южной части Сибирской платформы и перспективы ее нефтегазоносности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1943.

Смехов Е. М. Емкость карбонатных пород. Тр. ВНИГРИ, вып. 193, 1962.

Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. Тр. Междунар. геол. конгр., XXII сес., докл. сов. геол., пробл. 10, 1964.

Софроницкий П. А., Шершнев К. С. История формирования верхнепалеозойского Предуральского прогиба в Среднем Прикамье. В сб. Тез. докл. сов. по пробл. прогибы. НИИГА, 1966.

Спижарский Т. Н. Тектоническая карта Сибирской платформы и прилегающих частей складчатых систем. Масштаб 1 : 2 500 000, ВСЕГЕИ, 1958.

Спижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития (Матер. совещ. по проблеме тект. в Москве). В кн. Вопр. сравн. тект. древн. платф. Наука, 1962.

Старосельцев В. С. О возможности изучения некоторых антиклинальных структур Норильского района по ледниковым валунам. Тр. СНИИГГИМС, вып. 32, 1964.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Том II, III, изд. АН СССР, 1962.

Суворова Н. П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. В кн. Вопр. геол. Азии, т. I, 1954.

Суворова Н. П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы, вып. 2. Оленеллиды — гранулярииды. Тр. ПИН АН СССР, т. 84, 1960.

Суворова Н. П. Трилобиты коринексохоиды и их историческое развитие. Тр. ПИН АН СССР, т. 103, 1964.

Сулимов И. Н. Жигаловская опорная скважина (Восточная Сибирь). Тр. ВНИГРИ, вып. 173, 1961.

Сулимов И. Н. О послеюрских дислокациях во внешней зоне Байкалид. ДАН СССР, т. 150, вып. 2, 1963а.

Сулимов И. Н. Тектоника Канско-Тасеевского района. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 1, 1963б.

Сулимов И. Н. О позднем докембрии Олхинского Присаянья. Геол. и геофиз., № 8, 1964а.

Сулимов И. Н. Об аналогах усольской свиты и структурно-фациальных зонах нижнего кембрия предгорий Восточного Саяна. ДАН СССР, т. 158, № 6, 1964б.

Сулимов И. Н. Кембрийские отложения бассейна р. Усолки в Красноярском крае. Геол. и геофиз., № 4, 1964в.

Сулимов И. Н. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности юго-запада Сибирской платформы. Л., Недра, 1966.

Сулимов И. Н., Старосельцев В. С., Мельников Н. В. Тектоника и основные этапы послерифейского развития запада Сибирской платформы. В сб. Матер. по геол. и нефтегазоп. Вост. Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 63, 1967.

Сулимов И. Н. Тунгусская возможно нефтегазоносная провинция. Объяснит. зап. к геол.-экоиом. карте разв. нефтегаз. пр-сти Сибири и Д. Востока. Тр. СНИИГГИМС, 1967а.

Сулимов И. Н. О нижнепалеозойских структурах ограничения на юго-западе Сибирской платформы. В сб. Матер. по геол. и нефтегаз. В. Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 63, 1967б.

Сулимов И. Н. и др. Перспективы нефтегазоносности западной части Сибирской платформы. В сб. Матер. по геол. и нефтегаз. Вост. Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 63, 1967в.

Сягаев Н. А. Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера центральной Сибири. Изд-во МГУ, 1962.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Тетяев М. М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Тр. ЦНИГРИ, отд. вып. 2, 1934.

Тетяев М. М. О некоторых основных вопросах геологии Азии. БМОИП, отд. геол. т. 20, № 5—6, 1945.

Трофимук А. А. Нефтегазоносность Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 7, 1960.

Трофимук А. А. Проблема диагностики нефтематеринских свит. Геол. и геофиз., № 4, 1963.

Трофимук А. А. и др. Основные задачи разведки Марковского месторождения нефти в Восточной Сибири. Геол. нефти и газа, № 1, 1964.

Туголесов Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Урванцев Н. Н. Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения и нефтеносности. Тр. Ин-та геол. Арктики, №80,1958.

Урванцев Н. Н. О принципах стратиграфического расчленения эффузивного комплекса. В сб. ст. по геол. и нефтегаз. Арктики, вып. 17, 1961.

Успенская Н. Ю., Табасаранский З. А. Нефтегазоносные провинции СССР. Недра, 1966.

Успенский В. А. и др. Основы генетической классификации битумов. Тр. ВНИГРИ, вып. 230, Недра, 1964.

Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете новых региональных геологических и геофизических исследований. Геол. и геофиз., № 10, 1961.

Фотиади Э. Э., Моисеенко М. С. Основные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических исследований. Геол. и геофиз., № 12, 1964.

Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы ее нефтегазоносности. Геол. и геофиз., № 10, 1964.

Фотиади Э. Э. и др. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на дальнем Востоке. Наука, Новосибирск. отд., 1967.

Хаин В. Е. Главнейшие этапы и общие закономерности развития земной коры. Докл. сов. геол. на XXII Междунар. геол. конгр. Деформ. пород и тектоника. Изд. АН СССР, 1964.

Хахлов В. А. и др. О расчленении пермокарбоновых отложений северо-западной части Азии. Вест. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1, Томск, 1937.

Хахлов В. А. и др. Стратиграфия Тунгусского бассейна на основании изучения ископаемой флоры. Тр. науч. конф. по изуч. и осв. произв. сил Сибири, т. 2, 1940.

Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. БМОИП, отд. геол., т. 20, № 5—6, 1945.

Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1959.

Чайковская Э. В., Баженова Т. К. О возможных нефтематеринских свитах Туруханского и Норильского районов. Нов. нефт. техн. (геол.), № 10, 1958.

Чепиков К. Р. (редактор). Нефтегазоносность Восточно-Сибирской платформы. Гостоптехиздат, 1958.

Чернышева Н. Е. Среднекембрийские трилобиты Восточной Сибири. Часть 1, Тр. ВСЕГЕИ, 1953.

Чернышева Н. Е. К вопросу о расчленении кембрийских отложений Сибирской платформы. Сов. геол., № 55, 1957.

Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрия Алданской антеклизы и палеонтологическое обоснование выделения амгинского яруса. Тр. ВСЕГЕИ, т. 49, 1961.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. БМОИП, отд. геол., № 3—4, 1932.

Шатский Н. С. О тектонике Арктики. В кн. Геол. и полез. ископ. Севера СССР, 1935.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравн. тектоника древ. платф. Статья 3, Изд. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.

Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснит. зап. Госгеолтехиздат, 1957.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур земли. Магадан, 1959.

Яковлев И. К. и др. Материалы по стратиграфии и угленосности западной части Тунгусского бассейна. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 36, 1960.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. Изд. АН СССР, 1962.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.